

В.М. ФЕДОРОВ

**ИНСОЛЯЦИЯ ЗЕМЛИ
И
СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ
КЛИМАТА**



МОСКВА
ФИЗМАТЛИТ®
2018

УДК 551.52
ББК 26.222.8
Ф 33



*Издание осуществлено при поддержке
Российского фонда фундаментальных
исследований по проекту 17-15-00062,
не подлежит продаже*

Федоров В. М. Инсоляция Земли и современные изменения климата. — М.: ФИЗМАТЛИТ, 2018. — 232 с. — ISBN 978-5-9221-1761-6.

В книге приводятся результаты исследований вариаций инсоляции Земли, связанных с небесно-механическими процессами. Анализируются низкочастотные и высокочастотные изменения солярного климата Земли и особенности пространственного распределения приходящей к ней лучистой энергии, связанные с формой, наклоном оси вращения и характером ее орбитального движения. Определены причины современных изменений глобального климата, основная из которых — изменение наклона оси вращения Земли, регулирующее распределение солнечной радиации по широтам и сезонам. Предложены регрессионные модели изменения важнейших характеристик климата: приповерхностной температуры воздуха (ПТВ), температуры поверхности океана (ТПО) и уровня Мирового океана (УМО). Предложен алгоритм прогноза (оценки), основу которого составляют регрессионные модели. Выполнена оценка изменения аномалии ПТВ, ТПО и УМО на период с 2017 по 2050 гг.

Для специалистов-климатологов, океанологов, геофизиков, географов, биологов, экологов, а также для студентов и преподавателей физических и географических факультетов высших учебных заведений.

ISBN 978-5-9221-1761-6

© ФИЗМАТЛИТ, 2018

© В. М. Федоров, 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава 1. История исследований вариаций солнечной энергии	8
1.1. Исторические этапы в изучении многолетних вариаций солнечной активности	8
1.1.1. Наблюдения солнечной активности (8). 1.1.2. Измерения солнечной постоянной (14).	
1.2. Исторические этапы в исследовании вариаций инсоляции Земли, связанных с небесно-механическими процессами.	21
1.2.1. Вековые (низкочастотные) вариации инсоляции (история развития астрономической теории климата) (21). 1.2.2. Периодические (высокочастотные) вариации инсоляции (33).	
Глава 2. Пространственные и временные изменения инсоляции Земли	39
2.1. Оценка исходных инсоляционных данных	39
2.2. Низкочастотные (вековые) вариации инсоляции	44
2.3. Высокочастотные вариации инсоляции.	56
2.4. Синодическая вариация в инсоляции Земли	63
2.5. Анализ составляющих различной физической природы в межгодовой изменчивости инсоляции Земли	77
2.6. Межгодовая изменчивость продолжительности тропического года	87
2.7. Изменение переноса лучистой энергии на верхней границе атмосферы	95
Глава 3. Расчет нормы и годовой приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) на основе данных инсоляции	104
3.1. Инсоляционные нормы ПТВ	104
3.1.1. Годовые инсоляционные нормы ПТВ (106). 3.1.2. Полугодовые инсоляционные нормы ПТВ (109).	
3.2. Годовые инсоляционные ПТВ.	118

Глава 4. Пространственные и временные изменения аномалии приповерхностной температуры воздуха.	125
4.1. Корреляционный анализ инсоляции и аномалии ПТВ.	125
4.1.1. Анализ распределения средних многолетних значений аномалии ПТВ и инсоляции по широтным зонам (126). 4.1.2. Анализ многолетней изменчивости инсоляции и аномалии ПТВ (135).	
4.2. Вековые тренды и прогноз изменения аномалии ПТВ.	141
Глава 5. Изменение аномалии температуры поверхности Мирового океана	159
5.1. Вековые тренды и прогноз изменения аномалии ТПО.	159
5.2. Североатлантическая осцилляция и КМО	175
5.3. Изменение уровня Мирового океана	188
Заключение	196
Приложение. Расчет инсоляции Земли для периода от 3000 лет до н. э. до 2999 лет н. э.	203
П.1. Выбранный подход к описанию приходящей солнечной энергии. . .	203
П.2. Строгие расчетные формулы	205
П.3. Приближенные вычисления и их погрешности в случае $\Delta = 5, L = 12$	208
П.3.1. План вычислений (208). П.3.2. Три шкалы времени и их рабочая разметка (208). П.3.3. Извлечение первичных исходных данных (209). П.3.4. Вычисление вторичных исходных данных по первичным (210). П.3.5. Расчет интегралов ПВР по вторичным исходным данным (211). П.3.6. Итоговые погрешности вычислений (213).	
Литература	214

Введение

Проблема изменения современного глобального климата и, прежде всего, его температурных характеристик представляется актуальной для современной науки и практики (<http://www.ipcc.ch/>). Эта проблема определяется необходимостью прогнозирования последствий климатических изменений для природной среды и населения. Наиболее важным в проблеме исследования и прогнозирования изменений климата является вопрос о причинах, вызывающих эти изменения (Кондратьев, 1987, 1992; Монин, Шишков, 2000).

Климат — это состояние природной среды (системы), которое характеризуется осредненными по времени для некоторого района (или Земли в целом) гидрометеорологическими, почвенно-биологическими и другими показателями. Важнейшей характеристикой климата является температурный режим, определяющий многие особенности жизни населения и окружающей природной среды. Приповерхностная температура воздуха (ПТВ) и температура поверхности Мирового океана (ТПО) характеризуют термическое состояние климатической системы Земли, которое в основном определяется приходящей от Солнца лучистой энергией и парниковым эффектом планеты. Изменения глобальной температуры являются важнейшим показателем изменения климата.

Солнечная радиация является основным источником энергии, определяющим радиационный и тепловой баланс Земли (Зубов, 1938; Шулейкин, 1953; Лоренц, 1970; Будыко, 1968, 1980; Кондратьев, 1980; Монин, Шишков, 2000). С широтными особенностями распределения солнечной радиации связано расположение климатических поясов (широтная зональность). В древности Гиппархом (древнегреческий астроном, географ и математик II века до нашей эры) было дано объяснение годовой смене климатических сезонов. Эта смена объяснялась изменением наклона падения солнечных лучей, связанным с орбитальным движением Земли и наклоном оси ее вращения («климат» в переводе с греческого языка означает «наклон»). Кроме этого, отмечаются межгодовые и многолетние изменения климата, причины которых пока однозначно не определены.

В регулировании поступления солнечной радиации к Земле (без учета атмосферы) и распределении ее по земной поверхности (солянный климат Земли) выделяются два механизма, имеющие различную физическую природу. Один механизм связан с изменением активности Солнца. Другой механизм определяется небесно-механическими процессами, изменяющими элементы земной орбиты (расстояние Земля–Солнце, продолжительность тропического года и др.), наклон оси вращения и связанные с ними изменения в инсоляции Земли. Этот механизм детально анализируется в данной работе. В перераспределении тепла в климатической системе Земли (в атмосфере и океане) участвуют механизмы межширотного теплообмена («тепловая машина первого рода»), теплообмена в системе океан–материк, связанного с реверсивной сезонной сменой областей холода и тепла («тепловая машина второго рода»), в системе океан–атмосфера и др. (Шулейкин, 1953). Важным фактором в регулировании термического режима Земли является состав атмосферы (прежде всего, содержание H_2O), определяющий роль парникового эффекта и ее изменение (Монин, Шишков, 2000, Алексеев, 2016; Малинин, Гордеева, 2015).

В XX веке отмечена тенденция повышения глобальной приповерхностной температуры, однако причины этого однозначно не определены (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature>). Широко распространено мнение о том, что основной причиной изменения глобального климата является «парниковый» эффект, связанный, главным образом, с эмиссией парниковых газов, определяемой антропогенным фактором (<http://www.ipcc.ch/>; http://www.wmo.int/pages/index_ru.html). В то же время не подвергается сомнению то, что солнечная радиация имеет важнейшее значение в генезисе климата.

На исследование причин изменения климата направлен ряд международных научных программ, например, координируемые МСНС (Международный совет научных союзов), ЮНЭСКО и ВМО (Всемирная метеорологическая организация) Всемирная климатическая программа и Всемирная программа исследования климата. Повышенное внимание в настоящее время уделяется исследованиям изменения аномалии ПТВ в связи с изменением парникового эффекта планеты (<http://www.ipcc.ch/>). В то же время вопросы изменения аномалии ПТВ в связи с пространственными и временными вариациями инсоляции исследованы еще не достаточно.

Основная задача работы — определение влияния инсоляции и ее изменений, связанных с небесно-механическими процессами, на формирование и изменение аномалии ПТВ и ТПО, отражающей современное состояние и динамику термического режима климатической системы Земли.

Автор искренне благодарен А.А. Костину за многолетнее сотрудничество и помощь в разработке расчетных компьютерных программ и выполнении расчетов. Совместно с А.А. Костиным подготовлена

методика расчета инсоляции (Приложение). Очень полезным оказалось участие в расчетах, подготовке графических иллюстраций и обсуждении результатов И.К. Бариева, П.Б. Гребенникова, А.М. Залиханова, Н.К. Кононовой, А.И. Хлыстова, Б.Г. Шерстюкова, которым автор искренне признателен. Автор благодарен У. Фолкнеру (W.M. Folkner, NASA), любезно согласившемуся выполнить параллельные расчеты времени вхождения Земли в точку весеннего равноденствия (с 1600 г. по 2100 г.), что позволило сравнить полученные нами результаты и убедиться в их точности и достоверности. Автор признателен Н.С. Сидоренкову и В.Н. Малинину за предоставленные данные по вариации скорости осевого вращения Земли и уровню Мирового океана. Особую признательность автор выражает С.А. Сократову за дружеское участие и вдумчивое обсуждение общей исследовательской концепции, расчетных алгоритмов и полученных результатов на всех этапах проведения исследований.

В монографии представлены результаты работ, выполнение которых оказалось возможным благодаря финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 11-05-07029, 14-45-01616, 15-05-07590).

Глава 1

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ВАРИАЦИЙ СОЛНЕЧНОЙ ЭНЕРГИИ

Солнце излучает энергию, которая обеспечивает Землю теплом и светом. Лучистая энергия Солнца является основным источником энергии гидрометеорологических и многих других процессов, происходящих в атмосфере, гидросфере, на земной поверхности. Энергия Солнца является важнейшим фактором развития жизни на Земле, обеспечивающим необходимые для нее термические условия и фотосинтез. Поэтому изучение пространственных и временных изменений инсоляции имеет важное значение для исследования происходящих в географической оболочке Земли процессов, причин формирования и изменения климатических условий существования жизни на планете.

Годовой приход солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы Земли (ВГА) составляет $5,49 \cdot 10^{24}$ Дж. (Дроздов и др., 1989; Хромов, Петросянец, 2006; Абдусаматов, 2009). Этот приход во времени не является постоянным, он подвержен межгодовым и многолетним (вековым и периодическим) вариациям. Вариации приходящей к Земле лучистой энергии в основном определяются двумя причинами, имеющими различную физическую природу. Одной из причин является изменение активности в излучении Солнца. Другой причиной, определяющей изменение приходящей к Земле энергии, являются небесно-механические процессы, вызывающие изменения элементов земной орбиты (Миланкович, 1939; Монин, 1980; Монин, Шишков, 2000) и наклона оси вращения. В соответствии с этими причинами в разделе 1.1 излагается история изучения вариаций, связанных с изменением излучающей активности Солнца. В разделе 1.2 рассматриваются история изучения вариаций, связанных с небесно-механическими процессами, и современное состояние этого вопроса.

1.1. Исторические этапы в изучении многолетних вариаций солнечной активности

1.1.1. Наблюдения солнечной активности. В истории исследований излучательной способности Солнца (солнечной активности) можно выделить два основных этапа. Первый (с начала XVII до настоящего

времени) отражает научные наблюдения за состоянием солнечной активности. Второй (с начала XX века до настоящего времени) этап включает еще и непосредственные измерения солнечной радиации. Эти основные этапы подразделяются на отдельные исторические фрагменты, маркируемые во времени характерными реперами, отражающими моменты определенных технических достижений в области наблюдения и измерения солнечной активности.

Относительно регулярные наблюдения Солнца ведутся на протяжении более четырех столетий. В результате этих наблюдений был определен 11-летний цикл солнечной активности, проявляющийся в квазипериодическом изменении числа солнечных пятен и составляющий основу представлений о Солнце и многих явлениях солнечно-земной физики (рис. 1.1). Эта цикличность в образовании пятен на Солнце является наиболее известным эффектом; она достаточно хорошо документирована и в астрономии представляет собой широко наблюдаемое явление. Однако следует отметить, что непрерывные и достаточно точные ряды наблюдений солнечных пятен имеются только для периода немногим более ста лет. Данные для эпохи ранее 1850-го года оказываются в значительной степени неопределенными. Для более отдаленных эпох существует мало или вообще нет доказательств того, что современный 11-летний цикл — постоянное солнечное явление. (Эдди, 1980 а, б). Тем не менее, солнечные пятна — это наиболее легко наблюдаемый индикатор уровня солнечной активности и источник наиболее длительно регистрируемых непосредственных данных об истории активности Солнца (Витинский и др., 1976 г.; Витинский, 1983 г.; Foukal, 2004 г.).

Достоверно известно, что телескоп был изобретен в Голландии в 1608 году. Исследование небесных объектов с помощью телескопа начали почти одновременно английский математик Томас Гарриот, немецкий ученый Симон Мариус и Галилео Галилей. Свои первые телескопические наблюдения Галилей обнародовал в начале 1610 года в книге «Sidereus Nuntius» («Звездный вестник»). Это были результаты телескопических наблюдений Луны, открытие четырех спутников Юпитера. Также Галилеем наблюдались в телескоп Венера и Сатурн. Ряд телескопических наблюдений завершился открытием темных пятен на Солнце. По собственному утверждению Галилея, он впервые заметил их в конце 1610 года (Берри, 1904 г.) но, по-видимому, не обратил на них особенного внимания (в письме от 4 мая 1612 года он пишет, что наблюдал их восемнадцатью месяцами ранее; в «Разговоре о двух системах» он отмечает, что видел их еще в то время, когда читал лекции в Падуе, т. е. не позже сентября 1610 года). Однако формально объявил об открытии пятен на Солнце Галилей в мае 1612 года, когда это открытие было сделано независимо от него Томасом Гарриотом в Англии, Иоаном Фабрицием в Голландии и иезуитом Христофором Шейнером в Германии и обнародовано Фабрицием в июле 1611 года

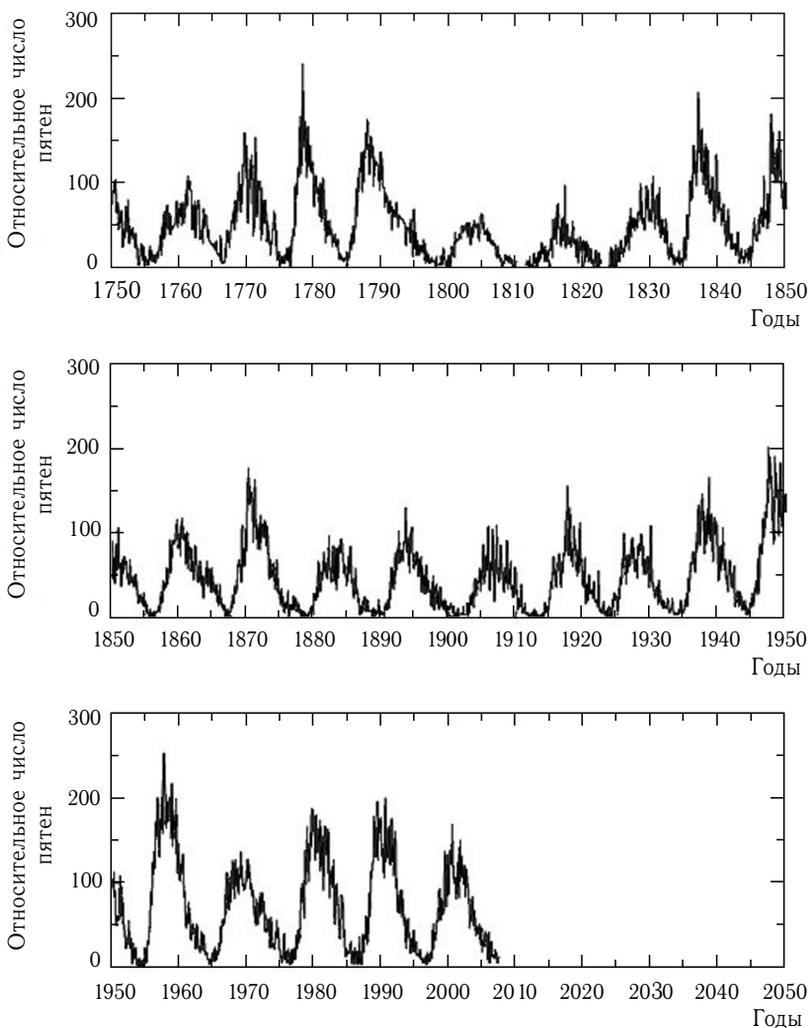


Рис. 1.1. Распределение солнечных пятен (<http://www.thesis.lebedev.ru/>)

(Берри, 1904). Именно Шейнеру принадлежит честь открытия факелов. Кроме того, он произвел ряд наблюдений над движениями и появлением пятен (Берри, 1904).

О цикличности проявления солнечных пятен не было известно до 1843 г., когда немецкий астроном-любитель Генрих Швабе указал на явную 10-летнюю периодичность, выявленную на основании его 17-летних наблюдений. Это открытие, тем не менее, осталось незамеченным до тех пор, пока известный немецкий географ Александр

Гумбольдт не опубликовал выводы Швабе (по 25-летним наблюдениям) в своем многотомном труде «Космос», изданном в 1851 году (Гумбольдт, 1866; Силкин, 1967; Максимов и др., 1970).

С учетом полученных Швабе (и ставших известными) результатов была разработана международная программа наблюдений Солнца (продолжающихся в настоящее время). Основной целью этой программы стали исследования и наблюдения для определения того, является ли найденная Швабе цикличность реальным и непрерывным эффектом. Инициатором и организатором этих наблюдений был Рудольф Вольф из цюрихской обсерватории (его показатель чисел солнечных пятен — индекс, или числа Вольфа — используется и в настоящее время). Вольф провел обширные исследования исторических данных о регистрации солнечных пятен для определения существования цикла в прошлом. После длительных и целенаправленных исследований им были собраны исторические доказательства, относящиеся к промежутку времени между наблюдениями Швабе и открытием пятен при помощи телескопа (в начале XVII в.). Вольф пришел к заключению, что 11-летний цикл действительно существовал (начиная с 1700 г.), а возможно, и раньше. Восстановленные им числа солнечных пятен за этот ранний период признаны реальными во всех последующих работах, посвященных истории Солнца. Более половины данных, приведенных на рис. 1.1, являются результатом этих исследований Вольфа.

Относительное число солнечных пятен (индекс Вольфа W) вычисляется как сумма числа пятен (a) и удесятеренного числа всех групп пятен (b), т. е. $W = a + 10b$ (Эйгенсон и др., 1948; Витинский, 1983). Или $R = k(f + 10g)$, где f — число отдельных пятен, которые объединяются в g групп, k — эмпирический коэффициент (Кондратьев, 1954, 1965; Бакулин и др., 1983; Абдусаматов, 2009). Важность этого индекса определяется, во-первых, его простотой, во-вторых, тем, что благодаря работам Вольфа его значения известны с 1700 года — годовичные данные, или с 1749 г. — месячные данные (Chernosky, Hagan, 1958; Эйгенсон, 1963; Кондратьев, 1965; Климишин, 1976).

Около 160 лет назад было установлено, что 11-летний цикл солнечной активности проявляется не только в изменении числа солнечных пятен (факельных площадок и солнечных вспышек), но и в изменении во времени широты групп пятен (рис. 1.2). В 1852 году три исследователя — Эдуард Сабин в Англии, Рудольф Вольф и Альфред Готье из Швейцарии — независимо друг от друга обратили внимание на определенное соответствие между периодическими изменениями солнечных пятен и земными магнитными явлениями. Кроме того, выяснилось, что их периоды одинаковы и неизменно случается так, что в эпохи с большим количеством солнечных пятен на Земле отмечаются сильнейшие магнитные бури. Также совпадают и периоды ослабления этих явлений (Берри, 1904).

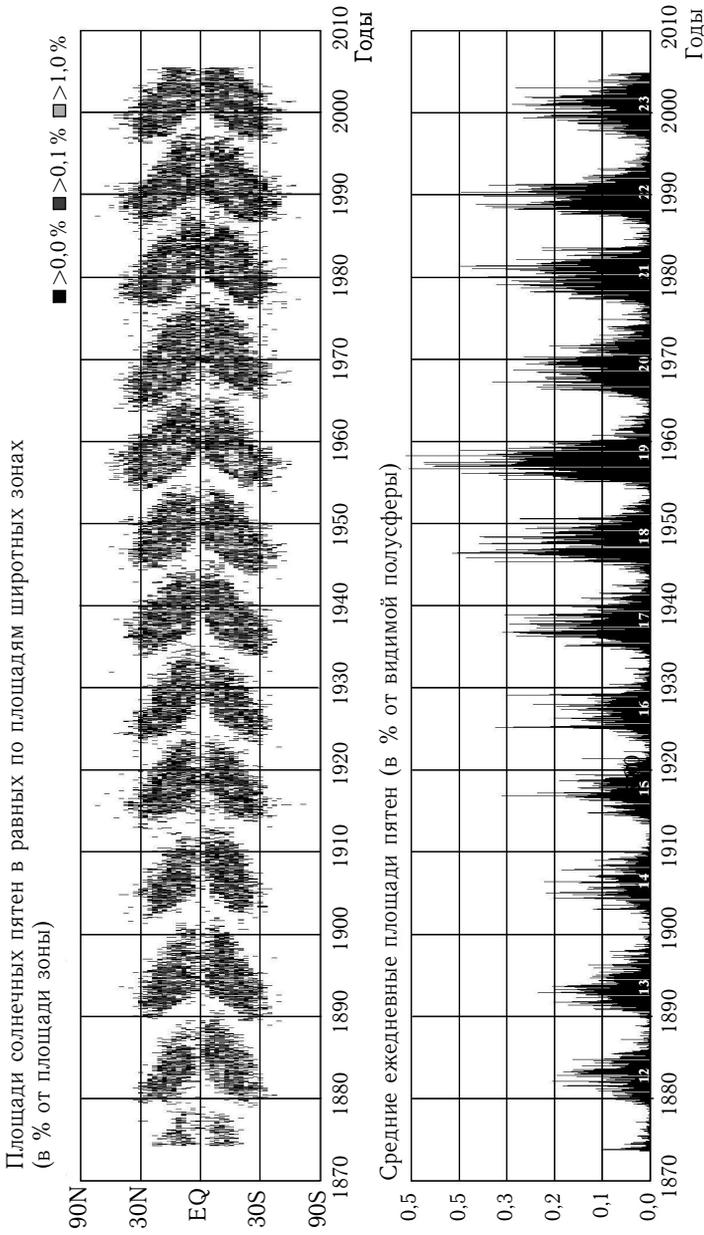


Рис. 1.2. Характер изменения широты групп пятен в ходе 11-летнего цикла числа пятен (<http://science.nasa.gov>;
<http://www.tesis.lebedev.ru/>)

Это распределение было изучено английским исследователем Солнца Ричардом Кэррингтоном (результаты опубликованы в 1863 году в монографии «Наблюдение пятен на Солнце») из Королевской обсерватории Гринвича (Royal Greenwich Observatory). Он обнаружил, что в начале 11-летнего цикла пятна обычно появляются в относительно высоких широтах (в среднем на расстоянии $\pm 25^\circ - 30^\circ$ от солнечного экватора), тогда как в конце цикла они концентрируются вблизи экватора (в среднем на широтах $\pm 5^\circ - 10^\circ$). Позже (1880 г.) этот эффект был детально исследован немецким ученым Густавом Шпёером. Оказалось, что среднюю продолжительность 11-летнего цикла можно гораздо точнее определить по изменению широты групп солнечных пятен, чем по вариациям чисел Вольфа. Исследования Кэррингтона и Шпёера, показывающие характер изменения широты групп пятен в ходе 11-летнего цикла числа пятен, наряду с открытием Швабе–Вольфа 11-летнего цикла образования пятен представляют основные, достоверно известные закономерности в многолетней изменчивости солнечной активности (Эйгенсон и др., 1948; Витинский, 1983; Foukal, 2004; Абусаматов, 2009).

В конце XIX века Густав Шпёер и Эдвард Маундер при изучении архивов наблюдения Солнца обратили внимание на приблизительно 70-летний период (с середины XVII века), когда сообщений о солнечных пятнах практически не было (Eddy, 1976; Сун, Яскелл, 2008). В опубликованных позже статьях Маундер сделал вывод о том, что в течение этого времени (примерно с 1645 по 1715 гг.) нормальный солнечный пятнообразовательный цикл был полностью или почти полностью подавлен. Он указал, что это явление, если оно реально, заставляет сомневаться в отношении постоянного характера 11-летнего цикла солнечной активности.

Более поздние исследования этого вопроса подтвердили справедливость вывода Маундера и выявили некоторые дополнительные факты, неизвестные в его времена (например, по изучению частоты полярных сияний, для которой характерна высокая корреляционная связь с уровнем солнечной активности, и др.). В течение всего периода (с 1645 по 1715 гг.) солнечная активность характеризовалась более низкими уровнями, чем минимумы современных циклов (Сун, Яскелл, 2008). Поскольку относительные значения чисел пятен в этот период изменялись в пределах от 0 до 5, не представляется возможным выделить их максимальное значение, а вопрос о существовании 11-летнего цикла для этого периода остается открытым.

Регулярные наблюдения магнитных полей солнечных пятен, открытых в начале прошлого столетия (1913 г.) американским астрономом Дж. Хейлом, привели к признанию реальности 22-летнего цикла солнечной активности. Для 14-го (по цюрихской нумерации) цикла Хейл определил, что полярность магнитных полей ведущих (хвостовых) пятен северного (южного) полушария Солнца изменяется на противоположную при переходе от одного 11-летнего цикла к другому

(Струве и др., 1967). Первоначальная полярность восстанавливается, следовательно, через 22 года. В дальнейшем такие изменения наблюдались в течение всех последующих 11-летних циклов. В нечетных (по цюрихской нумерации) циклах полярность магнитного поля ведущих пятен групп северного полушария положительная (северная), а в четных циклах отрицательная (южная). В южном полушарии отмечается противоположная картина (Anderson, 1939).

Таким образом, 11-летний и 22-летний циклы солнечной активности считаются (для настоящего времени) надежно установленными. Существование более длинных циклов солнечной активности является пока предположением. Так, например, рядом исследователей выделяется вековой (80–90-летний) цикл солнечных пятен — цикл Глейсберга (Gleissberg, 1958; Эйгенсон, 1963; Абдусаматов, 2009). Наиболее четко 80–90-летняя вариация выделяется по сумме среднегодовых чисел Вольфа в 11-летнем цикле или по максимальным их значениям. С 1749 года по среднегодовым относительным числам пятен было выделено два минимума и три максимума вековых циклов. Согласно цюрихской нумерации 11-летних циклов минимумы были в 6-м и 14-м циклах, а максимумы — в 3-м, 9-м и, вероятно, в 19-м циклах. При разложении чисел Вольфа на их основные составляющие — число групп пятен и среднюю продолжительность их существования — оказывается, что первая в основном показывает изменения со средним периодом 11 лет, а вторая — со средним периодом 80–90 лет. Из этого следует, что 11-летний цикл характерен для частоты явлений солнечной активности, а вековой — для их мощности (амплитуды). Однако окончательно вопрос о существовании вековой вариации солнечной активности не решен. Отдельными исследователями отмечается существование вариаций солнечной активности и с более длительными периодами, например 200-летний цикл Зюсса (Schöve, 1955; Абдусаматов, 2009).

В настоящее время ряд организаций проводит сбор данных и регулярные наблюдения солнечного цикла и подсчет числа пятен на Солнце, например, Solar Influences Data Analysis Center (SIDC) в Бельгии (<http://www.sidc.be>; <http://www.icsu-fags.org/ps11sidc.htm>). В этом отделе физики Королевской обсерватории определяется так называемое международное число солнечных пятен — International Sunspot Number. Кроме этого, подсчет числа пятен ведется в National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) в США (<http://www.noaa.gov>). Число пятен, определяемых в Национальном управлении океанических и атмосферных исследований, имеет название NOAA sunspot number.

1.1.2. Измерения солнечной постоянной. Мерой приходящей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиации является солнечная постоянная. Под солнечной постоянной понимается суммарный поток солнечного излучения, проходящий за единицу времени через единичную площадку, ориентированную перпендикулярно потоку

на расстоянии 1 а.е. от Солнца вне земной атмосферы (Кондратьев, 1965; Перрен де Бришамбо, 1966; Алисов, Полтараус, 1974). Солнечная постоянная определяется соотношением

$$S_o = \frac{\sigma R^2 T_{\text{эфф}}^4}{A^2},$$

где σ — постоянная Стефана–Больцмана, A — астрономическая единица, R — радиус Солнца, $T_{\text{эфф}}$ — эффективная температура фотосферы (Абдусаматов, 2009). По нашему мнению, правильнее было бы называть солнечную постоянную интенсивностью суммарного потока солнечного излучения.

История измерений солнечной постоянной включает измерения с земной поверхности, из атмосферы (с самолетов и аэростатов) и внеатмосферные измерения (со спутников и ракет) (Поток энергии Солнца и его изменения, 1980). В метеорологии радиометрические измерения начались в конце XIX столетия. Для решения проблемы точности и обеспечения возможности сравнения результатов измерений на различных приборах и на различных станциях были введены специальные радиометрические шкалы. В течение многих лет эти стандарты или шкалы подвергались ряду ревизий, отражающих усовершенствования в радиометрии. До середины прошлого столетия обычно использовались две такие шкалы: Онгстрёма (1905 г.) и Смитсоновская шкала (1913 г.). Накануне Международного геофизического года была введена новая Международная пиргелиометрическая шкала (МПШ, 1956), основанная на этих шкалах.

В начале прошлого столетия в Смитсоновской астрофизической обсерватории началось проведение серии высокогорных измерений солнечной постоянной. Согласно полученным (более чем за полвека) данным вариации солнечной постоянной составили от 0,1 до 1%. Проведенными измерениями также обнаружено долговременное увеличение (тренд) среднего значения солнечной постоянной примерно на 0,25% за 50 лет (Abbot, 1957). Анализ полученных результатов за четыре солнечных цикла (с 1908 по 1952 гг.) показал, что пределы возможных вариаций солнечной постоянной находятся в диапазоне $\pm 1\%$ (от средней величины солнечной постоянной). Это было подтверждено и повторным анализом полученных в Смитсоновской обсерватории результатов. Средняя многолетняя величина солнечной постоянной, полученная в Смитсоновской обсерватории, составила $1,94 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{мин}$ или 1352 Вт/м^2 (Кондратьев, 1965, Макарова и др., 1991).

Исторически первые прямые измерения солнечной постоянной вне тропосферы были выполнены в Ленинградском университете в 1961 году (группой под руководством К.Я. Кондратьева). Комплекс приборов поднимался аэростатом на высоту до 32 км. Всего до 1967 года было проведено 28 подъемов аэростата. Методика наблюдений и результаты подробно изложены в ряде публикаций

(Кондратьев, 1965; Кондратьев и др., 1966; Кондратьев, Никольский, 1970, 1982; Макарова, Харитонов, 1972; Поток энергии Солнца и его изменения, 1980). В результате этих измерений была обнаружена весьма заметная вариация солнечной постоянной (2,5%), вероятно, связанная с ошибками в измерениях. Среднее значение солнечной постоянной по результатам всего комплекса измерений составило 1356 ± 14 Вт/м².

В 1966 году Лабораторией реактивного движения (Калифорнийский технологический институт) и лабораторией Эппли была предложена программа измерений солнечной постоянной, в рамках выполнения которой Драммондом (Drummond) было получено среднее значение солнечной постоянной по результатам шести полетов на реактивном исследовательском самолете NASA, равное 1359 ± 13 Вт/м². В 1968 году Кендалл (Kendall) провел измерения с радиометром PACRAD с борта самолета NASA. Окончательное значение, полученное в результате этих измерений, оказалось равным 1373 ± 14 Вт/м². Среднее значение по всем измерениям с самолетов составило 1378 ± 26 Вт/м².

В период 1968–1969 гг. Р. Уилсоном (Willson) также были проведены аэростатные измерения солнечной постоянной. Среднее значение солнечной постоянной (по трем аэростатным измерениям) составило 1373 ± 14 Вт/м². В 1969 году им же было выполнено определение солнечной постоянной вблизи максимума цикла №20 и получено значение, равное 1369 Вт/м². Точность аэростатных измерений оценивается величиной 0,2–0,5% (Willson, 1972, 1973, 1978; Фрëлих, 1980).

Измерения вариаций солнечной постоянной с использованием космических аппаратов обладают большей достоверностью, прежде всего, в связи с тем, что они проводятся за пределами земной атмосферы. Эти измерения, во-первых, исключают атмосферную экстинкцию (поглощение и рассеяние) и, во-вторых, осуществляются в течение многих суток. Первое длительное измерение солнечной постоянной за пределами земной атмосферы выполнено в эксперименте, поставленном Лабораторией реактивного движения на искусственных спутниках Земли «Маринер-6» и «Маринер-7» в 1969 году. Измерения показали, что величина солнечной постоянной не изменялась больше, чем в пределах точности измерений (около $\pm 0,25\%$) вблизи максимума солнечного цикла, причем в течение этого времени суточное число солнечных пятен принимало как экстремально большие, так и экстремально малые значения (Уилсон, Хики, 1980; Willson et al., 1980; Макарова и др., 1991).

В соответствии с реализацией программы эксперимента «Радиационный баланс Земли» (ERB), проведенного с борта космического аппарата «Нимбус-6», запущенного в 1975 г., были получены значения солнечной постоянной в диапазоне от 1388 до 1392 Вт/м². В 1976 году проводились одновременные измерения солнечной постоянной с зондирующей ракеты (высота около 100 км) и космического

аппарата «Нимбус-6». Среднее значение по ракетным данным составило 1376 ± 7 Вт/м², по данным космического аппарата — 1376 ± 14 Вт/м². С учетом поправок абсолютное значение определяется в 1367 Вт/м². Эта величина сравнима со значением равным 1369 Вт/м², полученным Уилсоном в 1969 г. Поскольку эти два измерения, совершенные в минимуме и максимуме солнечной активности, согласуются в пределах ошибок абсолютного радиометра, то это показывает, что солнечная постоянная оставалась неизменной в пределах 0,75 % в течение второй половины цикла № 20 (Уилсон, Хики, 1980). Среднее значение скорректированных величин солнечной постоянной, полученных при измерениях с помощью самолетов, ИСЗ «Маринер-6», «Маринер-7», «Нимбус-6» и ракет («Аэробы»), оказалось для периода 1962–1980 гг. 1369 ± 6 Вт/м² (Макарова и др., 1991). Данные ракетных наблюдений солнечной постоянной, проведенных в 1976 году с помощью четырех абсолютных радиометров различной конструкции, приводятся в работе Кондратьева и Никольского (1982). Значение, осредненное по записям трех согласованных радиометров, оставило 1367 ± 6 Вт/м².

По оценкам Фрëлиха (Fröhlich), основанным на обзоре всех измерений, выполненных с помощью самолетов, аэростатов и космических аппаратов, наиболее вероятное значение солнечной постоянной равно 1373 ± 20 Вт/м² (Фрëлих, 1980). Это среднее сравнимо со средневзвешенным значением 1370 ± 1 Вт/м², которое было получено по всем измерениям, включающим данные ракетного эксперимента в 1976 г. и исправленные данные эксперимента ERB («Нимбус-6»). При учете всех данных за 1976 г. величина солнечной постоянной была заключена в диапазоне 1368 – 1379 Вт/м². При этом отмечается, что данные измерений с аэростата и самолета заметно отличаются от данных космических измерений (табл. 1.1).

Таблица 1.1

Сравнение результатов определения солнечной постоянной, полученных различными экспериментальными методами (Фрëлих, 1980)

Метод наблюдений	Солнечная постоянная, Вт/м ²
Аэростат	1379 (± 3)
Самолет	1379 (± 3)
Космический аппарат	1368 (± 2)
Средневзвешенное значение	1370 (± 1)

Числа в скобках соответствуют стандартным отклонениям от средневзвешенных значений. Измерения при помощи самолета производятся на высотах 10–12 км, на аэростатах — 20–36 км.

Начиная с запуска американских спутников «Нимбус-7» (1978 г.), а затем и SMM (1980 г.), оснащенных полостными радиометрами (радиометр H-F из серии ЕРБ и активный полостной радиометр АКРИМ соответственно), начался новый этап в измерении солнечной постоянной (рис. 1.3).

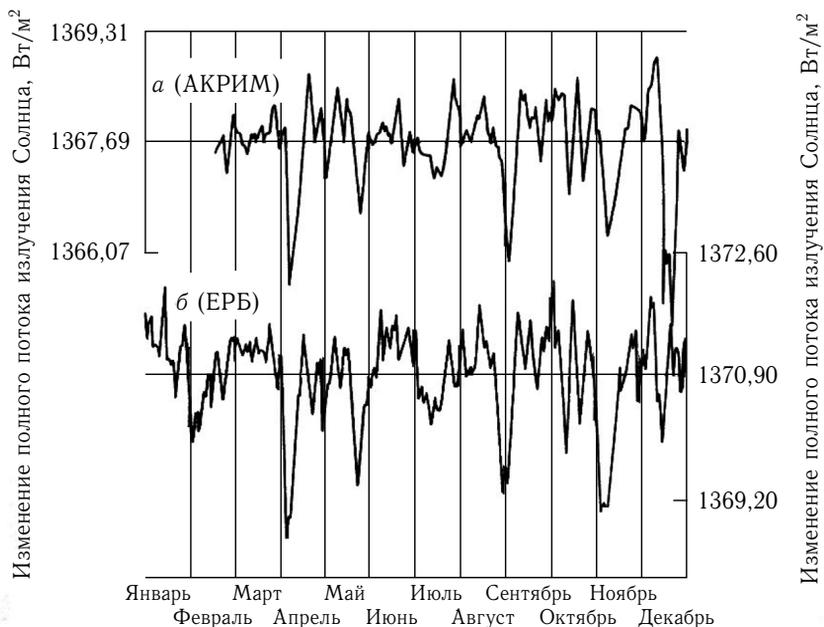


Рис. 1.3. Сопоставление полных потоков солнечного излучения, измеренных в 1980 году на спутниках SMM (а) и «Нимбус-7» (б) по Макаровой и др., 1991

Впервые за всю историю определения солнечной постоянной ее изменения достигли точности в сотые доли процента (Willson, 1978, 1982, 1984 а, б; Willson, Hudson, 1988, 1991; Pap., Fröhlich, 1999; Willson et al., 1981; Fröhlich et al., 1991; Livingston et al., 2006; Fröhlich, 1988, 1989, 2000). Совершенствование измерений солнечной постоянной в это время в основном определяется тремя факторами: усовершенствованием измерительных приборов (пиргелиометры) и увеличением точности каждого измерения; выносом приборов за пределы атмосферы (чем полностью устранен важнейший источник ошибок наземных наблюдений — атмосферная экстинкция); автоматизацией наблюдений и широким применением компьютерной техники. В результате достигнута высокая внутренняя точность наблюдений на одном и том же спутниковом приборе в $\pm 0,3\text{--}0,7 \text{ Вт/м}^2$, что составляет $0,02\text{--}0,05 \%$

значения солнечной постоянной (Макарова и др., 1991). Необходимость такой точности определяется полученными результатами, подтверждающими весьма малые изменения потока солнечного излучения.

При достигнутой внутренней точности и обязательном применении контроля чувствительности оказалось возможным определить точное значение солнечной постоянной и наблюдать ее вариации — суточные, недельные и более долговременные (например, спутниковые наблюдения в экспериментах по измерению солнечной постоянной для программы NASA по исследованию активного Солнца и для космической программы «Шатл»). При этом наиболее информативный материал был получен с «Нимбуса-7» (запущен в ноябре 1978 года) и SMM — Solar Maximum Mission (запущен в феврале 1980 года). Абсолютное значение солнечной постоянной в рассматриваемый период было заключено в пределах 1367–1373 Вт/м², а среднее значение составило 1370,59 Вт/м² в шкале прибора ЕРБ на «Нимбусе-7» и 1370,62 Вт/м² на SMM. Определено уменьшение солнечной постоянной от максимума 21-го цикла (1980 г.) к его минимуму (1986 г.) примерно на 0,15 % или 2 Вт/м². Годовой ход в среднем составил 0,02 % (Willson, 1984 a, b; Макарова и др., 1991).

К настоящему времени получен непрерывный ряд непосредственных измерений солнечной постоянной, выполненных несколькими специальными космическими аппаратами с 1978 года (Charman et al., 1996; Willson, 1997; Willson, Mordvinov, 2003). Эти (технически сложные) измерения выполнены для трех полных циклов солнечной активности (21–23) и продолжают в текущем 24-м цикле (рис. 1.4).

Амплитуда 11-летних сглаженных циклических вариаций солнечной постоянной, по данным этих измерений, составляет около 1,0 Вт/м², или приблизительно 0,07 % от среднего значения солнечной постоянной (рис. 1.4). Среднее для минимумов (21–23 циклы) значение составляет $1365,458 \pm 0,016$ Вт/м², среднее значение солнечной постоянной для 22-го цикла равно 1365,99 Вт/м², для 23-го цикла — 1365,82 Вт/м² (Абдусаматов, 2009; <http://www.pmodwrc.ch/>).

В настоящее время с учетом того, что солнечная постоянная не является неизменной величиной, ее определение изменилось. Полное количество солнечной энергии по всему спектру, падающее за единицу времени на единицу площади, перпендикулярную солнечным лучам, на среднем расстоянии Земли от Солнца за пределами земной атмосферы (под которым ранее понималась солнечная постоянная) теперь обозначается как TSI (Total Solar Irradiance — суммарный или общий поток излучения, хотя, по нашему мнению, это его интенсивность). Под солнечной постоянной понимается среднее многолетнее значение общего потока излучения. Иными словами, TSI — это нормированная по расстоянию (1 а.е.) инсоляция Земли. Принятое IPCC значение солнечной постоянной составляет 1361 Вт/м² (Koop, Lean, 2011; Fröhlich, 2012; Koop et al., 2012).

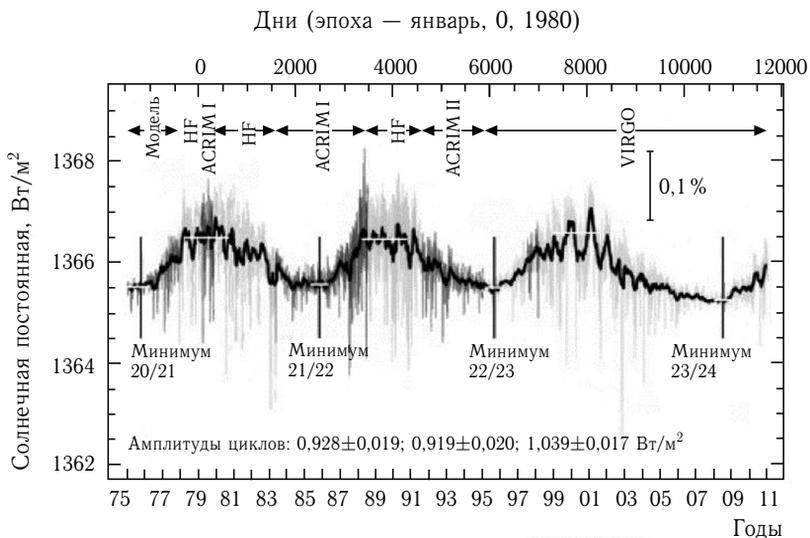


Рис. 1.4. Результаты спутниковых измерений солнечной постоянной. Данные сайта мирового радиационного центра World Radiation Center, Швейцария (<http://www.pmodwrc.ch/>)

Реконструированные значения TSI (Lean et al., 1995) рекомендуются IPCC в проекте физико-математических моделей климата CMIP-5 в качестве данных радиационного блока (<http://solarisheppa.geomar.de/cmip5>). Они представлены с годовым разрешением по времени с 1610 г. и с месячным разрешением с 1882 г. Реконструкция выполнена на основе данных радиометрических наблюдений с 1978 г. (рис. 1.4), чисел Вольфа (рис. 1.1) и чисел факельных вспышек (Lean et al., 1995). Среднее многолетнее значение TSI, по данным реконструкции, составляет 1361 Вт/м^2 (Коор, Lean, 2011). То есть, в качестве входного энергетического сигнала в современных моделях климата используются данные TSI, реконструированные по вариациям солнечной энергии, физическую природу которых (до 1978 года) составляет изменение активности Солнца.

Следует отметить, что поиски связи 11-летней вариации TSI с изменениями климатических характеристик, геофизическими и биофизическими параметрами проводились на протяжении всего периода с момента обнаружения этого цикла солнечной активности (т.е. полутора столетий). Результаты этих исследований представлены в многочисленных публикациях. Однако в связи с получением малых значений амплитуды солнечной постоянной в 11-летнем цикле и нестабильностью амплитудно-периодических характеристик интерес к исследованию солнечно-земных связей в этом диапазоне в настоящее

время существенно снизился. Кроме отсутствия перспектив по модуляции климатических изменений 11-летней вариацией TSI, снижению ее значимости способствовали возрастающая неоднозначность прямых корреляционных сопоставлений при удлинении рядов наблюдений, а также отсутствие убедительных доказательств существования этого цикла в прошлом (его устойчивости во времени).

1.2. Исторические этапы в исследовании вариаций инсоляции Земли, связанных с небесно-механическими процессами

В истории исследований изменений инсоляции Земли, связанных с небесно-механическими процессами, можно выделить два основных этапа. Один — более ранний и более продолжительный — отражает исследования низкочастотных (вековых) вариаций и связан с необходимостью объяснения причин изменения палеоклимата. Другой этап начался относительно недавно и связан с исследованием высокочастотных (периодических) вариаций инсоляции в связи с поисками причин изменения современного климата.

1.2.1. Вековые (низкочастотные) вариации инсоляции (история развития астрономической теории климата). Вариации солнечной радиации, связанные с небесно-механическими процессами, определяются расчетными методами. Под солярным климатом Земли понимается рассчитываемое теоретически поступление и распределение солнечной радиации на верхней границе атмосферы (ВГА) или на поверхности Земли без учета атмосферы (Алисов, Полтараус, 1974; Хромов, Петросянц, 2006). При изучении вековых (низкочастотных) вариаций солнечного потока учитываются подверженные вековым возмущениям такие астрономические элементы земной орбиты, как долгота перигелия и эксцентриситет, а также наклон оси вращения Земли, имеющие весьма значительные по продолжительности периоды вариаций (Миланкович, 1939; Шараф, Будникова, 1967, 1968, 1969; Berger, 1978 а, б, 1981).

История изучения вековых (низкочастотных) вариаций солнечной радиации, определяемых небесно-механическими процессами, отражает развитие исследований, относящихся к астрономической теории климата (Хргиан, 1986; Дроздов и др., 1989; Монин, Шишков, 1978, 2000; Монин, 1982; Imbrie, 1982; Imbrie et al., 1993; Мельников, Смутьский, 2004, 2009; Смутьский, 2013; Котляков, Сонечкин, 2015). Появлению астрономической теории климата предшествовало развитие представлений о распространении покровных оледенений в истории Земли. Астрономическая теория климата возникла как необходимость объяснения и физического обоснования ледниковой теории.

Начало истории астрономической теории климата относится к середине XIX века и связано с работами Ж. Адемара, в которых формулируются представления о том, что основной причиной древних оледенений могли быть нарушения в закономерном ходе обращения Земли вокруг Солнца (Adhémar, 1842). Согласно представлениям Адемара ледниковые климаты были функцией 22 000-летнего цикла прецессии, и оледенения происходили поочередно через каждые 11 000 лет, охватывая то одно полушарие, то другое — в зависимости от того, на какое из них приходился период продолжительных зимних сезонов (зимний сезон совпадал с положением Земли вблизи афелия). Основополагающая идея Ж. Адемара о том, что северное и южное полушария Земли нагреваются и охлаждаются поочередно, была подвержена сомнению немецким естествоиспытателем А. Гумбольдтом и английским астрономом Дж. Гершелем. Гумбольдт, например, справедливо отмечал, что средняя температура любого из полушарий определяется не числом часов (суток) теплого и холодного сезона года, а количеством калорий солнечной энергии, которое оно получает за год (Гумбольдт, 1866). Тем не менее, предположение Ж. Адемара о связи возможных климатических изменений с определенными астрономическими явлениями (предварение равноденствий) стало основой для дальнейшего развития представлений об астрономических факторах изменения климата (Миланкович, 1939; Berger, 1988; Имбри, Имбри, 1988; Imbrie, 1982; Imbrie et al., 1993; Большаков. 2003; Большаков, Капица, 2011).

Представления о связи периодов распространения древних оледенений с астрономическими механизмами получили развитие в работах шотландского ученого Д. Кролля (Croll, 1875; Миланкович, 1939; Шварцбах, 1955). В качестве основополагающего астрономического фактора в представлениях Д. Кролля (наряду с прецессионным циклом) принимается изменчивость эксцентриситета земной орбиты. Используя формулы У. Леверье (Leverrier, 1855, 1856), Д. Кролля рассчитал эксцентриситет земной орбиты для ряда моментов за последние три миллиона лет (при этом учитывались семь известных в то время планет). В результате проведенных расчетов им был определен циклический характер вариаций эксцентриситета. Анализируя полученные данные, Д. Кролля пришел к предположению о том, что причина ледниковых эпох может быть связана с условиями максимально вытянутой орбиты. Из работ У. Леверье следовало, что общее количество энергии, получаемой Землей за год, практически не зависит от изменений эксцентриситета ее орбиты. Однако Кролля показал, что в сочетании с изменением отражательной способности Земли (альbedo) интенсивность радиации, которая поступает на Землю в астрономические полугодия, от изменений эксцентриситета зависит весьма заметно. В результате Д. Кролля была предложена теория, объясняющая глобальные изменения климата (ледниковые и межледниковые эпохи), основу которой составили сезонные эффекты изменений эксцентриситета земной орбиты, учет влияния альbedo и положительных обратных связей (Croll, 1875;

Milankovich, 1920; Миланкович, 1939; Марков, 1960; Imbrie, 1982; Imbrie et al., 1993; Большаков, 2003; Большаков, Капица, 2011). Представления Д. Кролля, основу которых составили два астрономических фактора — прецессионный цикл и периодическое изменение формы земной орбиты были — опубликованы в «Философском журнале» в 1864 году.

Вековые колебания поступающей к Земле солнечной радиации в виде математической задачи были рассмотрены в работах Л. Мича (Meesch, 1856). Им были получены формулы, связывающие поступающую радиацию (для любой широты) с вековыми колебаниями эксцентриситета, долготы перигелия и наклона эклиптики. Р. Болль (Ball, 1891), придал теории Д. Кролля математическую форму при учете двух параметров: эксцентриситета и прецессии. При этом в качестве влияния на общее количество солнечной энергии, получаемой отдельными полушариями, учитывался третий астрономический фактор — наклон эклиптики. К развитию астрономической теории также относятся работы Е. Кельверуэлла (Culverwell, 1894, 1895), Р. Хэргривса (Hargreaves, 1896), Н. Экхольма (Ekholm, 1901), но математическая часть задачи наиболее детально исследована в работах М. Миланковича (Milankovich, 1920; Миланкович, 1939; Шварцбах, 1955; Марков, 1960; Berger, 1977; Монин, Шишков, 1979; Монин, 1982; Большаков, Капица, 2011).

Таким образом, к концу XIX века было известно, что распределение инсоляции по поверхности Земли (точнее, земного шара без учета атмосферы) зависит от трех орбитальных характеристик: эксцентриситета орбиты, наклона оси вращения и положения точек равноденствия в ее прецессионном цикле (вариации, определяемые эллипсоидальной формой Земли, на этом этапе не учитывались). В начале XX века появились работы немецкого математика Л. Пильгрима, в которых были изложены результаты новых расчетов этих астрономических характеристик («Опыт числовой разработки проблемы ледниковых периодов») за период времени в 1010 тысячелетий до 1850 г. н. э. (Pilgrim, 1904). В связи с этим расчет количества поступающей солнечной энергии стал принципиально возможным.

Расчеты вековых изменений астрономических элементов Л. Пильгрима (за 600 000 лет) были пересчитаны В. Мишковичем (директором астрономической обсерватории в Белграде). Эти данные стали основой для расчетов М. Миланковичем вековых вариаций инсоляции Земли. В своих расчетах В. Мишкович исходил из вычислений орбитальных характеристик и масс планет, выполненных У. Леверье. Л. Пильгрим использовал данные Ж. Стоквелла (Stockwell, 1872), уступающие по точности расчетам У. Леверье. Точность в расчетах В. Мишковича составляла: для эксцентриситета — до 4 десятичных знаков, для наклона эклиптики — до секунд, для долготы перигелия — до минут (для периода времени по меньшей мере 100 000 лет до и после эпохи, относящейся к началу 1800 года).

Однако следует при этом отметить, что в то время С. Ньюкомбом (Newcomb, 1895) были составлены чрезвычайно точные таблицы движения планет (учитывающие Уран, Нептун и некоторые спутники планет), которые использовались в астрономии до середины XX века, однако М. Миланкович по тем или иным причинам в своих расчетах ими не воспользовался. Расчеты У. Лаверье основывались на вековых возмущениях, рассчитанных Ж. Лагранжем (Lagrange, 1781). Значения масс планет и те цифровые данные, которыми Лагранж воспользовался для установления начальных условий, были недостаточно точны (это отмечает и М. Миланкович). Из известных теперь девяти планет Лагранж мог принять во внимание только шесть. Уран был открыт (Дж. Гершелем в 1781 году) во время выполнения расчетов Лагранжем, и элементы этой новой планеты не были определены даже приблизительно. Не было известно ничего и о ее спутниках. Нептун будет открыт (на основе расчетов У. Лаверье, связанных с возмущением в орбитальном движении Урана) только в 1846 году. Марс считался не имеющим спутников. Поэтому для определения масс двух планет (Марс, Уран) Лагранж мог опираться на грубо приближенные данные. Тем не менее, ему удалось, хотя и приблизительно, определить границы, между которыми могут изменяться эксцентриситеты орбит планет и наклоны плоскостей их орбит к плоскости эклиптики.

Принципиально важным в контексте данного обзора представляется полученный Лагранжем вывод о том, что большие полуоси орбит не подвергаются вековым изменениям, который позднее был включен П. Лапласом в теорему устойчивости Солнечной системы (Laplace, 1825; Арнольд, 1963; Дубошин, 1975, 1978; Лаплас. 1982).

М. Миланковичем были определены климатические эффекты вековых вариаций трех астрономических элементов: наклона эклиптики (ϵ), эксцентриситета (e) и долготы перигелия (Π). Так, увеличение наклона оси вращения Земли (относительно перпендикуляра к плоскости эклиптики) приводит к сокращению годовой суммы радиации в экваториальной области и ее увеличению в полярных областях, то есть происходит сглаживание различий между экваториальной областью и полярными районами. Уменьшение наклона ведет к обратным результатам, усиливая широтные контрасты в распределении солнечной радиации на земной поверхности (без учета атмосферы). При $\epsilon = 0$, когда оба полюса в течение всего года остаются неосвещенными, широтные контрасты максимальны (Миланкович, 1939). Изменения наклона оси вращения имеют относительно правильный колебательный характер со средним периодом около 40 000 лет. В течение этого периода широтные различия достигают один раз максимума (при наименьшем наклоне эклиптики), причем сезонные различия в это время достигают своего минимума, и один раз — через 20 000 лет — минимума (при наибольшем наклоне), когда сезонные различия выражены максимально. Эти явления повторялись бы периодически, если бы на них не накладывались влияния других астрономических элементов (Миланкович, 1939).

Годовой ход приходящей солнечной радиации также определяется продолжительностью летнего и зимнего сезонов (полугодий), которая является функцией двух элементов земной орбиты — эксцентриситета e и долготы перигелия Π . Вследствие изменчивости элементов e и Π разность в приходе радиации между летним и зимним сезоном (полугодиями) является функцией времени. Так, долгота перигелия приблизительно за 21 000 лет увеличивается почти равномерно на 360° , так как перигелий за это время с почти равномерной скоростью описывает полный круг. Величина эксцентриситета e также испытывает колебания с периодом около 92 000 лет (со значительно меньшей амплитудой), оставаясь заключенной между 0 и 0,0677. Изменение разности в продолжительности летнего и зимнего сезонов зависит от обоих факторов, но влияние первого из них значительно сильнее. Вследствие этого величина разности (между приходом в летнее и зимнее время) колеблется около некоторого среднего значения с периодом в 21 000 лет, а изменчивость амплитуды всех этих колебаний характеризуется периодом около 46 000 лет (Миланкович, 1939).

Зависимость векового хода приходящей радиации от изменений долготы перигелия (долгота перигелия орбиты — угол между направлением от Солнца на перигелий и точку весеннего равноденствия — в настоящее время равен $102,08^\circ$) выражается следующим образом. Разность продолжительности летнего и зимнего полугодий равна нулю только при долготе перигелия 0° (перигелий совпадает с точкой весеннего равноденствия) и при долготе в 180° (перигелий совпадает с точкой осеннего равноденствия; равноденственные точки — точки пересечения земной орбиты с плоскостью небесного экватора). При этом суммы приходящей за полугодия солнечной энергии равны как за полугодия, так и для полушарий. Широтные различия в поступающей на верхнюю границу атмосферы Земли радиации в этих случаях максимальны (рис. 1.5).

При увеличении долготы перигелия от 0° до 90° продолжительность летнего полугодия северного полушария увеличивается, а зимнего сокращается. В соответствии с этим интенсивность солнечной радиации в летний период уменьшается, а в зимний увеличивается. При долготе перигелия, равной 90° (перигелий совпадает с точкой зимнего солнцестояния), продолжительность летнего полугодия в северном полушарии достигает максимума, а средняя интенсивность радиации сокращается летом до минимума, увеличиваясь до максимума зимой. По нашим расчетам, это событие имело место около 1250 г. н.э. (рис. 1.6). На графиках и в тексте нами используется представление чисел вида, например, $5 \cdot 10^7$ или $5 \cdot 10^{-7}$ в форматах 5E+07 и 5E-07 соответственно.

Таким образом, сезонные контрасты в это время минимальны. Это верно, однако, только для северного полушария. В южном полушарии продолжительность летнего полугодия (совпадает с зимним полугодием в северном полушарии) сокращается, в то время как количество

радиации, получаемой южным полушарием за это короткое лето, равно тому количеству, которое получает северное полушарие за свое лето, более продолжительное. Поэтому в южном полушарии более короткое летнее полугодие в это время характеризуется большей интенсивностью приходящей солнечной радиации, а более продолжительное зимнее полугодие — меньшей. Следовательно, сезонные различия в южном полушарии в это время максимальные (в отличие от северного полушария).

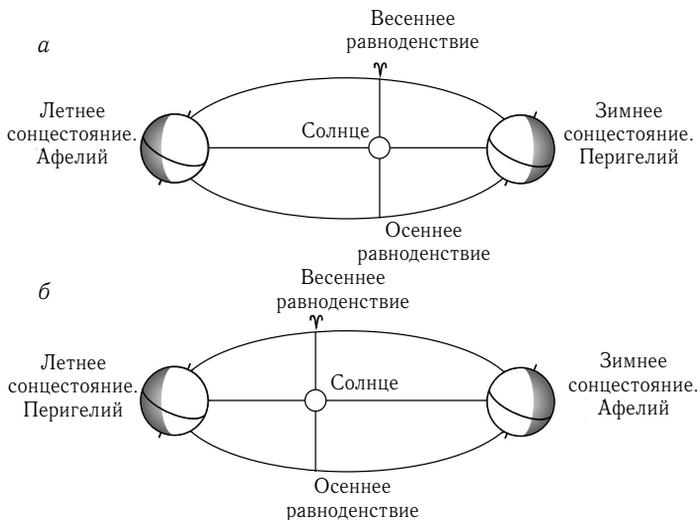


Рис. 1.5. Конфигурации Земли и Солнца: *a* — при соединении перигелия с точкой зимнего солнцестояния (долгота перигелия 90°); *b* — при соединении перигелия с точкой летнего солнцестояния (долгота перигелия 270°)

При долготе перигелия, равной 180° (перигелий совпадает с точкой осеннего равноденствия), летнее и зимнее полугодия имеют равную продолжительность в северном и южном полушариях. Суммы приходящей за полугодия солнечной энергии равны как за полугодия, так и для полушарий. Широтные различия в поступающей на верхнюю границу атмосферы Земли радиации в этих случаях максимальны. При долготе перигелия, равной 270° (перигелий совпадает с точкой летнего солнцестояния), продолжительность летнего полугодия в северном полушарии минимальная, а противоположность между летним и зимним сезонами (полугодиями) выражена наиболее резко. В южном полушарии для этой долготы перигелия отмечается обратная ситуация — продолжительный летний сезон (с меньшей интенсивностью приходящей радиации) и менее продолжительный — зимний (с большей интенсивностью приходящей радиации). Сезонные контрасты при этом сглаживаются.

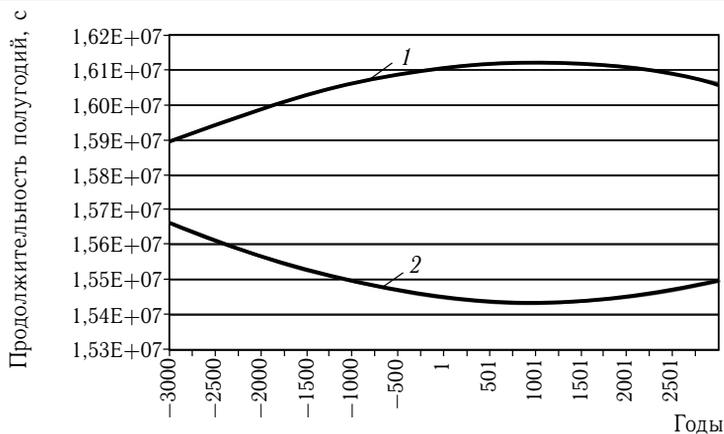


Рис. 1.6. Продолжительность (в секундах) астрономических полугодий: 1 — летнее полугодие в северном полушарии (зимнее полугодие в южном полушарии), 2 — зимнее полугодие в северном полушарии (летнее полугодие в южном полушарии)

Таким образом, широтные различия максимальны при положении перигелия в равноденственных точках и сглаживаются при положении перигелия в точках солнцестояния. При этом, если перигелий находится в точке зимнего солнцестояния, сезонные различия в южном полушарии выражены наиболее контрастно, а в северном они сглаживаются. При положении перигелия в точке летнего солнцестояния ситуация становится обратной. В этом случае сезонные контрасты максимально выражены в северном полушарии и сглаживаются в южном полушарии (Миланкович, 1939; Монин, Шишков, 1979; Imbrie, 1982; Имбри, Имбри, 1988; Большаков, 2003).

На основе расчетов вековых изменений астрономических элементов (выполненных В. Мишковичем) М. Миланковичем были рассчитаны значения летней инсоляции для параллели 65° северного полушария за последние 650 000 лет. Полученный Миланковичем график инсоляции (в значениях широтных эквивалентов) впервые был опубликован в 1924 году в работе В. Кёппена и А. Вегенера (Köppen, Wegener, 1924) «Климаты прошлого» (рис.1.7). Под эквивалентными широтами для 65° с. ш. понимаются широты, на которых в настоящее время за летнее калорическое полугодие поступает столько же солнечной радиации, сколько в прошлом поступало на широте 65° с. ш. Увеличение эквивалентной широты означает сокращение поступающей радиации и наоборот (например, поступающая к Земле солнечная радиация на 65° с. ш. 590 000 лет назад, характерна для широты 72° с. ш. в эпоху 1800 г.).

Вместо расчета сумм тепла за летнее и зимнее полугодия М. Миланкович использовал калорические полугодия. Калорические полугодия определяются как полугодия одинаковой продолжительности ($T_o/2$),

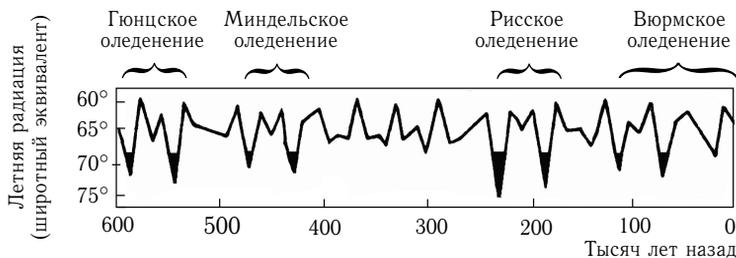


Рис. 1.7. Амплитуды вековых отклонений летних сумм радиации для 65° с. ш. в значениях широтных эквивалентов (Миланкович, 1939)

когда на данной широте любое значение суточной инсоляции в летнее полугодие больше любого значения суточной инсоляции в зимнее полугодие. Продолжительность тропического года считалась постоянной. При расчетах использовались канонические единицы (величина солнечной постоянной, равная $2 \text{ кал/мин}\cdot\text{см}^2$ или $1395,6 \text{ Вт/м}^2$, соответствовала 1 канонической единице, продолжительность тропического года — 100 000 каноническим единицам). В дальнейшем М. Миланковичем были рассчитаны вариации инсоляции для восьми параллелей, располагающихся между 5° и 75° северной широты. Основные результаты его исследований изложены в работе «Математическая климатология и астрономическая теория изменения климата» (Миланкович, 1939).

Расчеты, произведенные М. Миланковичем, в дальнейшем выполнялись с уточнениями рядом авторов. Эти расчеты основывались на новых решениях теории вековых возмущений, полученных для всей Солнечной системы в 1950 году Д. Брауэром и А. Ван Вуркомом (Brouwer, Van Woerkom, 1950). В расчетах использовались последние данные о массах и движении планет, учитывались эффекты второго порядка, вызванные, например долгопериодическими вариациями в движении Юпитера и Сатурна.

Детальные расчеты приходящей на верхнюю границу атмосферы (ВГА) солнечной радиации провели советские астрономы Ш.Г. Шараф и Н.А. Будникова (Шараф, Будникова, 1967, 1968, 1969). Ими были обнаружены ошибки в исходных значениях долготы узлов Венеры и Земли, использованных Д. Брауэром и А. Ван Вуркомом. На основе исправленных значений Ш.Г. Шараф и Н.А. Будниковой были пересчитаны постоянные интегрирования и выведены тригонометрические формулы для прецессии и наклона оси вращения, которые включали члены второго порядка для эксцентриситета и наклона. В результате ими были рассчитаны вариации инсоляции на период 30 млн лет в прошлое и на 1 млн лет в будущее. Оказалось, что значения эксцентриситета колебались в пределах $0,0007-0,0658$ (в настоящее время $0,01675$), преимущественно с периодами около 0,1; 0,425 и 1,2 млн лет. Изменения величины наклона оси вращения происходили с периодами около 41

и 200 тысяч лет и определялись пределами от $22,068^\circ$ до $24,568^\circ$. Отклонения величин $e \cdot \sin \Pi$ от его значения в 1950 году колебались в пределах от $+0,03$ до $-0,07$ со средним периодом около 21 тыс. лет. Вариации эквивалентных широт определялись пределами $58-79^\circ$ (довольно значительно) с преобладающими периодами в 41 тыс. лет и 1,2 млн лет. Построенные Ш.Г. Шараф и Н.А. Будниковой графики хода эквивалентных широт приведены на рис. 1.8.

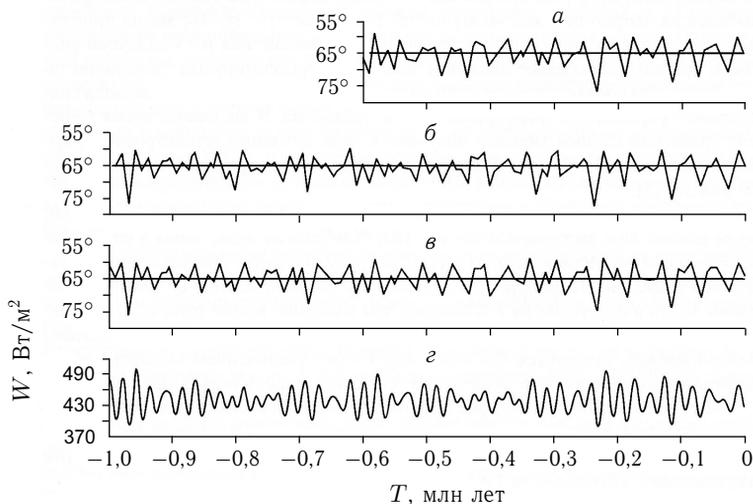


Рис. 1.8. Изменение инсоляции за летнее калорическое полугодие для широты 65° северного полушария по данным разных исследователей (Мельников, Смульский, 2009): *a* — (Миланкович, 1939); *б* — (Brouwer, Van Woerkom, 1950); *в* — (Шараф, Будникова, 1969); *г* — (Berger, Loutre, 1991). По оси абсцисс отложено время в тысячелетиях от 1950 г.; по оси ординат: *a, б, в* — инсоляция в эквивалентных широтах в течение летнего полугодия, *г* — среднемесячная инсоляция в июле, W (Вт/м²)

С использованием полученных Ш.Г. Шараф и Н.А. Будниковой значений изменений наклона оси, эксцентриситета и долготы перигелия в Институте океанологии Российской Академии Наук были рассчитаны значения инсоляции на миллион лет в прошлое и будущее относительно современной эпохи (начало 1950 г.) с шагом по времени в 5 тыс. лет и по широте в 10° (Монин, 1982; Монин, Шишков, 2000).

Суммарная за калорические полугодия радиация рассчитывалась на основе соотношения

$$Q_{s,w} = \frac{I_0 T_0}{2\pi} \left[S(\varphi, \varepsilon) \pm \sin \varphi \sin \varepsilon \pm \frac{4}{\pi} e \sin \Pi \cos \varphi \right], \quad (1.1)$$

где I_0 — солнечная постоянная (равная 2 кал/мин·см² или 1395,6 Вт/м²), T_0 — продолжительность тропического года (принимается постоянной), S — функция, описывающая распределение годовой инсоляции

по меридиану, φ — географическая широта, Π — долгота перигелия, e — эксцентриситет, ε — наклон эклиптики. Из формулы (1.1) видно, что величины $Q_{s,w}$ зависят от наклона оси ε и от элементов земной орбиты r_0 (через l_0 и T_0), e и Π (Монин, 1982). Расчеты с использованием формулы (1.1) показали, что аномалии инсоляции за калорические полугодия максимальны в летних полярных областях, где они достигают значений ± 250 МДж/м², и в общем убывают в сторону зимних полярных районов. Отмечается, что изменение аномалий имеет квазипериодический характер с периодом около 40 000 лет (Vulis, Monin, 1979; Монин, 1982; Монин, Шишков, 2000).

Также повторные расчеты вековых изменений элементов земной орбиты и инсоляции были выполнены А. Вернекаром (Vernekar, 1972). Позднее А. Берже (Berger, 1978 a) предложил улучшение для решения Д. Брауэра и А. Ван Вуркома (включив для эксцентриситета и наклона оси члены третьего порядка) и рассчитал вариации элементов орбиты и инсоляции. Сравнение рассчитанных вариаций солнечной радиации приведено на рис. 1.8. Из представленных графиков видно, что последний максимум в поступлении солнечной радиации для северного полушария отмечался около 10 тыс. лет назад (соответствует общим представлениям о времени деградации покровного оледенения в Европе и Северной Америке и приблизительно — положению перигелия орбиты Земли в точке весеннего равноденствия). С этого времени происходит постепенное сокращение поступающей солнечной радиации, которое, по расчетам Ш.Г. Шараф и Н.А. Будниковой, будет продолжаться еще около 10 тыс. лет (Шараф, Будникова, 1969). В это время перигелий земной орбиты будет располагаться вблизи точки весеннего равноденствия (Федоров, 1999).

В наше время И.И. Смутьским и О.И. Кротовым предложен новый алгоритм расчета инсоляции, основанный на точном решении задачи о движении двух тел (Земли и Солнца). Для отдельных широт Земли авторами рассчитана инсоляция за 200 тыс. лет, предшествующие настоящей эпохе (1950 г.). Отличия результатов выполненных расчетов не превышают 0,1% от результатов расчетов М. Миланковича, полученных для этого интервала (Смутьский, Кротов, 2013).

Следует отметить, что при приближенном аналитическом решении задач, связанных с орбитальным движением, вводятся упрощения физического и математического характера (например, взаимодействующие тела рассматриваются как материальные точки или тела определенной формы и т. д.). В связи с этим возможные ошибки при расчетах на большие периоды возрастают (поэтому М. Миланкович полагал, что надежные результаты могут быть получены на период 600 тыс. лет). Ш.Г. Шараф и Н.А. Будникова уточнили исходные данные и прецессионные решения, а также рассчитали инсоляцию на интервал 30 млн лет. А. Берже и М. Лутр выполнили расчеты для интервала в 5 и 3 млн лет (Berger, Loutre 1991, 1992), Т. Кинн с коллегами рассчитали вариацию инсоляции на 3 млн лет (Quinn et al., 1991). Ж. Ласкар

и его коллеги усовершенствовали теорию вековых возмущений и выполнили расчеты изменения инсоляции за время до 200 млн лет, но из-за проявления хаотичности в поведении основных характеристик пришли к выводу о том, что результаты можно считать достоверными только в пределах от 20 млн лет в прошлом до 10 млн лет в будущем (Laskar, 1988; Laskar et al., 1993, 2004). Эти методики, программы расчета (Berger, Loutre, 1991; Berger et al., 2010) и данные инсоляции используются при численных экспериментах в палеоклиматическом моделировании.

В целом, с историей развития астрономической теории климата связано получение серии расчетных значений вековых (низкочастотных) вариаций приходящей солнечной радиации (солярного климата Земли), связанных с вековыми вариациями элементов орбиты Земли (эксцентриситета, долготы перигелия) и наклона оси вращения. Количественные результаты этого решения — расчета вековых вариаций солнечной радиации — у разных исследователей несколько отличаются в связи с различиями в начальных условиях и в способах расчетов (рис. 1.8). Однозначного решения проблемы глобальных климатических изменений (развития оледенений) с позиций астрономической теории климата получено не было. Поиски корреляционной связи периодов экстремальных величин в приходе радиации с периодами максимального развития оледенений и межледниковыми периодами без учета влияния атмосферы, океана и других факторов на формирование глобального климата оказались неэффективными в установлении причин его изменений (Шварцбах, 1955; Kukla, 1975). Осложняет объяснение развития оледенений вековыми вариациями солнечной радиации ряд иных явлений, например: метахронность оледенений (Колосов, 1947; Марков, 1960; Федоров, 2015 г; Fedorov, 2015 d), отсутствие оледенений в течение длительных геологических периодов (например, меловой). Таким образом, в масштабах геологического времени решающее значение могут иметь иные (кроме приходящей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиации) климатообразующие факторы. Например, значимыми будут скорость вращения Земли, движение полюсов и материков, рельеф и очертания материков и океанов, траектории океанических течений, состав атмосферы и характер атмосферной циркуляции, вулканическая активность и другие (Вегенер, 1925; Личков, 1935; Такеучи и др., 1970; Ле Пишон и др., 1977; Синицин, 1980; Уеда, 1980; Ушаков, Ясаманов, 1984; Сидоренков, 2002). Вариации солярного климата представляются приоритетным фактором климатообразования при анализе климатических изменений на непродолжительных временных интервалах, в которые влияние многих из отмеченных выше факторов (например: движение материков, полюсов, изменение очертаний материков и океанов) можно не учитывать (или считать постоянным).

Временной диапазон исследований, относящихся к астрономической теории климата, определяется исследованием вековых (низкочастотных) вариаций солнечной радиации, что связано с основной задачей —

объяснением глобальных климатических событий в геологических масштабах времени. В астрономической теории климата вековые вариации солнечной радиации рассчитываются в связи с вековыми возмущениями двух орбитальных элементов — эксцентриситета орбиты и долготы перигелия, а также наклона оси вращения. При этом считается: «Возмущения бывают двух родов: периодические, происходящие в чрезвычайно узких пределах, и вековые. Первые не оказывают почти никакого влияния на облучение Земли и поэтому для нас не представляют интереса» (Миланкович, 1939, стр. 37). Выполненные М. Миланковичем расчеты показывают, что «количества радиации, получаемые во время астрономической весны и лета, одинаковы так же, как и количества радиации, получаемые во время осени и зимы». Также из расчетов следует, что «любая широта южного полушария получает за свое летнее полугодие столько же радиации, сколько та же широта северного полушария в течение своего летнего полугодия; то же относится и к зимним полугодиям» (Миланкович, 1939, стр. 33). При исследовании вековых вариаций принимается постоянство как большой полуоси земной орбиты (в соответствии с теоремой устойчивости Лапласа), так и продолжительность времени обращения Земли вокруг Солнца (по третьему закону Кеплера) (Миланкович, 1939). Однако следует напомнить, что законы Кеплера справедливы для невозмущенного движения. Также следует отметить, что теорема устойчивости Лапласа справедлива только при отсутствии соизмеримостей в средних движениях больших планет (Арнольд, 1963; Дубошин, 1975, 1978). Однако в средних движениях Земли и ближайших планет — Марса, Венеры, а также Юпитера (Гребеников, Рябов, 1978) — отмечаются соизмеримости (2/1, 3/5, 12/1 соответственно), или явление орбитального резонанса. В связи с этим постоянство большой полуоси земной орбиты и продолжительность периода ее обращения вокруг Солнца в реальности точно не соблюдается. С периодическими изменениями величины большой полуоси земной орбиты, продолжительности периода ее обращения вокруг Солнца и наклона оси вращения (вследствие орбитального резонанса) связаны периодические малые вариации солярного климата Земли (Федоров, 2012, 2013, 2014; 2016 а; Федоров, Гребенников, 2017; Fedorov, 2012, 2013, 2014, 2016 а).

Все расчеты приходящей солнечной радиации, о которых речь шла выше, объединяет одно: они проводились в диапазоне низкочастотных вариаций. Как верно отмечалось Ж. Лагранжем, П. Лапласом и М. Миланковичем, периодические (высокочастотные) возмущения являются несущественными по сравнению с вековыми (низкочастотными) возмущениями при рассмотрении солярного климата Земли в масштабах геологического времени. Для интервала времени малой продолжительности (десятки–сотни лет) высокочастотные вариации солярного климата Земли могут иметь заметное значение среди прочих причин изменения современного глобального климата.

Таким образом, необходимость расчетов инсоляции Земли в диапазоне высокочастотных вариаций определяется несколькими причинами. Во-первых, это связано с постоянным обновлением исходных астрономических данных для расчетов инсоляции (учитывающим изменения в теории возмущений). Вторая причина состоит в том, что отклик климатической системы Земли во временном диапазоне вековых (низкочастотных) вариаций однозначно не определен, а в диапазоне периодических (высокочастотных) вариаций исследован совершенно недостаточно.

Исследования вариаций солярного климата Земли в диапазоне высокочастотных вариаций на современном временном интервале малой продолжительности представляются перспективными и по ряду других причин. Во-первых, этот интервал времени обеспечен астрономическими данными, обладающими наибольшей в настоящее время точностью. Во-вторых, он также обеспечен подробной климатологической информацией, что позволяет проводить детальные исследования связи вариаций климатических элементов с изменчивостью поступающей к Земле солнечной радиации (определение термической, например, чувствительности климатической системы к вариациям инсоляции). Найденные связи могут использоваться при палеогеографических реконструкциях (по принципу известного в геологии метода актуализма) или моделировании палеоклимата. Этот временной масштаб удобен и для сравнительного анализа вариаций приходящей солнечной радиации разной физической природы (связанных с небесно-механическими процессами и активностью Солнца). Он предоставляет возможность определения характера отклика климатической системы Земли на вариации приходящего потока солнечной радиации разной физической природы.

1.2.2. Периодические (высокочастотные) вариации инсоляции.

Расчеты, учитывающие периодические возмущения элементов земной орбиты и связанные с ними высокочастотные вариации солнечной радиации, были начаты в Главной геофизической обсерватории имени А.И. Воейкова, в России (Borisenkov et al., 1983, 1985). Однако дальнейшего развития эти исследования не получили. Исследования высокочастотных вариаций инсоляции также были начаты в институте астрономии и геофизики имени Г. Леметра, Бельгия (Loutre et al., 1992; Bertrand et al., 2002). Расчеты инсоляции (на основе решения задачи о движении двух тел) в этом диапазоне также выполнялись в Институте криосферы Земли (Тюмень) И.И. Смутьским и О.И. Кротовым (Смутьский, Кротов, 2013).

Расчеты инсоляции в диапазоне высокочастотных вариаций также были выполнены в МГУ имени М.В. Ломоносова автором совместно с А.А. Костиным (<http://www.solar-climate.com/sc/mtd.htm>; Приложение). Расчеты приходящей солнечной радиации выполнялись по данным высокоточных астрономических эфемерид (Giorgini et al.,

1996; <http://ssd.jpl.nasa.gov>) для всей поверхности Земли (без учета атмосферы) в интервале с 3000 г. до н.э. по 2999 г. н.э. Исходными астрономическими данными для расчетов инсоляции были склонение и эклиптическая долгота Солнца, расстояние от Земли до Солнца, разность хода равномерно текущего (среднего солнечного) и всемирного корректируемого времени (истинного солнечного). Поверхность Земли аппроксимировалась эллипсоидом (GRS80 — Geodetic Reference System, 1980) с длинами полуосей, равными 6378137 м (большие) и 6356752 м (малая). В общем виде алгоритм расчетов можно представить выражением

$$I_{nm}(\varphi_1, \varphi_2) = \int_{t_1}^{t_2} \left(\int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sigma(H, \varphi) \left(\int_{-\pi}^{\pi} \Lambda(H, t, \varphi, \alpha) d\alpha \right) d\varphi \right) dt, \quad (1.2)$$

где I_{nm} — приходящая солнечная радиация за элементарный n -й фрагмент m -го тропического года (Дж); σ — площадной множитель (м^2), с помощью которого вычисляется площадной дифференциал $\sigma(H, \varphi) d\alpha d\varphi$ — площадь бесконечно малой трапеции — ячейки эллипсоида; α — часовой угол, φ — географическая широта, выраженные в радианах; H — высота поверхности эллипсоида относительно поверхности Земли (м); $\Lambda(H, \varphi, t, \alpha)$ — инсоляция в заданный момент в заданном месте поверхности эллипсоида ($\text{Вт}/\text{м}^2$), t — время (с). Шаги при интегрировании составляли: по долготе 1° , по широте 1° , по времени $1/360$ -я часть продолжительности тропического года (Fedorov, 2015 а). Значение солнечной постоянной (среднее многолетнее значение TSI) принималось равным $1361 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (Kopp, Lean, 2011). Изменение активности Солнца не учитывалось. Подробно методика выполненных расчетов приходящей на эллипсоид Земли (без учета атмосферы) солнечной энергии изложена в Приложении.

Основные отличия нашего подхода (по времени, пространству и исходным данным) от известных (из астрономической теории климата) расчетов низкочастотных вариаций инсоляции заключаются в следующем.

1. М. Миланкович и его последователи рассчитывали инсоляцию Земли (без учета атмосферы) на длительные периоды времени (от нескольких сотен тысяч до миллионов лет) с учетом только ее вековых вариаций, связанных с изменением эксцентриситета, долготы перигелия и наклона оси вращения Земли (с периодами в несколько десятков тысяч лет). Разрешение по времени в расчетах составляло приблизительно от 5000 лет в расчетах М. Миланковича (Миланкович, 1939), Ш. Шараф и Н. Будниковой (Шараф, Будникова, 1969), С.А. Мони́на (Монин, 1982) до 1000 лет в работах А. Вернекара (Vernekar, 1972), А. Берже (Berger, 1978 а, b; Berger, Loutre, 1991; e-mail сообщение М.Ф. Loutre, 2016). Миланкович и его последователи рассчитывали суточную

и годовую инсоляцию на некоторый начальный год (например, 1850 или 1950 год). Затем совершался шаг (от 1000 до 5000 лет) в прошлое (или в будущее), и процедура расчетов (с учетом изменения эксцентриситета, долготы перигелия и наклона оси) повторялась. Периодические вариации инсоляции не учитывались (продолжительность тропического года принималась постоянной). В наших расчетах учитывались вековые и периодические вариации (расстояния Земля–Солнце, продолжительности тропического года, наклона оси вращения и т. д.). Разрешение по времени при интегрировании в наших расчетах составляло 1/360-ю часть продолжительности тропического года (приблизительно сутки) с учетом вариаций этой продолжительности.

2. М. Миланковичем и всеми его последователями расчеты выполнялись только для отдельных географических параллелей (широт), принималось, что Земля имеет форму сферы. В наших расчетах инсоляция рассчитывалась для всей земной поверхности, аппроксимируемой эллипсоидом (и отдельных широтных зон). Разрешение по пространству при интегрировании составляло по долготе 1° , по широте 1° .
3. Для выполнения вычислений М. Миланковичем (точнее, В. Мишковичем) на длительный период были рассчитаны астрономические эфемериды для эксцентриситета, долготы перигелия и наклона оси вращения Земли, которые в дальнейшем уточнялись его последователями (Brouwer, Van Woerkom, 1950; Шараф, Будникова, 1969; Vernekar, 1972; Berge, 1978 a, b; Bretagnon, 1982). И.И. Смутьский и О.И. Кротов проводили расчеты на основе решения задачи двух тел (т. е. с рядом ограничений в исходных астрономических данных). Нами для расчетов инсоляции использовались приведенные в формуле (1.2) параметры, учитывающие вековые и периодические вариации элементов орбиты Земли и оси ее вращения. В качестве исходных данных использовались высокоточные астрономические эфемериды, рассчитанные в Лаборатории реактивного движения Калифорнийского технологического института (период от 3000 лет до н. э. до 3000 лет н. э.) и размещенные на электронном ресурсе NASA (<http://ssd.jpl.nasa.gov>).

Отличия нашего подхода в анализе высокочастотных вариаций инсоляции от методов Е.П. Борисенкова, М.-Ф. Лутр (Loutre), С. Бертрана (Bertrand) и их коллег связаны:

- во-первых, с исходными астрономическими данными, используемыми в расчетах;
- во-вторых, с различным решением расчетов инсоляции относительно поверхности Земли;
- в-третьих, по временному интервалу, охваченному расчетами.

В качестве исходных данных Борисенковым с коллегами использовались эфемериды, рассчитанные в Институте теоретической астрономии Академии наук СССР (e-mail сообщение А.В. Цветкова, 2015). Исходными данными для расчетов, выполненных бельгийскими исследователями (Loutre, et al., 1992; Bertrand et al., 2002), были эфемериды VSOP82 (Bretagnon, 1982). В наших расчетах использовались JPL (Jet Propulsion Laboratory) Planetary and Lunar Ephemerides DE-405/406 (Standish, 1982; <http://ssd.jpl.nasa.gov>).

Поверхность Земли при вычислениях инсоляции отождествлялась нашими предшественниками со сферой, и расчеты выполнялись только для отдельных параллелей (широт). Е.П. Борисенковым с коллегами (Borisenkov et al., 1983, 1985) получены значения только для параллелей 20° , 40° , 60° и 80° северной широты. В исследованиях бельгийских ученых (Loutre et al., 1992) расчеты выполнялись (на середину июля, точнее, для точки с геоцентрической долготой, равной 120°) только для параллели 65° северной широты, для точек равноденствия и солнцестояния — для экватора и параллелей 30° , 60° и 90° в каждом полушарии. Напомним, что геоцентрическая долгота Солнца — это угол между направлением из центра Земли на точку весеннего равноденствия и Солнце. Точки весеннего и осеннего равноденствия — точки пересечения плоскости земной орбиты (эклиптики) с плоскостью небесного экватора (Бакулин и др. 1983).

В работе С. Бертрана с коллегами (Bertrang et al., 2002) расчеты инсоляции охватывают предшествующее тысячелетие, они также относятся к июлю (точке с геоцентрической долготой, равной 120°) и выполнены для широтной зоны 65° – 70° с.ш. При этом значения для широтной зоны рассчитывались осреднением значений, полученных для ограничивающих широтную зону параллелей 65° и 70° . В работе И.И. Смутьского и О.И. Кротова расчеты выполнялись для параллелей 0° , 10° , 25° , 45° , 65° , 80° и 90° каждого полушария. В нашей работе поверхность Земли аппроксимировалась эллипсоидом, а входящая радиация рассчитывалась не на отдельные параллели (широты), а на поверхность отдельных широтных зон (с разрешением по широте в 1°) и всей Земли.

Разрешение по времени при расчетах высокочастотных вариаций инсоляции в работе Е.П. Борисенкова с коллегами приблизительно соответствуют суткам (Borisenkov et al., 1983). Однако они сделаны только для зимнего и летнего полугодий (и только для северного полушария) в интервале с 1800 по 2100 гг. В работе М.Ф. Loutre с коллегами (Loutre et al., 1992) расчеты проводились на интервале в 5000 лет (в прошлое) с годовым разрешением и только для июля (отдельной точки с геоцентрической долготой 120°), точек равноденствия и солнцестояния. В работе С. Бертрана с коллегами (Bertrang et al., 2002) расчеты инсоляции охватывают предшествующее тысячелетие, но они относятся только к одному месяцу — июлю (выполнены с годовым разрешением).

Кроме этого, значение солнечной постоянной принималось равным: в наших расчетах 1361 Вт/м^2 (Коор, Leap, 2011); в работах наших предшественников — 1368 Вт/м^2 (Bertrand, Van Ypersele, 1999);

1367 Вт/м^2 в работах Е.П. Борисенкова с коллегами (e-mail сообщение А.В. Цветкова, 2015) и М.Ф. Loutre с коллегами (Loutre et al., 1992), 1366 Вт/м^2 (Berger et al., 2010).

И.И. Смульский и О.И. Кротов использовали то же значение солнечной постоянной, что и М. Миланкович — $1395,6 \text{ Вт/м}^2$ (Смульский, Кротов, 2013).

Наши вычисления основаны на высокоточных эфемеридах, в них используется новое значение солнечной постоянной (1361 Вт/м^2), более детально охватывается временной интервал протяженностью в 5999 лет и вся поверхность Земли. Земля в наших расчетах не отождествляется со сферой, а аппроксимируется эллипсоидом. Выполненные расчеты, таким образом, закрывают пространственные и временные «бреши» в расчетах инсоляции для периода от 3000 лет до н.э. до 2999 лет н.э., что создает возможности для детального анализа инсоляции Земли, изменения ее солярного климата в отмеченном интервале времени.

По результатам вычислений сформирована общедоступная база данных приходящей солнечной энергии во все широтные зоны Земли (протяженностью в 5 градусов) за каждый астрономический месяц каждого года для периода от 3000 лет до н.э. до 2999 лет н.э. (<http://www.solar-climate.com/en/ensc/bazard.htm>). Значения инсоляции Земли, представленные в массивах данных (в трех единицах измерения — Дж, Дж/м² и Вт/м²), используются при дальнейшем анализе в данной работе. Размерность соответствует общей лучистой энергии, удельной энергии и ее интенсивности. Эта база отражает вариации солнечной радиации иной физической природы, чем вариации, которым посвящен первый раздел главы. Они также могли бы использоваться как входной энергетический сигнал в радиационном блоке новых физико-математических моделей климата (Incoming Solar Radiation). Рассчитанные нами данные по инсоляции могут использоваться и при точных расчетах радиационного баланса Земли, поскольку верхняя граница атмосферы (ВГА) является условной поверхностью отсчета приходящей к Земле лучистой энергии (рис.1.9) (Будыко, 1974; Hansen et al., 2011; <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/EnergyBalance/page6.php>; Trenberth et al., 2009; Trenberth, Fasullo, 2009, 2011).

Значение 341 Вт/м^2 на входе (на верхней границе атмосферы или на поверхности Земли без учета атмосферы) получается делением значения солнечной постоянной (для рис. 1.9 — 1364 Вт/м^2) на 4, так как солнечная постоянная — это лучистая энергия, приходящая на единицу площади диска Земли (при расстоянии в 1 а.е). Площадь же сферы в 4 раза больше площади ее большого круга.

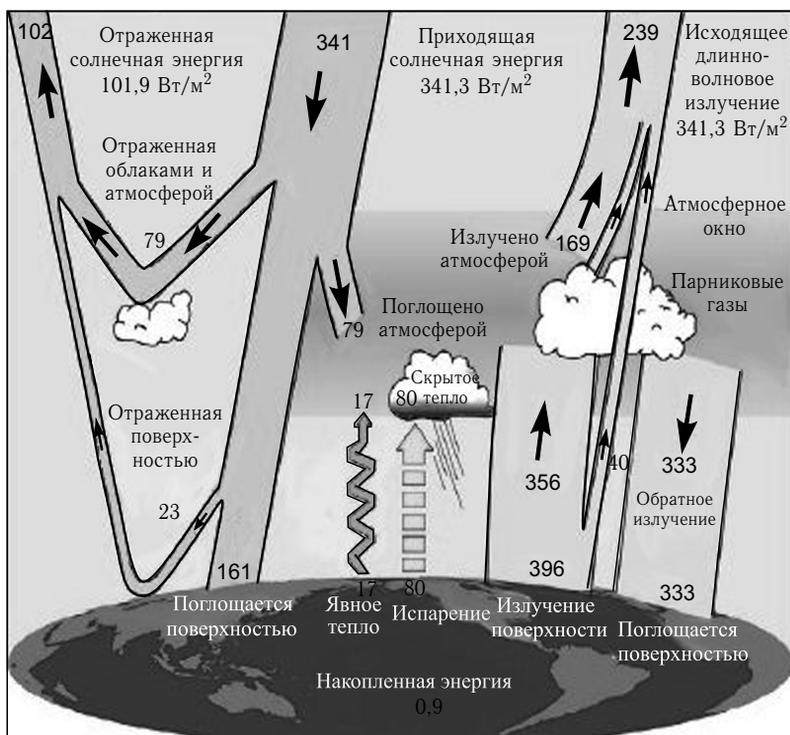


Рис. 1.9. Составляющие радиационного баланса Земли (Trenberth et al., 2009)

В наших базах данных входной радиационный сигнал рассчитан не относительно площади сферы, а относительно площади эллипсоида (<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>).

Таким образом, при изучении вариаций TSI (Total Solar Irradiance) отсчет ведется относительно неизменного расстояния между Солнцем и Землей, равного 1 а.е. (среднее за год). При расчетах вариаций инсоляции, связанных с небесно-механическими процессами, расчеты проводятся от принятого и неизменного значения солнечной постоянной (среднего многолетнего значения TSI) и не нормируются по расстоянию. В главах 4 и 5 будет показано, что для объяснения современных изменений климата наиболее значимыми являются изменения инсоляции по широтам и сезонам связанные с изменением наклона оси вращения Земли в результате прецессии и нутации.

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ И ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ИНСОЛЯЦИИ ЗЕМЛИ

2.1. Оценка исходных инсоляционных данных

Для исследований пространственных и временных изменений инсоляции Земли (ее солярного климата) использовались массивы данных, размещенные на электронном ресурсе автора «Солнечная радиация и климат Земли» (<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>). Для оценки надежности и достоверности исходных для анализа инсоляционных данных проводилось их сравнение (табл. 2.1–2.3) с результатами расчетов, приведенными в работах М. Миланковича и А.С. Мони́на (Миланкович, 1939; Монин, 1982).

Также проводилось сравнение рассчитанных данных со значениями солнечной радиации, полученными в результате актинометрических наблюдений и приводимыми для отдельных широтных зон в работах по климатологии (Дроздов и др., 1989; Хромов, Петросянц, 2006).

Из представленных (табл. 2.1–2.3) результатов следует, что рассчитанные разными авторами средние для полугодий и года величины приходящей солнечной радиации в целом характеризуются сходными значениями. Среднее значение приходящей к Земле за сутки солнечной радиации по данным, приведенным у Миланковича, оказалось равным 26,455 МДж/м², по данным Мони́на — 25,801 МДж/м², по нашим данным — 25,953 МДж/м² (<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>). Близкими оказываются и отношения средних суммарных величин поступающей солнечной радиации в зимнее и летнее полугодия. По результатам расчетов М. Миланковича, это отношение составило 0,466 (поскольку в этом случае принимается энергетическая эквивалентность полушарий, то значение относится к каждому из них). Результаты А.С. Мони́на и автора приведены в табл. 2.4.

Таким образом, отмечается достаточно хорошая согласованность между средними значениями приходящей солнечной радиации, рассчитанными М. Миланковичем, А.С. Мони́ным и нами. Расчеты, выполненные А.С. Мони́ным, охватывают более длительный период (миллион лет в прошлое и в будущее), чем у нас (5999 лет). Вероятно поэтому данные в табл. 2.4 несколько различаются. Кроме того, шаг при интегрировании в расчетах, выполненных А.С. Мони́ным,

составлял 5000 лет, в нашем случае — приблизительно 1 сутки. Также при расчетах использовались различные значения солнечной постоянной.

Таблица 2.1
Количество радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы
(МДж/м²) (Миланкович, 1939)

Географическая широта, град.	Летнее полугодие	Зимнее полугодие	Год
0	6728,30	6728,30	13456,60
5	6949,53	6462,66	13412,19
10	7120,91	6150,92	13271,83
15	7242,83	5797,28	13040,12
20	7314,48	5404,26	12718,75
25	7337,95	4976,88	12314,83
30	7309,46	4516,82	11826,28
35	7234,04	4030,36	11264,40
40	7110,85	3520,86	10631,71
45	6945,34	2995,85	9941,19
50	6740,03	2461,21	9201,24
55	6507,07	1931,59	8438,66
60	6246,45	1408,68	7655,13
65	5991,70	929,34	6921,04
70	5811,53	563,14	6374,67
75	5704,69	309,22	6013,91
80	5636,39	135,76	5772,14
85	5597,42	31,01	5628,43
90	5585,27	0,00	5585,27
Среднее	6584,96	3071,27	9656,23

Полученные нами значения радиации для различных широтных зон и астрономических сезонов также хорошо согласуются с данными, приводимыми в работах по климатологии (Дроздов и др., 1989; Хромов, Петросянец, 2006). Известно, что годовой приход солнечной радиации на верхнюю границу атмосферы Земли (на диск Земли) составляет $5,49 \cdot 10^{24}$ Дж. (Дроздов и др., 1989; Хромов, Петросянец, 2006; Абдусаматов, 2009). В анализируемом массиве эти значения составили $5,49 \cdot 10^{24}$ Дж. Отмеченная согласованность средних значений приходящей радиации позволяет считать полученные в результате расчетов данные вполне корректными для последующего анализа пространственных и временных изменений соляного климата Земли в интервале от 3000 лет до н. э. до 2999 лет н. э.

Таблица 2.2

Средние значения инсоляции, МДж/м² (Монин, 1982)

Географическая широта, град.	Северное полушарие (летнее полугодие)	Южное полушарие (зимнее полугодие)	Северное полушарие (зимнее полугодие)	Северное полушарие (летнее полугодие)	Южное полушарие (летнее полугодие)	Северное полушарие (год)	Южное полушарие (год)
90	5434	0	0	5434	5434	5434	5434
80	5432	75	159	5508	5583	5591	5583
70	5542	443	608	5708	6151	6150	6151
60	5962	1253	1480	6201	7454	7442	7454
50	6419	2254	2538	6731	8985	8957	8985
40	6754	3264	3634	7127	10391	10388	10391
30	6930	4211	4634	7353	11564	11564	11564
20	6922	5066	5522	7379	12445	12444	12445
10	6729	5782	6260	7207	12989	12989	12989
0	6344	6344	6834	6834	13178	13178	13178
Среднее	6246,8	2869,2	3166,9	6548,2	9413,7	9413,7	9417,4

Таблица 2.3
 Суммарное количество радиации, поступающей на земную поверхность (без учета атмосферы), МДж/м² (В.М. Федоров, 2015 г; <http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>)

Географическая широта, град.	Северное полушарие (летнее полугодие)	Южное полушарие (зимнее полугодие)	Северное полушарие (зимнее полугодие)	Южное полушарие (летнее полугодие)	Северное полушарие (год)	Южное полушарие (год)
0–5	6693,49	6453,05	6453,05	6693,49	13146,54	13146,54
5–10	6887,57	6168,07	6168,08	6887,57	13055,64	13055,64
10–15	7033,92	5840,85	5840,85	7033,92	12874,77	12874,77
15–20	7131,66	5474,10	5474,10	7131,66	12605,76	12605,76
20–25	7180,42	5071,00	5071,00	7180,42	12251,43	12251,43
25–30	7180,41	4635,19	4635,19	7180,41	11815,60	11815,60
30–35	7132,44	4170,79	4170,79	7132,44	11303,23	11303,23
35–40	7038,05	3682,54	3682,54	7038,05	10720,60	10720,59
40–45	6899,72	3175,89	3175,89	6899,71	10075,60	10075,60

Таблица 2.3, продолжение

Географическая широта, град.	Северное полушарие (летнее полугодие)	Южное полушарие (зимнее полугодие)	Северное полушарие (зимнее полугодие)	Южное полушарие (летнее полугодие)	Северное полушарие (год)	Южное полушарие (год)
45–50	6721,12	2657,33	2657,33	6721,12	9378,45	9378,45
50–55	6507,86	2135,06	2135,06	6507,85	8642,92	8642,91
55–60	6268,91	1620,40	1620,40	6268,90	7889,31	7889,30
60–65	6020,85	1132,03	1132,03	6020,84	7152,88	7152,87
65–70	5808,16	716,33	716,32	5808,14	6524,49	6524,47
70–75	5677,58	421,46	421,46	5677,56	6099,05	6099,03
75–80	5595,50	215,07	215,07	5595,47	5810,57	5810,54
80–85	5545,63	81,82	81,82	5545,61	5627,45	5627,43
85–90	5521,89	16,27	16,27	5521,87	5538,16	5538,14
Среднее	6491,40	2981,51	2981,51	6491,39	9472,91	9472,90

Таблица 2.4

Средние значения солнечной радиации (МДж/м²), приходящей в северное и южное полушария (в зимнее и летнее для полушарий полугодия) и их отношение

Полугодие (для полушария)	По данным А.С. Монины (1982)		По данным http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm	
	Южное полушарие	Северное полушарие	Южное полушарие	Северное полушарие
Зимнее	2869,2	3166,9	2981,513	2981,514
Летнее	6548,2	6246,8	6491,391	6491,399
Зимнее / летнее	0,438	0,507	0,459	0,459

Важно отметить, что инсоляция в годовом ходе определяется двумя основными факторами: расстоянием от Земли до Солнца и углом наклона оси вращения Земли. Известно, что изменение инсоляции в связи с движением Земли по эллиптической орбите от афелия к перигелию составляет около 7% (Алисов, Полтараус, 1974). Как следует из табл. 2.4. сезонные изменения инсоляции, определяемые наклоном оси вращения Земли существенно больше. Инсоляция полушарий в зимнее полугодие составляет около 46% от инсоляции в летнее полугодие.

2.2. Низкочастотные (вековые) вариации инсоляции

Результаты показывают (<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>), что среднегодовое поступление солнечной энергии в последнее (на интервале от 3000 лет до н.э. до 2999 лет н.э.) столетие по отношению к первому столетию за этот период сократилось незначительно (на $5,78E+05$ Дж/м² или на 0,00536%). Эта медленная тенденция сокращения инсоляции (рис. 2.1) определяется вековыми изменениями эксцентриситета земной орбиты (Milankovitch, 1920; Миланкович, 1939).

При общем малом сокращении приходящей к земному эллипсоиду за тропический год солнечной энергии в районах ниже 45° широты каждого полушария проявляется более заметная тенденция к увеличению, а выше 45° — к сокращению инсоляции (рис. 2.2).

Сокращение приходящей в полярные области (85°–90° географической широты) солнечной энергии за весь период составляет $1,53E+08$ Дж/м² или 2,73% от начального значения. Увеличение в экваториальной области (в широтных зонах 0°–5° с.ш. и 0°–5° ю.ш.)

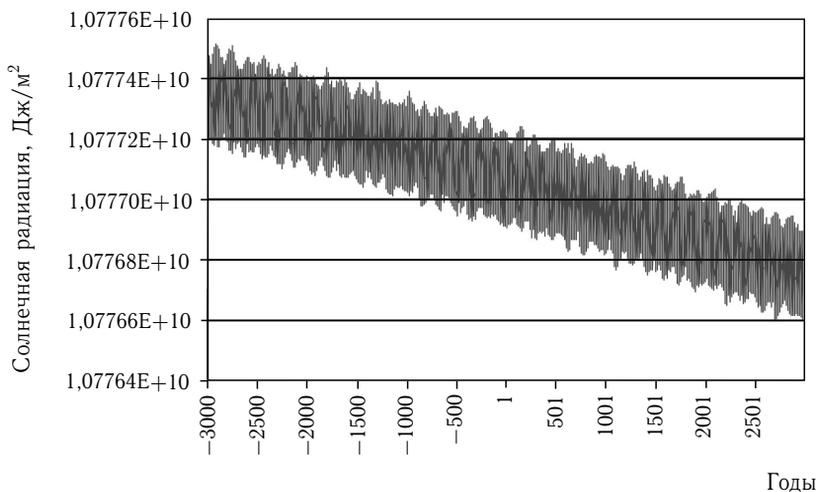


Рис. 2.1. Изменения инсоляции Земли в интервале с 3000 г. до н.э. по 2999 г. н.э.

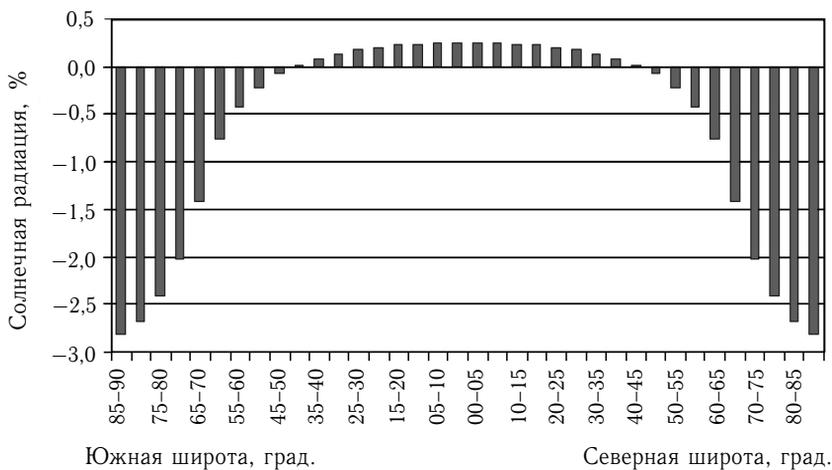


Рис. 2.2. Широтное изменение инсоляции Земли в интервале с 3000 г. до н.э. по 2999 г.

равно $3,23E+07$ Дж/м², что составляет 0,25 % от начального значения инсоляции. Изменение интенсивности приходящей радиации происходит сходным образом. Сокращение интенсивности приходящей солнечной радиации в полярных областях составляет около 5 Вт/м², увеличение в экваториальной области — 1 Вт/м². Следовательно, одна из тенденций в изменении приходящей от Солнца энергии в современную

эпоху — усиление широтной контрастности (увеличение межширотного градиента) инсоляции (Федоров, 2015 а, б; Fedorov, 2015 а, b). Этот эффект проявляется как в общей, приходящей на единицу площади земного эллипсоида солнечной радиации, так и в интенсивности ее поступления.

Анализировались также рассчитанные значения инсоляции Земли в зимнее и летнее полугодия (рис. 2.3). Вековые изменения оценивались разностью значений приходящей солнечной энергии ($\text{Дж}/\text{м}^2$) в последний (2999 г. н.э.) и первый (3000 г. до н.э.) год временного интервала для соответствующих широтных зон в соответствующие полугодия. В летнее для северного полушария полугодие (рис. 2.3) увеличение приходящей на земной эллипсоид солнечной энергии отмечается в зоне 5° – 10° с.ш. и в области, расположенной южнее. Максимальное увеличение отмечается в широтной зоне 45° – 50° ю.ш., где оно составляет $5,41\text{E}+07$ $\text{Дж}/\text{м}^2$ или 2,038 % от среднегодового значения солнечной энергии, поступающей в эту зону за летнее для северного полушария полугодие. Среднее для 5-градусной широтной зоны увеличение в этой области составляет $3,14\text{E}+07$ $\text{Дж}/\text{м}^2$. Сокращение инсоляции отмечается в это время в зоне 10° – 15° с.ш. и в области, расположенной севернее этой зоны. Максимальное сокращение отмечается в зоне 85° – 90° с.ш. ($1,56\text{E}+08$ $\text{Дж}/\text{м}^2$, или 2,83 % от среднегодового значения приходящей в эту зону солнечной энергии). Среднее для 5-градусной зоны сокращение составляет $7,55\text{E}+07$ $\text{Дж}/\text{м}^2$. Среднегодовое сокращение инсоляции в последнем для интервала столетия по отношению к первому столетию за летнее для северного полушария полугодие составляет $2,98\text{E}+05$ $\text{Дж}/\text{м}^2$ (0,00554 %). Сокращение приходящей в широтную зону 65° – 70° с.ш. (на верхнюю границу атмосферы) радиации за предшествующее 1000 лет для середины июля (точки с геоцентрической широтой 120°) на $4,8$ $\text{Вт}/\text{м}^2$ отмечается в работе бельгийских исследователей (Bertrand et al., 2002). Значение для широтной зоны в этом случае было получено осреднением рассчитанных для отдельных широт (65° и 70°) значений инсоляции. В нашей работе анализируется инсоляция, поступающая на поверхность широтной зоны.

В зимнее для северного полушария полугодие (рис. 2.3) отмечается сокращение приходящей на земной эллипсоид солнечной энергии в широтной области от 10° ю.ш. до 90° ю.ш. Максимального значения сокращение достигает в южной полярной области ($1,56\text{E}+08$ $\text{Дж}/\text{м}^2$, или 2,83 % от среднегодового значения солнечной энергии, поступающей в эту широтную зону земного эллипсоида в зимнее полугодие). Среднее для 5-градусной широтной зоны сокращение инсоляции на этом интервале (3000 г. до н.э. — 2999 г.) составляет $7,55\text{E}+07$ $\text{Дж}/\text{м}^2$. Положительные значения в это полугодие характерны для области 5° – 10° южной широты и для всех широтных зон, расположенных севернее этой зоны. Максимальное значение инсоляции отмечается в широтной зоне 45° – 50° с.ш.



Рис. 2.3. Широтные изменения инсоляции Земли в интервале с 3000 г. до н. э. по 2999 г. в летнее (а) и зимнее (б) полугодия (для северного полушария)

($5,42E+07$ Дж/м², или 2,04 % от среднегодового значения энергии, поступающей в эту зону в зимнее (для северного полушария) полугодие). Среднее для 5-градусной зоны увеличение инсоляции характеризуется значением $3,14E+07$ Дж/м². Среднегодовое сокращение инсоляции в последнем для интервала (с 3000 г. до н. э. по 2999 г. н. э.) столетии по отношению к первому за летнее для северного полушария полугодие составляет $2,80E+05$ Дж/м² (0,00519 %). Таким образом, в зимние для полушарий полугодия отмечается увеличение приходящей от Солнца энергии, а в летние полугодия — сокращение. Сезонные различия в приходящей на земной эллипсоид солнечной энергии, следовательно, сглаживаются (Федоров. 2015 а, б; Fedorov, 2015 а, b).

Отмеченные низкочастотные изменения — тенденции (усиление широтной контрастности и сглаживание сезонных различий) в инсоляции Земли связаны с вековой тенденцией уменьшения наклона оси вращения Земли (относительно перпендикуляра к плоскости эклиптики) в результате прецессии (рис. 2.4).

Известно, что при увеличении угла наклона оси вращения увеличивается приход солнечной радиации в полярные районы, т. е. происходит сглаживание широтной контрастности в полушариях и усиление сезонных различий. При уменьшении угла наклона происходит увеличение радиации, поступающей в приэкваториальные районы, уменьшение радиации, поступающей в полярные районы, и широтные контрасты возрастают, а сезонные различия сглаживаются (Milankovitch, 1920; Миланкович, 1939; Монин, Шишков, 2000).

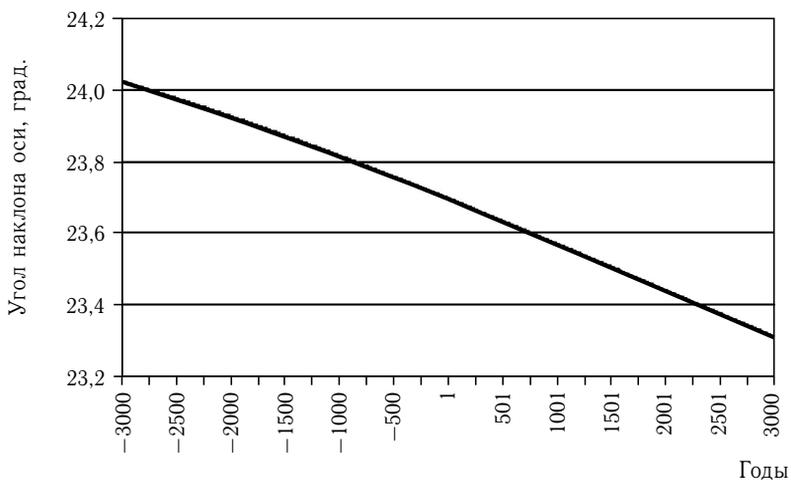


Рис. 2.4. Тенденция изменения угла наклона оси вращения Земли

Анализ изменения инсоляции в годовом ходе показывает, что вековая тенденция в инсоляции характеризуется максимальным сокращением в периоды года, близкие к солнцестояниям, и минимальным сокращением в периоды, близкие к равноденствиям (рис. 2.5).

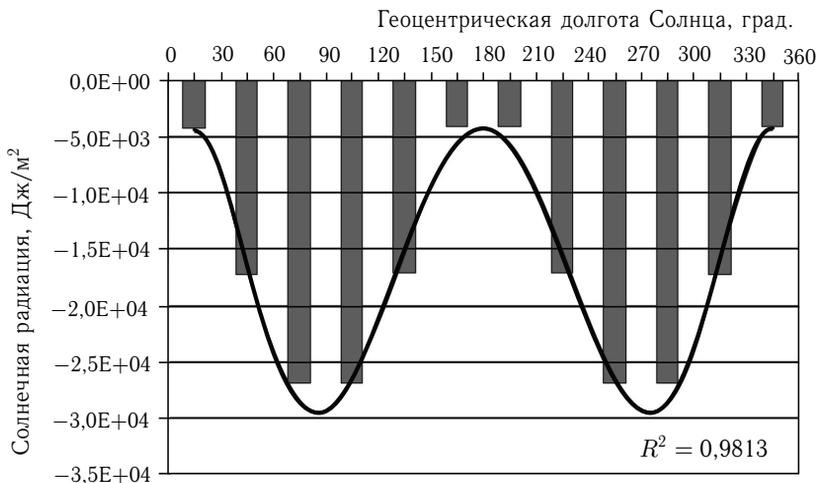


Рис. 2.5. Годовой ход изменения инсоляции Земли (Дж/м²) за период с 3000 г. до н.э. по 2999 г. н.э. с шагом в 1/12-ю тропического года (начало соответствует точке весеннего равноденствия). График аппроксимирован полиномом 6-й степени

Напомним, что геоцентрическая долгота Солнца — это угол между направлениями из центра Земли на точку весеннего равноденствия и на Солнце. Точки весеннего и осеннего равноденствия — точки пересечения плоскости земной орбиты (эклиптики) с плоскостью небесного экватора.

Годовое поступление солнечной радиации, наоборот, имеет максимальные значения вблизи периодов солнцестояния, и минимальные приходятся на периоды равноденствия (рис. 2.6).

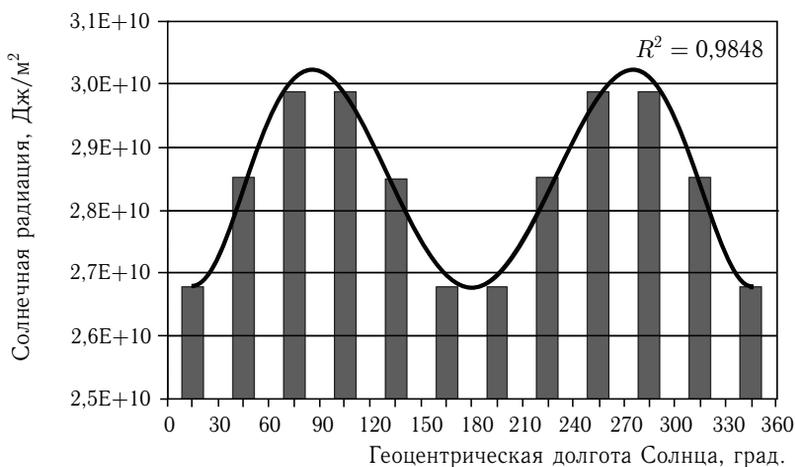


Рис. 2.6. Годовой ход приходящей солнечной радиации (без учета атмосферы) с шагом в 1/12-ю тропического года к Земле в 2016 г. ($\text{Дж}/\text{м}^2$). Календарному году соответствует начало тропического года (весеннее равноденствие). График аппроксимирован полиномом 6-й степени

Сокращение инсоляции в годовом ходе за 5999 лет составляет от 0,1% в 1-й, 6-й, 7-й и 12-й астрономические месяцы до 0,54% в 3-й, 4-й, 9-й и 10-й астрономические месяцы (рис. 2.7)

Таким образом, годовой приход солнечной радиации (рис. 2.6) имеет обратную направленность по отношению к годовому ходу векового сокращения солнечной радиации (рис. 2.5, 2.7). Иными словами, на исследуемом интервале вековая изменчивость приходящей радиации (3000 г. до н. э. – 2999 г. н. э.) и приходящей за год солнечной радиации находятся в противофазе.

Отмеченное противофазное распределение проявляется, во-первых, в том, что в летних полушариях приходящая радиация сокращается, а в зимних увеличивается. В годовом же поступлении максимальные значения приходятся на летние полушария, а минимальные — на зимние. Во-вторых, максимальные сокращения в вековой изменчивости приходятся на равноденствия, а минимальные — на солнцестояния.

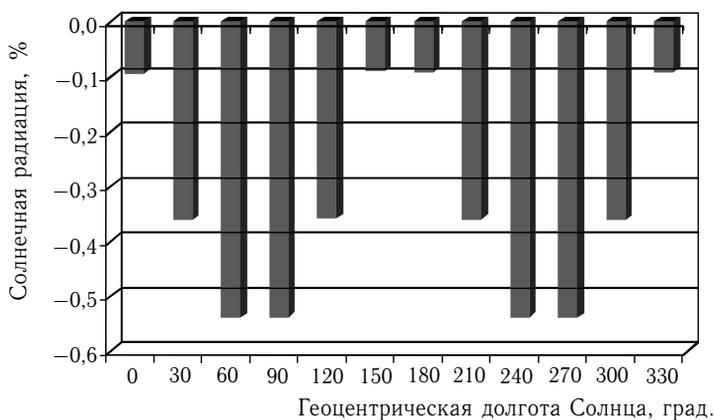


Рис. 2.7. Годовой ход сокращения инсоляции Земли (%) за период с 3000 г. до н.э. по 2999 г. н.э.

В годовом приходе радиации, наоборот, для равноденствий отмечается максимальное поступление радиации, а для солнцестояний — минимальное. Это свидетельствует о сглаживании различий между полугодиями в обеспеченности солнечной радиацией. Этот вывод подтверждается сравнением рис. 2.8 и рис. 2.9.

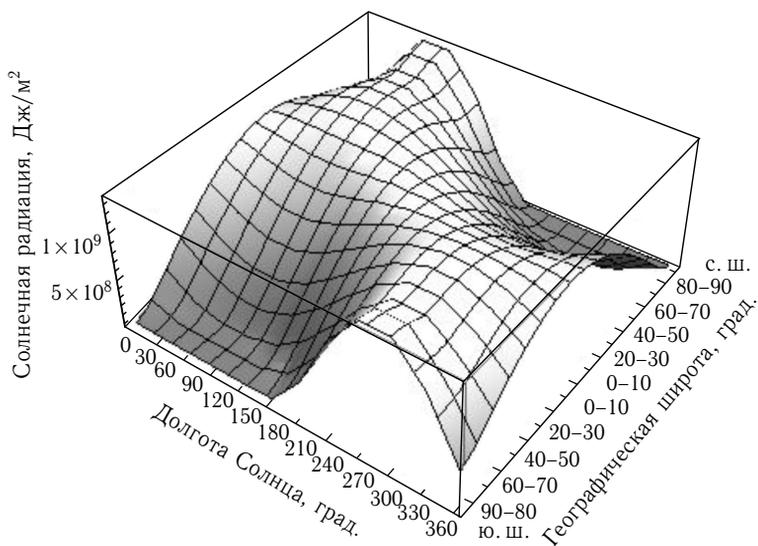


Рис. 2.8. Пространственно-временное распределение поступающей на земную поверхность солнечной радиации (без учета атмосферы) в 2016 тропическом году

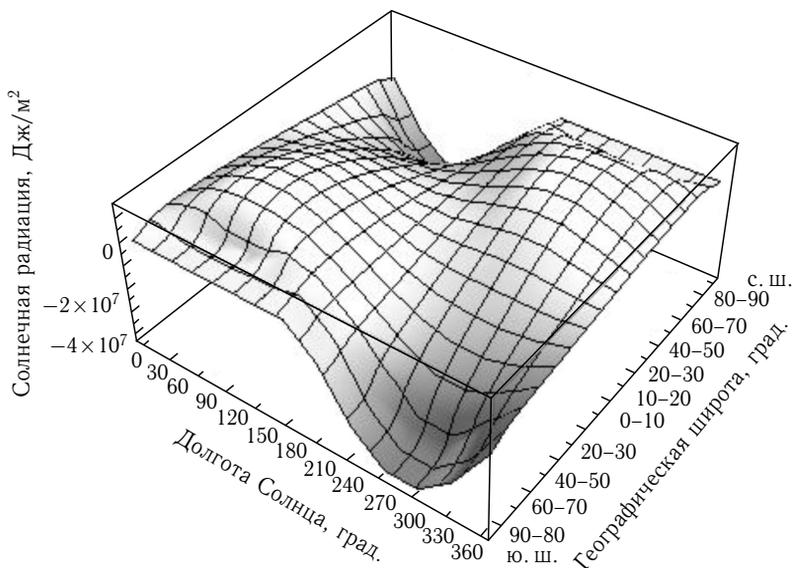


Рис. 2.9. Пространственно-временная изменчивость инсоляции Земли (без учета атмосферы) на интервале с 3000 г. до н. э. по 2999 г. н. э.

Числовые значения изменения инсоляции за период с 3000 г. до н. э. по 2999 г. н. э. приведены в табл. 2.5.

На основе анализа полученных результатов расчета инсоляции (<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>) выделяются следующие особенности в вековой тенденции изменения приходящей солнечной радиации (рис. 2.9, табл. 2.5).

1. В зимние для полушарий полугодия поступление солнечной радиации увеличивается, а в летние сокращается (сезонные различия сглаживаются). Анализ изменения приходящей радиации на рассматриваемом интервале к Земле по полушариям и полугодиям показывает, что в летние для полушарий полугодия сокращение (по средним значениям первого и последнего столетия в массиве) по полушариям составляет $3,89E+07$ Дж/м² (0,57%), а в зимнее увеличение (по средним значениям первого и последнего столетия в массиве) составляет $3,83E+07$ Дж/м² (0,96%).
2. В зимние для полушарий полугодия наиболее существенное увеличение отмечается в 3-й месяц (точнее, 1/3 астрономического сезона) осеннего сезона и 1-й месяц зимнего сезона в каждом полушарии. Максимальное увеличение приходящей радиации отмечается в широтном диапазоне, расположенном между 35° и 50° широты в обоих полушариях.

Таблица 2.5

Числовые значения распределения разности инсоляции ($\text{Дж}/\text{м}^2$) в 2999 г. н.э. и 3000 г. до н.э. (без учета атмосферы) для соответствующих географических широтных зон и астрономических сезонов (с разрешением в 1/3 сезона, приблизительно календарный месяц)

Таблица 2.5, а

Северное полушарие в летнее полугодие

Северная широта, град.	Астрономические сезоны					
	Весенний			Летний		
	1	2	3	4	5	6
85-90	-1,03E+07	-2,87E+07	-3,92E+07	-3,92E+07	-2,87E+07	-1,02E+07
80-85	-9,28E+06	-2,85E+07	-3,89E+07	-3,89E+07	-2,84E+07	-9,21E+06
75-80	-7,44E+06	-2,77E+07	-3,83E+07	-3,83E+07	-2,76E+07	-7,39E+06
70-75	-6,40E+06	-2,44E+07	-3,74E+07	-3,74E+07	-2,44E+07	-6,35E+06
65-70	-5,79E+06	-1,97E+07	-3,39E+07	-3,39E+07	-1,96E+07	-5,74E+06
60-65	-5,31E+06	-1,68E+07	-2,63E+07	-2,63E+07	-1,67E+07	-5,25E+06
55-60	-4,86E+06	-1,47E+07	-2,20E+07	-2,20E+07	-1,46E+07	-4,81E+06
50-55	-4,43E+06	-1,28E+07	-1,86E+07	-1,86E+07	-1,28E+07	-4,38E+06
45-50	-4,00E+06	-1,11E+07	-1,57E+07	-1,57E+07	-1,11E+07	-3,95E+06
40-45	-3,56E+06	-9,52E+06	-1,30E+07	-1,30E+07	-9,48E+06	-3,51E+06
35-40	-3,11E+06	-7,96E+06	-1,05E+07	-1,05E+07	-7,92E+06	-3,06E+06
30-35	-2,65E+06	-6,43E+06	-8,15E+06	-8,13E+06	-6,39E+06	-2,61E+06
25-30	-2,19E+06	-4,93E+06	-5,85E+06	-5,84E+06	-4,89E+06	-2,14E+06
20-25	-1,72E+06	-3,45E+06	-3,64E+06	-3,63E+06	-3,42E+06	-1,67E+06
15-20	-1,24E+06	-2,01E+06	-1,51E+06	-1,50E+06	-1,98E+06	-1,20E+06
10-15	-7,68E+05	-6,02E+05	5,23E+05	5,31E+05	-5,75E+05	-7,27E+05
05-10	-2,94E+05	7,64E+05	2,46E+06	2,47E+06	7,88E+05	-2,55E+05
00-05	1,75E+05	2,08E+06	4,29E+06	4,30E+06	2,10E+06	2,12E+05

Таблица 2.5, б

Южное полушарие в зимнее (в этом полушарии) полугодие

Южная широта, град.	Астрономические сезоны																						
	Осенний						Зимний																
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6											
00-05	6,36E+05	3,33E+06	6,00E+06	6,01E+06	3,35E+06	6,70E+05	1,08E+06	4,52E+06	7,58E+06	7,59E+06	4,53E+06	1,12E+06	1,52E+06	5,62E+06	9,02E+06	9,02E+06	5,63E+06	1,55E+06	1,93E+06	6,64E+06	1,03E+07	6,65E+06	1,96E+06
05-10	1,08E+06	4,52E+06	7,58E+06	7,59E+06	4,53E+06	1,12E+06	1,52E+06	5,62E+06	9,02E+06	9,02E+06	5,63E+06	1,55E+06	1,93E+06	6,64E+06	1,03E+07	6,65E+06	1,96E+06	2,32E+06	7,55E+06	1,14E+07	7,56E+06	2,34E+06	
10-15	1,52E+06	5,62E+06	9,02E+06	9,02E+06	5,63E+06	1,55E+06	1,93E+06	6,64E+06	1,03E+07	6,65E+06	1,96E+06	2,32E+06	7,55E+06	1,14E+07	7,56E+06	2,34E+06	2,69E+06	8,35E+06	1,23E+07	1,23E+07	8,35E+06	2,70E+06	
15-20	1,93E+06	6,64E+06	1,03E+07	1,03E+07	6,65E+06	1,96E+06	2,32E+06	7,55E+06	1,14E+07	7,56E+06	2,34E+06	2,69E+06	8,35E+06	1,23E+07	1,23E+07	8,35E+06	3,02E+06	9,02E+06	1,29E+07	1,29E+07	9,02E+06	3,03E+06	
20-25	2,32E+06	7,55E+06	1,14E+07	1,14E+07	7,56E+06	2,34E+06	2,69E+06	8,35E+06	1,23E+07	1,23E+07	8,35E+06	3,02E+06	9,02E+06	1,29E+07	1,29E+07	9,02E+06	3,32E+06	9,54E+06	1,34E+07	1,34E+07	9,54E+06	3,33E+06	
25-30	2,69E+06	8,35E+06	1,23E+07	1,23E+07	8,35E+06	2,70E+06	3,02E+06	9,02E+06	1,29E+07	1,29E+07	9,02E+06	3,32E+06	9,54E+06	1,34E+07	1,34E+07	9,54E+06	3,58E+06	9,90E+06	1,35E+07	1,35E+07	9,90E+06	3,58E+06	
30-35	3,02E+06	9,02E+06	1,29E+07	1,29E+07	9,02E+06	3,32E+06	3,58E+06	9,90E+06	1,35E+07	1,35E+07	9,90E+06	3,58E+06	9,90E+06	1,35E+07	1,35E+07	9,90E+06	3,79E+06	1,01E+07	1,32E+07	1,32E+07	1,01E+07	3,79E+06	
35-40	3,32E+06	9,54E+06	1,34E+07	1,34E+07	9,54E+06	3,58E+06	3,79E+06	1,01E+07	1,32E+07	1,32E+07	1,01E+07	3,79E+06	1,01E+07	1,32E+07	1,32E+07	1,01E+07	3,95E+06	9,98E+06	1,25E+07	1,25E+07	9,97E+06	3,95E+06	
40-45	3,58E+06	9,90E+06	1,35E+07	1,35E+07	9,90E+06	3,79E+06	4,05E+06	9,58E+06	1,11E+07	1,11E+07	9,57E+06	4,04E+06	4,05E+06	9,58E+06	1,11E+07	9,57E+06	4,04E+06	4,06E+06	8,45E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	
45-50	3,79E+06	1,01E+07	1,32E+07	1,32E+07	1,01E+07	3,95E+06	4,06E+06	8,71E+06	8,45E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	4,06E+06	8,71E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	3,96E+06	6,89E+06	2,31E+06	6,88E+06	3,95E+06	
50-55	3,95E+06	9,98E+06	1,25E+07	1,25E+07	9,97E+06	4,04E+06	4,06E+06	8,71E+06	8,45E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	4,06E+06	8,71E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	3,67E+06	2,99E+06	0,00E+00	2,99E+06	3,66E+06	
55-60	4,05E+06	9,58E+06	1,11E+07	1,11E+07	9,57E+06	4,04E+06	4,06E+06	8,71E+06	8,45E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	4,06E+06	8,71E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	2,87E+06	3,52E+05	0,00E+00	3,52E+05	2,86E+06	
60-65	4,06E+06	8,71E+06	8,45E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	4,06E+06	8,71E+06	8,45E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	4,06E+06	8,71E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	1,19E+06	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	1,19E+06	
65-70	3,96E+06	6,89E+06	2,31E+06	2,31E+06	6,88E+06	3,95E+06	4,06E+06	8,71E+06	8,45E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	4,06E+06	8,71E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	2,33E+05	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	2,35E+05	
70-75	3,67E+06	2,99E+06	0,00E+00	0,00E+00	2,99E+06	3,66E+06	4,06E+06	8,71E+06	8,45E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	4,06E+06	8,71E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	2,87E+06	3,52E+05	0,00E+00	3,52E+05	2,86E+06	
75-80	2,87E+06	3,52E+05	0,00E+00	0,00E+00	3,52E+05	2,86E+06	4,06E+06	8,71E+06	8,45E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	4,06E+06	8,71E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	1,19E+06	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	1,19E+06	
80-85	1,19E+06	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	1,19E+06	2,33E+05	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	2,35E+05	2,33E+05	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	2,35E+05	2,33E+05	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	2,35E+05	
85-90	2,33E+05	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	2,35E+05	2,33E+05	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	2,35E+05	2,33E+05	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	2,35E+05	2,33E+05	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	2,35E+05	

Таблица 2.5, в

Северное полушарие в зимнее полугодие

Северная широта, град.	Астрономические сезоны											
	Осенний						Зимний					
	7	8	9	10	11	12	7	8	9	10	11	12
85-90	2,33E+05	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	2,35E+05	2,33E+05	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	2,35E+05
80-85	1,19E+06	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	1,19E+06	1,19E+06	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	1,19E+06
75-80	2,86E+06	3,51E+05	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	2,86E+06	2,86E+06	3,52E+05	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	2,86E+06
70-75	3,66E+06	2,99E+06	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	3,67E+06	3,66E+06	2,99E+06	0,00E+00	0,00E+00	0,00E+00	3,67E+06
65-70	3,96E+06	6,89E+06	2,31E+06	2,31E+06	6,89E+06	3,96E+06	3,96E+06	6,89E+06	2,31E+06	2,31E+06	6,89E+06	3,96E+06
60-65	4,06E+06	8,70E+06	8,45E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06	4,06E+06	8,70E+06	8,45E+06	8,45E+06	8,70E+06	4,06E+06
55-60	4,05E+06	9,58E+06	1,11E+07	1,11E+07	9,58E+06	4,05E+06	4,05E+06	9,58E+06	1,11E+07	1,11E+07	9,58E+06	4,05E+06
50-55	3,95E+06	9,98E+06	1,25E+07	1,25E+07	9,98E+06	3,96E+06	3,95E+06	9,98E+06	1,25E+07	1,25E+07	9,98E+06	3,96E+06
45-50	3,80E+06	1,01E+07	1,32E+07	1,32E+07	1,01E+07	3,80E+06	3,80E+06	1,01E+07	1,32E+07	1,32E+07	1,01E+07	3,80E+06
40-45	3,58E+06	9,90E+06	1,35E+07	1,35E+07	9,90E+06	3,59E+06	3,58E+06	9,90E+06	1,35E+07	1,35E+07	9,90E+06	3,59E+06
35-40	3,33E+06	9,54E+06	1,34E+07	1,33E+07	9,54E+06	3,33E+06	3,33E+06	9,54E+06	1,33E+07	1,33E+07	9,54E+06	3,33E+06
30-35	3,03E+06	9,02E+06	1,29E+07	1,29E+07	9,01E+06	3,04E+06	3,03E+06	9,01E+06	1,29E+07	1,29E+07	9,01E+06	3,04E+06
25-30	2,70E+06	8,35E+06	1,23E+07	1,23E+07	8,34E+06	2,71E+06	2,70E+06	8,34E+06	1,23E+07	1,23E+07	8,34E+06	2,71E+06
20-25	2,34E+06	7,55E+06	1,14E+07	1,14E+07	7,55E+06	2,34E+06	2,34E+06	7,55E+06	1,14E+07	1,14E+07	7,55E+06	2,34E+06
15-20	1,95E+06	6,64E+06	1,03E+07	1,03E+07	6,63E+06	1,95E+06	1,95E+06	6,63E+06	1,03E+07	1,03E+07	6,63E+06	1,95E+06
10-15	1,54E+06	5,63E+06	9,02E+06	9,01E+06	5,62E+06	1,54E+06	1,54E+06	5,62E+06	9,01E+06	9,01E+06	5,62E+06	1,54E+06
05-10	1,11E+06	4,52E+06	7,58E+06	7,58E+06	4,52E+06	1,11E+06	1,11E+06	4,52E+06	7,58E+06	7,58E+06	4,52E+06	1,11E+06
00-05	6,63E+05	3,34E+06	6,01E+06	6,00E+06	3,33E+06	6,64E+05	6,63E+05	3,33E+06	6,01E+06	6,00E+06	3,33E+06	6,64E+05

Таблица 2.5, з

Южное полушарие в летнее (в этом полушарии) полугодие

Южная широта, град.	Астрономические сезоны																								
	Весенний						Летний																		
	7	8	9	10	11	12	7	8	9	10	11	12													
00-05	2,05E+05	2,09E+06	4,29E+06	4,29E+06	2,08E+06	2,05E+05	-2,63E+05	7,76E+05	2,46E+06	2,46E+06	7,66E+05	-2,63E+05	-7,35E+05	-5,88E+05	5,26E+05	5,18E+05	-5,98E+05	-7,36E+05	-1,21E+06	-1,51E+06	-1,52E+06	-2,01E+06	-1,21E+06		
05-10	-2,63E+05	7,76E+05	2,46E+06	2,46E+06	2,08E+06	2,05E+05	-7,35E+05	-5,88E+05	5,26E+05	5,18E+05	-5,98E+05	-7,36E+05	-1,21E+06	-1,51E+06	-1,52E+06	-2,01E+06	-1,21E+06	-1,51E+06	-1,52E+06	-2,01E+06	-1,21E+06	-1,51E+06	-1,52E+06	-2,01E+06	
10-15	-7,35E+05	-5,88E+05	5,26E+05	5,18E+05	-5,98E+05	-7,36E+05	-1,21E+06	-1,51E+06	-1,52E+06	-2,01E+06	-1,21E+06	-1,51E+06													
15-20	-1,21E+06	-1,51E+06	-1,52E+06	-2,01E+06	-1,21E+06	-1,51E+06	-1,52E+06	-2,01E+06	-1,21E+06	-1,51E+06	-1,52E+06	-2,01E+06	-1,21E+06	-1,51E+06	-1,52E+06	-2,01E+06	-1,21E+06	-1,51E+06	-1,52E+06	-2,01E+06	-1,21E+06	-1,51E+06	-1,52E+06	-2,01E+06	
20-25	-1,68E+06	-3,44E+06	-3,63E+06	-3,63E+06	-3,45E+06	-1,69E+06	-2,15E+06	-4,91E+06	-5,84E+06	-5,84E+06	-4,92E+06	-2,16E+06	-2,62E+06	-6,41E+06	-8,14E+06	-8,14E+06	-6,42E+06	-2,62E+06	-6,41E+06	-8,14E+06	-8,14E+06	-6,42E+06	-2,62E+06	-6,41E+06	
25-30	-2,15E+06	-4,91E+06	-5,84E+06	-5,84E+06	-4,92E+06	-2,16E+06	-2,62E+06	-6,41E+06	-8,14E+06	-8,14E+06	-6,42E+06	-2,62E+06	-6,41E+06	-8,14E+06	-8,14E+06	-6,42E+06	-2,62E+06	-6,41E+06	-8,14E+06	-8,14E+06	-6,42E+06	-2,62E+06	-6,41E+06	-8,14E+06	
30-35	-2,62E+06	-6,41E+06	-8,14E+06	-8,14E+06	-6,42E+06	-2,62E+06	-3,07E+06	-7,94E+06	-1,05E+07	-1,05E+07	-3,08E+06	-3,07E+06	-7,94E+06	-1,05E+07	-1,05E+07	-3,08E+06	-3,52E+06	-9,50E+06	-1,30E+07	-1,30E+07	-9,52E+06	-3,52E+06	-9,50E+06	-1,30E+07	-1,30E+07
35-40	-3,07E+06	-7,94E+06	-1,05E+07	-1,05E+07	-3,08E+06	-3,52E+06	-9,50E+06	-1,30E+07	-1,30E+07	-9,52E+06	-3,52E+06	-9,50E+06	-1,30E+07	-1,30E+07	-9,52E+06	-3,52E+06	-3,96E+06	-1,11E+07	-1,11E+07	-3,97E+06	-3,96E+06	-1,11E+07	-1,11E+07	-3,97E+06	-3,96E+06
40-45	-3,52E+06	-9,50E+06	-1,30E+07	-1,30E+07	-9,52E+06	-3,52E+06	-3,96E+06	-1,11E+07	-1,11E+07	-3,97E+06	-3,96E+06	-1,11E+07	-1,11E+07	-3,97E+06	-3,96E+06	-1,11E+07	-4,39E+06	-1,28E+07	-1,28E+07	-4,40E+06	-4,39E+06	-1,28E+07	-1,28E+07	-4,40E+06	-4,39E+06
45-50	-3,96E+06	-1,11E+07	-1,11E+07	-1,11E+07	-3,97E+06	-3,96E+06	-1,11E+07	-1,28E+07	-1,28E+07	-4,40E+06	-4,39E+06	-1,11E+07	-1,11E+07	-3,97E+06	-3,96E+06	-1,11E+07	-4,82E+06	-1,46E+07	-1,46E+07	-4,83E+06	-4,82E+06	-1,46E+07	-1,46E+07	-4,83E+06	-4,82E+06
50-55	-4,39E+06	-1,28E+07	-1,28E+07	-1,28E+07	-4,40E+06	-4,39E+06	-1,11E+07	-1,28E+07	-1,28E+07	-4,40E+06	-4,39E+06	-1,11E+07	-1,11E+07	-3,97E+06	-3,96E+06	-1,11E+07	-5,27E+06	-1,68E+07	-1,68E+07	-5,28E+06	-5,27E+06	-1,68E+07	-1,68E+07	-5,28E+06	-5,27E+06
55-60	-4,82E+06	-1,46E+07	-1,46E+07	-1,46E+07	-4,83E+06	-4,82E+06	-1,11E+07	-1,28E+07	-1,28E+07	-4,40E+06	-4,39E+06	-1,11E+07	-1,11E+07	-3,97E+06	-3,96E+06	-1,11E+07	-5,76E+06	-1,96E+07	-1,96E+07	-5,77E+06	-5,76E+06	-1,96E+07	-1,96E+07	-5,77E+06	-5,76E+06
60-65	-5,27E+06	-1,68E+07	-1,68E+07	-1,68E+07	-5,28E+06	-5,27E+06	-1,11E+07	-1,28E+07	-1,28E+07	-4,40E+06	-4,39E+06	-1,11E+07	-1,11E+07	-3,97E+06	-3,96E+06	-1,11E+07	-6,36E+06	-2,44E+07	-2,44E+07	-6,37E+06	-6,36E+06	-2,44E+07	-2,44E+07	-6,37E+06	-6,36E+06
65-70	-5,76E+06	-1,96E+07	-1,96E+07	-1,96E+07	-5,77E+06	-5,76E+06	-1,11E+07	-1,28E+07	-1,28E+07	-4,40E+06	-4,39E+06	-1,11E+07	-1,11E+07	-3,97E+06	-3,96E+06	-1,11E+07	-7,40E+06	-2,77E+07	-2,77E+07	-7,42E+06	-7,40E+06	-2,77E+07	-2,77E+07	-7,42E+06	-7,40E+06
70-75	-6,36E+06	-2,44E+07	-2,44E+07	-2,44E+07	-6,37E+06	-6,36E+06	-1,11E+07	-1,28E+07	-1,28E+07	-4,40E+06	-4,39E+06	-1,11E+07	-1,11E+07	-3,97E+06	-3,96E+06	-1,11E+07	-9,23E+06	-2,85E+07	-2,85E+07	-9,25E+06	-9,23E+06	-2,85E+07	-2,85E+07	-9,25E+06	-9,23E+06
75-80	-7,40E+06	-2,77E+07	-2,77E+07	-2,77E+07	-7,42E+06	-7,40E+06	-1,11E+07	-1,28E+07	-1,28E+07	-4,40E+06	-4,39E+06	-1,11E+07	-1,11E+07	-3,97E+06	-3,96E+06	-1,11E+07	-1,03E+07	-2,87E+07	-2,87E+07	-1,03E+07	-1,03E+07	-2,87E+07	-2,87E+07	-1,03E+07	-1,03E+07
80-85	-9,23E+06	-2,85E+07	-2,85E+07	-2,85E+07	-9,25E+06	-9,23E+06	-1,11E+07	-1,28E+07	-1,28E+07	-4,40E+06	-4,39E+06	-1,11E+07	-1,11E+07	-3,97E+06	-3,96E+06	-1,11E+07	-1,03E+07	-2,87E+07	-2,87E+07	-1,03E+07	-1,03E+07	-2,87E+07	-2,87E+07	-1,03E+07	-1,03E+07
85-90	-1,03E+07	-2,87E+07	-2,87E+07	-2,87E+07	-1,03E+07	-1,03E+07	-1,11E+07	-1,28E+07	-1,28E+07	-4,40E+06	-4,39E+06	-1,11E+07	-1,11E+07	-3,97E+06	-3,96E+06	-1,11E+07	-1,03E+07	-2,87E+07	-2,87E+07	-1,03E+07	-1,03E+07	-2,87E+07	-2,87E+07	-1,03E+07	-1,03E+07

3. В летнее для полушарий полугодие наиболее существенное сокращение характерно для 2-го и 3-го астрономических месяцев (точнее 1/3 астрономического сезона) весеннего сезона и 1-го, 2-го месяцев летнего сезона в каждом полушарии. Сокращение в отмеченные сезоны последовательно увеличивается с увеличением широты.
4. Выделяются «мертвые» зоны — полярные области, не получающие на протяжении всего интервала (5999 лет) солнечную радиацию в отдельные сезоны года. В течение 2-го и 3-го месяцев осени и двух первых зимних месяцев (двух первых третей сезона) широтные зоны от 80° до 90° широты в каждом полушарии солнечной радиации не получают вовсе. В последнюю треть осени и первую треть зимы приход солнечной радиации также равен нулю в зонах от 70° до 80° широты в каждом полушарии.
5. Выделяется приэкваториальная зона от 5° ю. ш. до 5° с. ш., для которой на всем исследуемом интервале характерно увеличение приходящей радиации в течение всего года. Эта область расширяется до 10° широты во 2-й и 3-й месяцы весны и первые две трети лета каждого полушария и до широты 15° в последнюю треть весеннего сезона и первую треть летнего сезона в каждом полушарии (Федоров, 2015 а).

2.3. Высокочастотные вариации инсоляции

Причиной высокочастотных вариаций инсоляции являются периодические возмущения элементов земной орбиты Луной и планетами Солнечной системы. Эти возмущения не учитывались в расчетах, основанных на вековых изменениях эксцентриситета, долготы перигелия и наклона оси вращения Земли (Миланкович, 1949; Шараф, Будникова, 1969; Vernekar, 1972; Berger, 1978 а, б; Монин, 1980).

На фоне вековой тенденции сокращения приходящей от Солнца энергии отмечаются осложняющие ее 19-летние вариации (рис. 2.10). Эта периодичность в инсоляции Земли (18,6 лет) отмечалась и нашими предшественниками, выполнявшими расчеты в диапазоне высокочастотных вариаций инсоляции (Borisenkov et al., 1983, 1985; Loutre et al., 1992; Bertrand et al., 2002; Смульский, Кротов, 2013). Отметим, что высокочастотные вариации инсоляции Земли рассматриваются нами в работе в значениях, кратных периоду обращения Земли вокруг Солнца, т.е. кратных одному году (Федоров, 2014; Fedorov, 2014). Именно с этим годовым периодом связано главное колебание в климатической системе Земли.

При определении пространственной структуры 19-летней вариации для упрощения анализировались разности поступающей от Солнца энергии в 10-й и 1-й годы десятилетий для соответствующих широтных

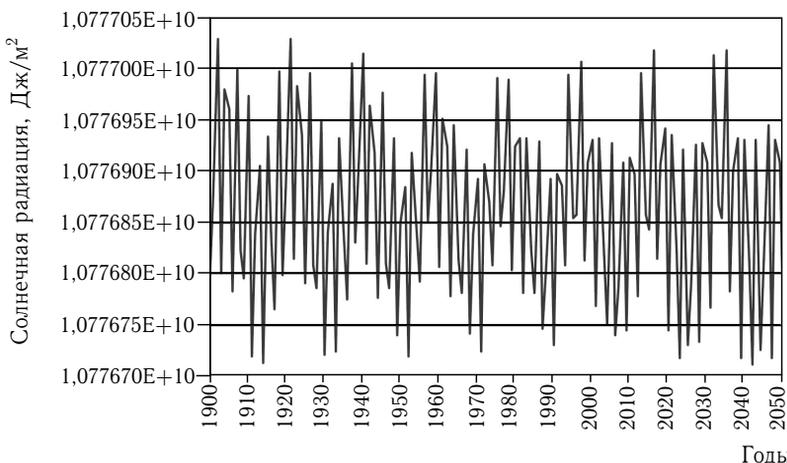


Рис. 2.10. Многолетняя изменчивость инсоляции Земли в интервале с 1900 по 2050 гг.

зон. В действительности же фазы 19-летнего цикла характеризуются продолжительностью 8 и 11 лет (Федоров, 2012, 2013, 2016 а; Fedorov, 2012, 2013, 2016). Анализ показывает закономерные изменения в пространственной структуре инсоляции Земли в различных фазах 19-летнего цикла. Для одной фазы цикла характерно сокращение поступающей лучистой энергии в полярные районы и увеличение ее в экваториальной области. В другую половину цикла отмечается обратная картина — сокращение приходящей энергии в экваториальной области и ее увеличение в полярных районах (рис. 2.11). Отмеченный характер распределения связан с нутацией. Лунная орбита медленно вращается и за 18,61 года совершает полный оборот, возвращаясь в исходное положение (т.е. Луна будет пересекать эклиптику в той же точке через 18,61 года). С этим периодом и связано явление нутации (изменение наклона оси вращения Земли), поэтому его называют нутационным периодом (Мультон, 1935; Doodson, Warburg, 1946; Максимов и др., 1970; Макдональд, 1975; Рой, 1981; Бронштэн, 1989; Ван-дер-Варден, 1991; Дуванин, 1999; Федоров, 2000).

При этом одна фаза 19-летнего нутационного цикла усиливает отмеченную для вековой изменчивости тенденцию увеличения широтной контрастности в инсоляции, другая фаза ослабляет ее.

Смена знака в 19-летней изменчивости связана с широтным диапазоном от 35° до 65° в каждом полушарии. При этом в различные фазы цикла протяженность широтных зон сокращения и увеличения приходящей лучистой энергии в полушариях может существенно отличаться. Анализ массива рассчитанных величин показывает, что знаки изменения солнечной энергии, приходящей в полярные районы и экваториальную область, как правило, противоположные. Однако

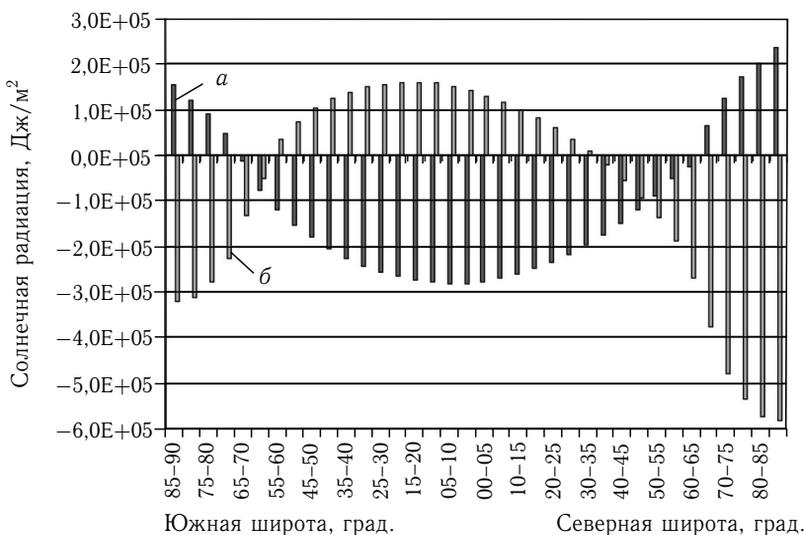


Рис. 2.11. Широтная изменчивость инсоляции Земли в 19-летнем цикле (а — в фазу 2000–2009 гг., б — в фазу 2010–2019 гг.)

имеются случаи, когда, например, сокращение инсоляции отмечается для всех широтных зон Земли (фазы 1880–1889 гг. и 1910–1919 гг.). На период с 2000–2009 гг. приходится фаза 19-летнего цикла, для которой характерно увеличение приходящей солнечной энергии в полярных районах и сокращение в обширной области, охватывающей широтный диапазон от 70° ю. ш. до 65° с. ш. (рис. 2.11). С текущим десятилетием связана фаза, в которой происходит сокращение инсоляции в полярных областях и увеличение в экваториальной области. При этом полярная область, для которой в этой фазе отмечается сокращение инсоляции, в северном полушарии более обширная, чем в южном. Максимум увеличения инсоляции также смещен от экватора в южное полушарие. Таким образом, в текущей фазе цикла отмечается пространственная асимметрия в поступающей к Земле лучистой энергии. Средняя амплитуда 19-летней изменчивости в южной полярной области (85° – 90° ю. ш.) составляет $0,00374\%$ ($2,06936E+05$ Дж/м²), в северной полярной области (85° – 90° с. ш.) — $0,00369\%$ ($2,04554E+05$ Дж/м²) от средней величины энергии, приходящей за год в соответствующие широтные зоны земного эллипсоида. Размах колебания интенсивности приходящей солнечной радиации в полярных зонах составляет около $0,03$ Вт/м².

Таким образом, по результатам расчетов определяется широтный эффект 19-летней вариации в инсоляции Земли. Эффект проявляется в последовательной смене знака приходящей к Земле лучистой энергии от одной фазы цикла к другой в полярных районах и экваториальной

области (рис. 2.11). Этот эффект связан с нутационным изменением наклона оси вращения с периодом около 19 лет, а его физическая природа аналогична отмеченному для вековой изменчивости эффекту, связанному с прецессией. При уменьшении угла наклона оси вращения (относительно перпендикуляра к плоскости эклиптики) в экваториальной области отмечается увеличение приходящей радиации, и в полярных районах — сокращение. При увеличении угла наклона наблюдается обратная картина.

С меньшими значениями средней амплитуды в приходящей от Солнца энергии проявляется межгодовая изменчивость (рис. 2.12).



Рис. 2.12. Широтное распределение средней амплитуды межгодовой изменчивости приходящей солнечной радиации, Дж/м²

При этом в полярных районах знак межгодовой изменчивости определяется фазой 19-летнего цикла, то есть межгодовая изменчивость в полярных областях имеет один и тот же знак (положительный или отрицательный) в течение 8- или 11-летней фазы 19-летнего цикла. В областях, расположенных между полярными кругами, знак меняется от года к году (как правило, во всей широтной области между полярными кругами) с периодичностью 2 или 3 года (образующими 8- и 11-летние сочетания). Средняя амплитуда межгодовой изменчивости составляет 0,0012% от величины приходящей к Земле в среднем за тропический год лучистой энергии. В полярных районах ее значение увеличивается до 0,0021%. Средняя амплитуда 2- и 3-летней изменчивости составляет 0,0015% от величины приходящей за год к Земле солнечной энергии. Эта периодичность, вероятно, связана с соизмеримостью в средних движениях Земли с ближайшими планетами Марсом и Венерой (Федоров, 2013; Fedorov, 2013). Она несколько увеличивается (до 0,0016%) в экваториальной области (5° с. ш.–5° ю. ш.). Таким

образом, межгодовая изменчивость инсоляции, связанная с возмущенным орбитальным движением Земли, проявляется во всех широтных зонах.

Вариации с периодом около 19 лет в межгодовой изменчивости более характерны для полярных областей (здесь знак изменчивости определяется фазой 19-летнего цикла). В широтной области, расположенной между северным и южным полярными кругами, двух- и трех-летняя периодичность образует 8 (2+3+3)- и 11 (2+3+3+3)-летние сочетания, синхронизированные с 8- и 11-летними фазами 19-летнего цикла. Средние значения амплитуды 8- и 11-летних вариаций, являющихся результатом синхронизации и наложения (суперпозиции) 19-летней, 2- и 3-летней периодичностей, составляют 0,0018 % от приходящей в среднем за тропический год лучистой энергии. Средняя амплитуда 8- и 11-летней периодичности в экваториальной области (5° с. ш.–5° ю. ш.) увеличивается до 0,0020 %. Количественным соотношением 2- и 3-летних циклов во временном ряду объясняется преобладающий пик в диапазоне 2,7 лет, выделяемый при спектральном анализе (Fedorov, 2012, 2013). Этот пик также отмечался всеми нашими предшественниками (Borisenkov et al., 1983, 1985; Loutre et al., 1992; Bertrand et al., 2002; Смутьский, Кротов, 2013). Выделенные этими авторами периодичности, близкие по продолжительности к 8- и 11-летним, по нашим представлениям, соответствуют разным фазам 19-летнего цикла. Отмечаемая ими 4-летняя периодичность, вероятно, связана с использованием авторами календарной системы при отсчете времени в расчетах (Федоров, 2001 а, б, 2002 а, б).

Также нами исследовались особенности межгодовой изменчивости приходящей к Земле (без учета атмосферы) солнечной энергии за летнее и зимнее полугодие в интервале с 3000 г. до н. э. по 2999 г. н. э. (рис. 2.13, 2.14).

В летнее (для северного полушария) полугодие средняя амплитуда межгодовой изменчивости инсоляции в южном полушарии составляет 0,0031 % (по отношению к среднему значению приходящей за полугодие к Земле лучистой энергии), в северном полушарии — 0,0018 %. В 2- и 3-летних циклах средняя амплитуда межгодовой изменчивости возрастает до 0,0040 % в южном полушарии и до 0,0020 % — в северном. В 8-, 11- и 19-летних циклах средняя амплитуда межгодовой изменчивости достигает максимальных величин: 0,0049 % в южном полушарии и 0,0024 % в северном полушарии. В южной полярной области (85°–90° ю. ш.) средняя величина межгодовой изменчивости составляет 0,0434 % от средней за полугодие величины приходящей от Солнца энергии в эту зону (рис. 2.14). В 2- и 3-летних колебаниях средняя амплитуда межгодовой изменчивости инсоляции в южной полярной области характеризуется значением 0,0538 %, в 8- и 11-летних — 0,0678 % от соответствующих средних за полугодие величин приходящей лучистой энергии. В северной полярной области (85°–90° с. ш.)

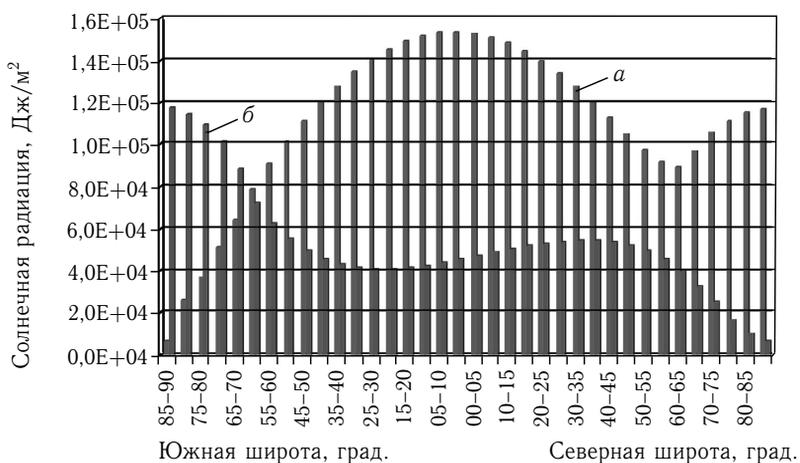


Рис. 2.13. Широтное распределение средней амплитуды межгодовой изменчивости инсоляции Земли в летнее (а) и зимнее (б) для северного полушария полугодия

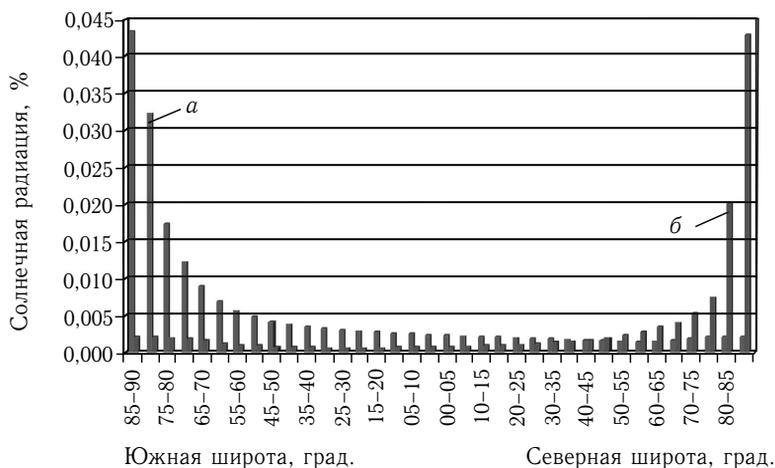


Рис. 2.14. Широтное распределение средней амплитуды межгодовой изменчивости инсоляции Земли в летнее (а) и зимнее (б) для северного полушария полугодия (в процентах от среднего значения солнечной энергии, поступающей в соответствующую широтную зону)

в летнее полугодие среднее значение межгодовой изменчивости составляет 0,0021%. Здесь в межгодовой изменчивости проявляется только 19-летний цикл, средняя амплитуда которого составляет 0,0037% от среднего за полугодие значения приходящей от Солнца энергии в эту зону.

Пример пространственной и временной межгодовой изменчивости инсоляции Земли приведен на рис. 2.15.

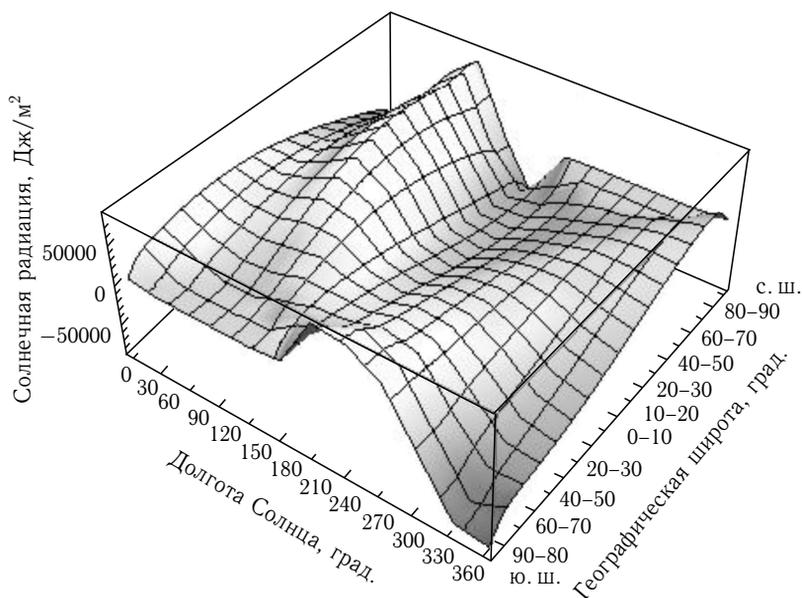


Рис. 2.15. Пространственно-временное распределение разности солнечной радиации ($\text{Дж}/\text{м}^2$), поступающей в 2012 г. и 2013 г. без учета атмосферы для соответствующих географических широтных зон и астрономических сезонов

В зимнее (для северного полушария) полугодие относительные значения межгодовой изменчивости инсоляции Земли в экваториальной области существенно меньше, чем в летнее полугодие, что может объясняться положением Земли в это время вблизи перигелия орбиты (и, соответственно, уменьшением возмущающего действия Луны и планет). В южном полушарии среднее значение межгодовой изменчивости составляет $0,0006\%$ (в 19-летнем цикле — $0,0017\%$) от приходящей в полушарие средней за полугодие лучистой энергии. В северном полушарии средняя амплитуда межгодовой изменчивости несколько больше — $0,0012\%$. Межгодовая изменчивость в южной полярной области в это время характеризуется средней амплитудой, составляющей $0,0021\%$ (в 19-летнем цикле — $0,0038\%$) от приходящей сюда за полугодие в эту область солнечной энергии. Средняя величина межгодовой изменчивости в северной полярной области ($85^\circ\text{--}90^\circ$ с. ш.) составляет $0,0429\%$, в 2-х и 3-х летних циклах — $0,0536\%$, в 8- и 11-летних циклах — $0,0678\%$ от соответствующих средних значений приходящей от Солнца энергии. Максимальные относительные значения средней

амплитуды межгодовой изменчивости отмечаются в полярных областях в зимние для них полугодия, что связано с минимальными значениями самой инсоляции.

Таким образом, определены малые и регулярные вариации инсоляции, связанные с периодическими возмущениями орбитального движения Земли. Отмеченные вариации могут усиливаться резонансным откликом климатической системы Земли на кратные году (собственному периоду климатической системы) возмущения. Кроме того, возможен эффект стохастического резонанса — отклика бистабильной или метастабильной нелинейной системы на слабый периодический сигнал при шумовом воздействии определенной мощности (Berger, 1981; Nicolis, 1981, 1982, 1993; Nicolis, Prigogine, 1989; Baker, Gollub, 1990; Анищенко и др., 1999, 2006; Anishchenko et al., 2002). Отмеченные колебания инсоляции можно считать слабыми периодическими сигналами для климатической системы Земли при шумовом воздействии.

Подведем некоторые итоги.

1. Для годовой инсоляции Земли характерна медленная тенденция к сокращению.
2. Отмечается увеличение инсоляции в экваториальной области Земли и сокращение в полярных районах, то есть для современной эпохи характерно усиление широтной контрастности в распределении приходящей к Земле лучистой энергии.
3. Отмечается сокращение инсоляции в летние для полушарий полугодия и увеличение в зимние полугодия, то есть проявляется тенденция сглаживания сезонных различий в приходящей к Земле солнечной энергии.
4. На фоне отмеченных вековых тенденций (низкочастотных колебаний) изменения инсоляции отмечаются малые высокочастотные вариации, связанные с периодическими возмущениями орбитального движения Земли и наклона оси ее вращения. Выделяются межгодовые, 2-, 3-летние, 8-, 11- и 19-летние вариации в приходящей лучистой энергии.
5. Отмечается синхронизация межгодовой изменчивости приходящей от Солнца энергии с 2- и 3-летней периодичностью и 8- и 11-летними фазами 19-летнего цикла. Так, 2- и 3-летние циклы образуют 8 (2+3+3)- и 11 (2+3+3+3)-летние серии, соответствующие фазам 19-летнего цикла.

2.4. Синодическая вариация в инсоляции Земли

Рассмотрим межгодовую изменчивость инсоляции с еще большим разрешением по времени — суточным разрешением. Важнейшей характеристикой приходящей радиации является полное количество

солнечной энергии (Total Solar Irradiance — TSI) по всему спектру, падающее за единицу времени на единицу площади, перпендикулярной солнечным лучам, на среднем расстоянии Земли от Солнца за пределами земной атмосферы (или на верхней границе атмосферы — ВГА). Среднее многолетнее значение TSI принимается за величину солнечной постоянной (Fröhlich, Lean, 1998; Кооп, Lean, 2011). По нашему мнению, правильнее называть TSI интенсивностью приходящей солнечной радиации.

Приходящая на верхнюю границу атмосферы (ВГА) солнечная радиация характеризует начальные условия для расчетов радиационного баланса Земли, ее поверхности и атмосферы. Расчет вариаций приходящей на ВГА солнечной радиации с суточным разрешением представляется важным в проблеме исследования изменений солярного климата Земли, ее радиационного баланса и также объяснения причин изменения климата и погоды.

Как уже отмечалось в главе 1, поток приходящей к Земле солнечной радиации не является неизменной во времени величиной. Его межгодовые вариации определяются двумя основными причинами, имеющими различную физическую природу. Одна из них определяется изменением физической активности Солнца, связанной с происходящими на Солнце процессами: пятнообразованием, факельными вспышками и др. (Willson, 1982; Макарова и др., 1991; Willson, Mordvinov, 2003; <http://www.pmodwrc.ch>). Другая причина связана с небесно-механическими процессами (изменением расстояния Земля–Солнце) в результате возмущающего действия ближайших небесных тел на орбитальное движение Земли (Vorisenkov et al., 1985; Федоров, 2012, 2016 а; Fedorov, 2012, 2016 а; Сидоренков, 2015). При невозмущенном (кеплеровском) движении Земли приходящая радиация изменяется в пределах годового орбитального движения Земли вокруг Солнца с правильным годовым ходом (максимум в перигелии, минимум в афелии). Реальное орбитальное движение Земли подвержено периодическим возмущениям со стороны Луны и планет, т.е. является возмущенным (Гребеников, Рябов, 1978; Дубошин, 1975; Маров, 1981). В связи с этим Земля год от года в одно и то же календарное время оказывается на различном расстоянии от Солнца, что является до настоящего времени детально не изученной причиной межгодовых вариаций инсоляции Земли. В работе используются принятые нами обозначения составляющих межгодовой изменчивости TSI. Вариации, связанные с небесно-механическими процессами, обозначаются TSI_{СМР} (celestial mechanical process). Вариации TSI, связанные с изменением активности Солнца (solar activity), обозначаются как TSI_{SA}.

По данным астрономических эфемерид — JPL Planetary and Lunar Ephemerides (DE-406) — определялась продолжительность тропических лет в интервале с 1900 г. по 2050 г. (Федоров, 2013; Fedorov, 2013). Тропическим годом является промежуток времени между двумя

последовательными прохождением центра истинного Солнца через точку весеннего равноденствия (Бакулин и др., 1983). Каждый тропический год делился на 365 равных (в каждом году) интервалов (приблизительно соответствующих календарным суткам). Для начала каждого интервала определялось расстояние от Земли до Солнца. Точность эфемерид по расстоянию составляет 10^{-9} а.е. или 0,1496 км (<http://ssd.jpl.nasa.gov>; Giorgini et al., 1996).

Величина солнечной постоянной I_0 (по обработанным данным радиометрических измерений) составляет 1361 Вт/м^2 (Coor, Lean, 2011). Относительно этой величины рассчитывались значения $\text{TSI}_{\text{СМР}}$. Известно, что, если a есть среднее расстояние между Землей и Солнцем, равное большой полуоси эллипса земной орбиты (1 а.е.), то на расстоянии l

$$I_l = I_0 \left(\frac{a}{l} \right)^2. \quad (2.1)$$

По формуле (2.1) были рассчитаны значения $\text{TSI}_{\text{СМР}}$ (значение I_l принималось равным $\text{TSI}_{\text{СМР}}$) на моменты положения Земли в 365 точках каждого тропического года в диапазоне с 1900 г. по 2050 г. Последовательным вычитанием значений $\text{TSI}_{\text{СМР}}$ (из значений $\text{TSI}_{\text{СМР}}$ предшествующего года соответствующих значений $\text{TSI}_{\text{СМР}}$ последующего года) для соответствующих точек были получены ряды значений межгодовой изменчивости $\text{TSI}_{\text{СМР}}$ для 365 точек земной орбиты. Вариации, связанные с изменением солнечной активности ($\text{TSI}_{\text{СА}}$), не учитывались (Федоров, 2016 а; Fedorov, 2016 а).

Из рассчитанных значений расстояния между Землей и Солнцем следует, что в среднем максимальное увеличение расстояния составляет 14,021 тыс. км., а среднее максимальное сокращение будет 13,945 тыс. км.. Экстремальные значения расстояния Земля–Солнце определялись по 365 точкам для каждого тропического года (с 1900 г. по 2050 г.). Затем находились средние по всем тропическим годам значения максимального увеличения и максимального сокращения расстояния (рис. 2.16). Таким образом, в среднем максимальный размах по расстоянию для тропического года составляет около 28 тыс. км. Максимальное увеличение расстояния в массиве (абсолютный максимум) характеризуется величиной 17,370 тыс. км., а сокращение (абсолютный минимум) составляет 16,255 тыс. км.

В соответствии с изменениями расстояния между Землей и Солнцем меняются значения $\text{TSI}_{\text{СМР}}$, равенство (2.1). Среднегодовое максимальное увеличение $\text{TSI}_{\text{СМР}}$ составляет $0,255 \text{ Вт/м}^2$, среднегодовое максимальное сокращение — $0,256 \text{ Вт/м}^2$ (рис. 2.17).

Среднегодовой максимальный размах изменения $\text{TSI}_{\text{СМР}}$ характеризуется величиной $0,511 \text{ Вт/м}^2$ (0,037% от величины солнечной постоянной). Максимальное для исследуемого диапазона (1900–2050 гг.) увеличение $\text{TSI}_{\text{СМР}}$ (абсолютный максимум) определяется величиной

0,309 Вт/м², максимальное сокращение (абсолютный минимум) — 0,315 Вт/м². Максимальный размах межгодовой изменчивости TSI_{СМР} составляет 0,624 Вт/м² (0,046 %).

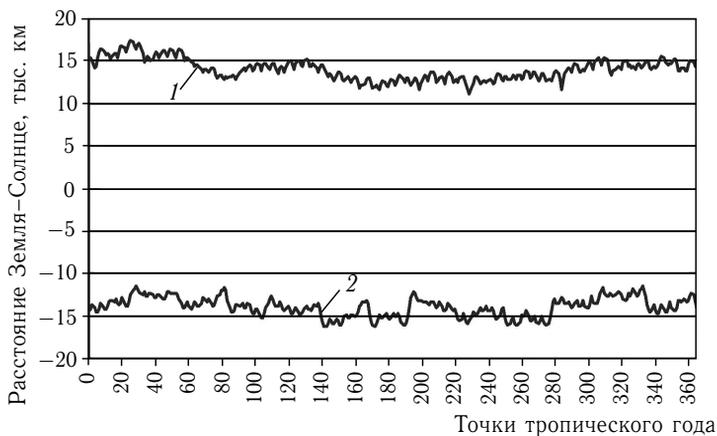


Рис. 2.16. Максимальный размах межгодового изменения среднего расстояния Земля-Солнце (1 — максимальное увеличение, 2 — максимальное сокращение)



Рис. 2.17. Максимальный размах межгодового изменения TSI_{СМР} (1 — максимальное увеличение, 2 — максимальное сокращение)

Средняя амплитуда межгодовой изменчивости для точки тропического года равна 8,454 тыс. км. (рис. 2.18). Этому изменению соответствует средняя для обсуждаемой точки амплитуда межгодовой изменчивости TSI_{СМР}, равная 0,155 Вт/м² (рис. 2.19). Размах колебаний

по расстоянию определяется цифрой 16,908 тыс. км., изменчивость $TSI_{СМР}$ в среднем — диапазоном в $0,310 \text{ Вт/м}^2$. Отметим, что амплитуда межгодовой изменчивости в 11-летнем цикле TSI характеризуется величиной $0,091 \text{ Вт/м}^2$.

Рассчитанная приблизительно с суточным разрешением межгодовая изменчивость расстояния Земля–Солнце и межгодовая изменчивость $TSI_{СМР}$ характеризуется строгой периодичностью (рис. 2.18, 2.19).

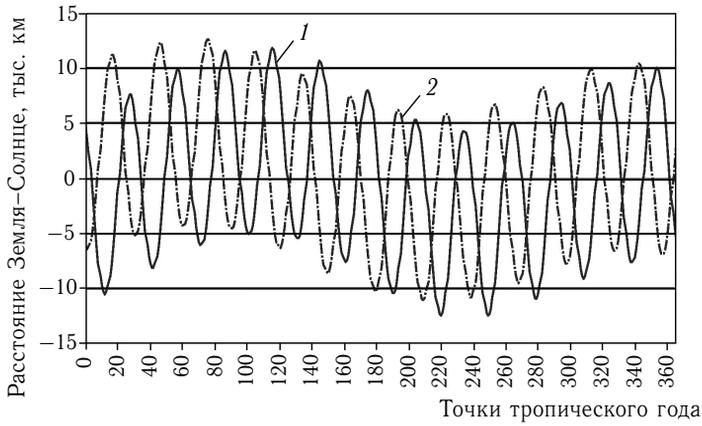


Рис. 2.18. Межгодовая изменчивость расстояния Земля–Солнце по 365 соответствующим точкам тропического года: 1 — 2015 г. – 2014 г., 2 — 2016 г. – 2015 г. Ноль соответствует точке весеннего равноденствия (21 марта в современную эпоху)

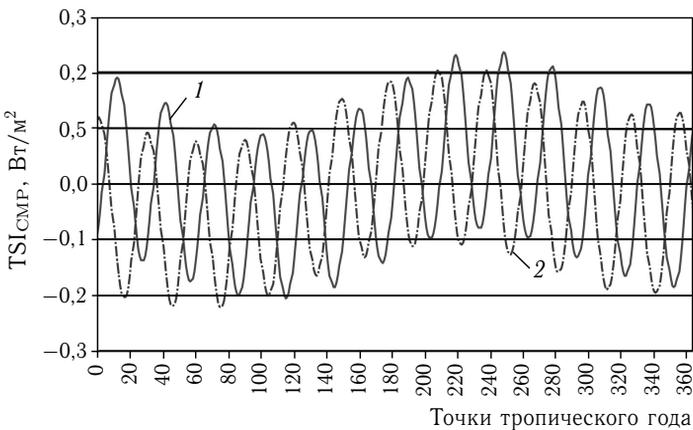


Рис. 2.19. Межгодовая изменчивость $TSI_{СМР}$ по 365 соответствующим точкам тропического года: 1 — 2015 г. – 2014 г., 2 — 2016 г. – 2015 г.

Продолжительность интервалов между максимумами (или между минимумами) характеризуется значениями 29 и 30 суток (интервалов 1/365-й продолжительности тропического года). Средняя величина составляет 29,54 суток, что соответствует синодическому лунному месяцу — промежутку времени между двумя последовательными одноименными фазами Луны (Бакулин и др., 1983; Идельсон, 1975). Интересно соотношение между синодическим месяцем и средним солнечным годом, найденное в 433 г. до н. э. афинским астрономом Метон: 235 синодических месяцев почти точно составляют 19 солнечных лет. Сравнение положения экстремумов в межгодовой изменчивости $TSI_{СМР}$ с разностью геоцентрических долгот Солнца и Луны показывает, что экстремумы связаны с сизигиями (разность долгот 0° для новолуния и 180° для полнолуния). При этом, если межгодовая изменчивость $TSI_{СМР}$ определяется вычитанием значений предыдущего года из соответствующих значений последующего, максимумы межгодовой изменчивости всегда располагаются между новолуниями предыдущего года и ближайшими полнолуниями последующего (эти фазы год от года смещаются на 3–5 суток по ходу года). Минимумы межгодовой изменчивости всегда располагаются между полнолуниями предшествующего года и новолуниями последующего (табл. 2.6).

Таким образом, экстремумы межгодовой изменчивости $TSI_{СМР}$ во всех случаях либо опережают сизигию последующего года, либо совпадают с ней (но никогда по отношению к ней не запаздывают). При этом совпадение экстремумов с новолунием или полнолунием последующего года отмечается в 4,79 % случаев. Опережение экстремумов на сутки новолуний и полнолуний последующего года отмечается в 63,90 % случаев, на двое суток — в 31,31 % случаев. При вычитании значений последующего года из соответствующих значений предыдущего наблюдается обратная картина: максимумы отмечаются между полнолуниями предшествующего года и ближайшими новолуниями последующего, минимумы — между полнолуниями предшествующего года и полнолуниями последующего. Отмечается чередование экстремумов в межгодовой изменчивости $TSI_{СМР}$ от года к году со смещением по ходу года на 3–5 суток и сменой знака экстремума (рис. 2.18, 2.19), то есть, если в определенной точке предыдущего года в межгодовой изменчивости $TSI_{СМР}$ отмечается максимум, то в следующем году со смещением от этой точки на 3–5 суток по ходу года в межгодовой изменчивости будет отмечаться минимум и т. д. При этом смещение в 3 суток отмечается в 23,1 %, в 4 суток — в 69,8 %, в 5 суток — в 7,1 % случаев (в среднем 3,8 сут).

Отмеченная связь экстремумов межгодовой изменчивости $TSI_{СМР}$ с сизигиями объясняется следующим образом. Известно, что Земля и Луна с годовым периодом вращаются вокруг центра масс системы Земля, Луна и Солнце. Это движение происходит под действием двух сил: силы притяжения и центробежной силы. Во время новолуния Луна оказывается ближе к Солнцу (точнее, к центру вращения).

Таблица 2.6
Межгодовая изменчивость солнечной постоянной ($Вт/м^2$) и фазы синодического лунного месяца (фрагмент)

Точки тропического года	Фазы синодического месяца, 2014 г.	Межгодовая изменчивость солнечной постоянной, 2015–2014 гг.	Фазы синодического месяца, 2015 г.	Межгодовая изменчивость солнечной постоянной, 2016–2015 гг.	Фазы синодического месяца, 2016 г.
0		-0,08868		0,11397	
1		-0,06994		0,11839	
2		-0,04517		0,11553	Полнолуние
3	3-я четверть	-0,01575		0,10584	
4		0,01664		0,09002	
5		0,05024		0,06896	
6		0,08325	1-я четверть	0,04367	
7		0,11398		0,01521	
8		0,14095		-0,01534	
9	Новолуние	0,16295		-0,04688	
10		0,17909		-0,07830	3-я четверть
11		0,18882		-0,10849	
12		0,19193		-0,13633	
13		0,18845		-0,16073	
14		0,17869	Полнолуние	-0,18061	
15		0,16313		-0,19497	
16		0,14239		-0,20294	
17	1-я четверть	0,11723		-0,20390	Новолуние
18		0,08852		-0,19751	
19		0,05783		-0,18442	
20		0,02513		-0,16408	
21		-0,00780		-0,13805	
22		-0,04019	3-я четверть	-0,10770	

Таблица 2.6 (продолжение)

Точки тропического года	Фазы синодического месяца, 2014 г.	Межгодовая изменчивость солнечной постоянной, 2015–2014 гг.	Фазы синодического месяца, 2015 г.	Межгодовая изменчивость солнечной постоянной, 2016–2015 гг.	Фазы синодического месяца, 2016 г.
23		-0,06963		-0,07467	
24		-0,09528		-0,04076	1-я четверть
25	Полнолуние	-0,11583		-0,00778	
26		-0,13012		0,02254	
27		-0,13728		0,04867	
28		-0,13682	Новолуние	0,06939	
29		-0,12872		0,08382	
30		-0,11346		0,09151	
31		-0,09196		0,09236	
32	3-я четверть	-0,06554		0,08662	Полнолуние
33		-0,03573		0,07476	
34		-0,00420		0,05745	
35		0,02739	1-я четверть	0,03550	
36		0,05747		0,00979	
37		0,08512		-0,01919	
38		0,10821		-0,04947	
39	Новолуние	0,12631		-0,08044	
40		0,13876		-0,11099	3-я четверть
41		0,14518		-0,13992	
42		0,14539		-0,16605	
43		0,13898		-0,18815	
44		0,12709	Полнолуние	-0,20509	

Примечание: жирным шрифтом выделены экстремумы межгодовой изменчивости солнечной постоянной.

Для сохранения момента импульса в системе Земля–Луна необходимо увеличение расстояния между Землей и Солнцем (центром вращения). Величина $TSI_{СМР}$ при этом уменьшается. Во время полнолуния Земля оказывается ближе к Солнцу (сильнее притягивается, чем в новолуние, вследствие чего, смещается в сторону Солнца относительно среднего радиуса вращения). Именно поэтому значение $TSI_{СМР}$ увеличивается. В связи с этим, если в текущем году в определенных точках тропического года (орбиты) отмечается новолуние и в предыдущем, следовательно, вблизи этих точек (3–5 суток) отмечалось полнолуние, то в межгодовой изменчивости (при вычитании предыдущего года из текущего) отмечается максимум. В обратном случае — минимум.

Поскольку спутниковые радиометрические изменения TSI проводятся только с 1978 г. и полученные результаты содержат пропуски в суточных данных, провести сравнение рассчитанных нами значений межгодовой изменчивости $TSI_{СМР}$ с радиометрическими данными по межгодовой изменчивости TSI с суточным разрешением в настоящее время не представляется возможным. Нам доступно сравнить рассчитанные характеристики с межгодовой изменчивостью TSI в 11-летнем цикле. Известно, что амплитуда 11-летней вариации TSI характеризуется значением $0,091 \text{ Вт/м}^2$ (Макарова и др., 1991; <http://www.pmodwrc.ch>). Следовательно, межгодовая изменчивость в 11-летнем цикле TSI определяется средней величиной размаха, равной $0,182 \text{ Вт/м}^2$ ($0,013\%$ солнечной постоянной). Это значение в 3,42 раза уступает абсолютному максимальному размаху ($0,624 \text{ Вт/м}^2$), в 2,81 раза уступает среднему максимальному размаху ($0,511 \text{ Вт/м}^2$) и в 1,70 раза, или на $0,010\%$ от величины солнечной постоянной, меньше среднего размаха синодической вариации $TSI_{СМР}$ ($0,310 \text{ Вт/м}^2$, или $0,023\%$). Таким образом, синодическая вариация $TSI_{СМР}$ представляется значимой в межгодовой изменчивости инсоляции Земли.

Для определения характера связи межгодовой изменчивости фазы синодического лунного месяца (периода) и межгодовой изменчивости солнечной постоянной (среднего многолетнего значения TSI) рассчитывалась попарная корреляция их показателей за период с 1900 г. по 2050 г. В результате была сформирована матрица, включающая 150 строк и 150 столбцов значений коэффициента корреляции, по которой определялись их экстремальные значения (рис. 2.20).

Значения коэффициента корреляции в матрице изменяются в диапазоне, ограниченном экстремальными значениями (рис. 2.20). При анализе рассчитанной матрицы обнаруживается, что весь массив значений коэффициента корреляции состоит из обладающих подобием фрагментов, которые представляют собой квадратные матрицы 19-го порядка (фрактальная матрица связи). Эти фрагменты, или фрактальные кластеры (Смирнов, 1986), включают значения коэффициента попарной корреляции для каждого из 19 рядов межгодовой изменчивости солнечной постоянной с каждым из 19 соответствующих рядов межгодовой

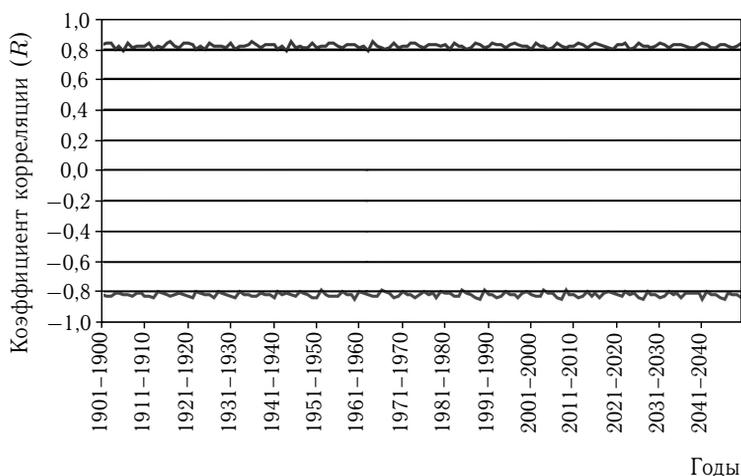


Рис. 2.20. Экстремальные значения коэффициента корреляции межгодовой изменчивости солнечной постоянной и межгодовой изменчивости фазы синодического лунного месяца

изменчивости фазы синодического месяца (рис. 2.21). Такая структура фрактального множества называется *пертайлингом* по терминологии Б. Мандельброта (Мандельброт, 2002).

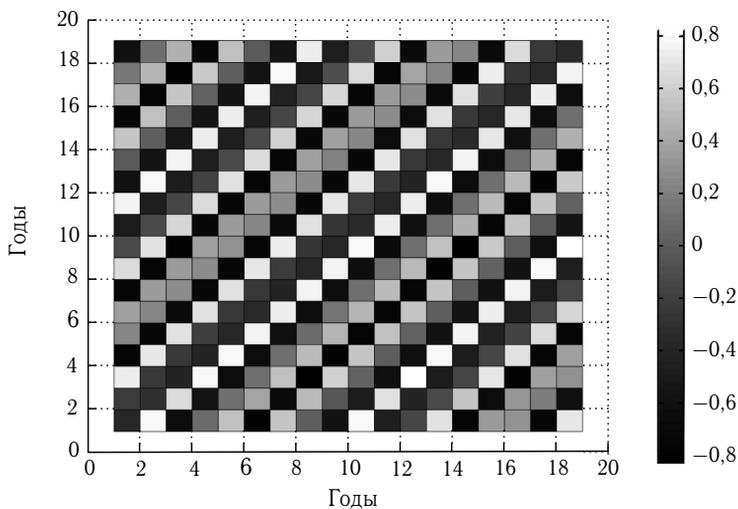


Рис. 2.21. Корреляционная связь между межгодовой изменчивостью фазы синодического лунного месяца и межгодовой изменчивостью солнечной постоянной в пределах квадратной матрицы 19-го порядка (фрактальный кластер связи)

Таким образом, связь между межгодовой изменчивостью солнечной постоянной и межгодовой изменчивостью фазы синодического месяца найдена в форме матрицы, обладающей сложной, но закономерной — фрактальной структурой. В физике широко известны представления о фрактальной структуре в природе: то есть, о кластеризации и самоподобии в пространстве, о масштабно-инвариантных объектах (Фракталы в физике, 1988; Федер, 1991; Божокин, Паршин, 2001; Мандельброд, 2002). Представления о фрактальной структуре процессов создают основы, позволяющие проводить более глубокий анализ исследуемых систем и явлений (Зельдович, Соколов, 1985; Смирнов, 1986; Олемский, Флат, 1993; Зосимов, Лямшев, 1995). В нашей работе анализируются примеры фрактальной хронологии в природе, то есть кластеризации и подобия во времени. Понятие фрактальной размерности, имеющее отношение к пространству, не рассматривается. Фрактальная структура массива данных в нашем случае определяется (генерируется) циклом Метона, отражающим изменения расстояния между Землей и Солнцем и соответствующие им изменения солнечной постоянной (Федоров, 2016 а; Fedorov, 2016 а). Выделенный фрагмент, представляющий фрактальный кластер связи межгодовой изменчивости солнечной постоянной и межгодовой изменчивости фазы синодического лунного периода, обладает возможностями дальнейшей детализации (фрагментации).

Анализ массива значений межгодовой изменчивости солнечной постоянной для 365 точек тропического года в диапазоне с 1900 г. по 2050 г. показывает, что этот массив также состоит из чередования самоподобных во времени фрагментов (фрактальных кластеров). Таким образом, матричный массив межгодовой изменчивости солнечной постоянной имеет фрактальную структуру. Основные фрактальные кластеры представляют собой прямоугольную матрицу значений межгодовой изменчивости солнечной постоянной для 29 или 30 точек тропического года (соответствует синодическому лунному периоду или месяцу) в 19-летнем диапазоне (рис. 2.22).

Корреляционный анализ структуры межгодовой изменчивости солнечной постоянной проводился на примере фрактального кластера с размерами по продолжительности (по времени) в 30 точек (суток) и 19 лет. Для этого фрагмента рассчитывались значения коэффициента попарной корреляции для рядов значений межгодовой изменчивости, представленных в столбцах фрактальной матрицы (т. е. по годам). Результаты показывают, что первый год фрактального кластера характеризуется высокими положительными связями с четвертым (0,817), девятым (0,950), двенадцатым (0,967) и семнадцатым (0,828) годами фрагмента (рис. 2.23).

Высокие отрицательные значения коэффициента попарной корреляции определяются для первого года с пятым (−0,962), восьмым (−0,848), тринадцатым (−0,872) и шестнадцатым (−0,931) годами фрактала. Для второго года фрактальной матрицы отмеченные высокие

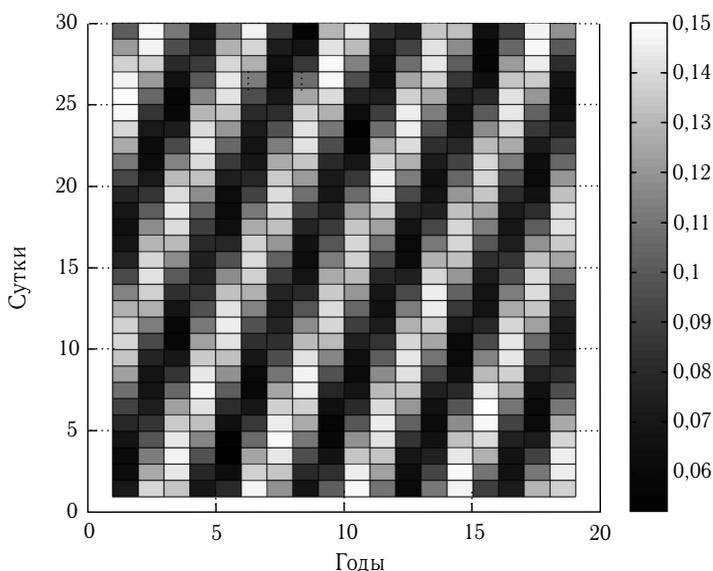


Рис. 2.22. Фрактальный кластер межгодовой изменчивости солнечной постоянной

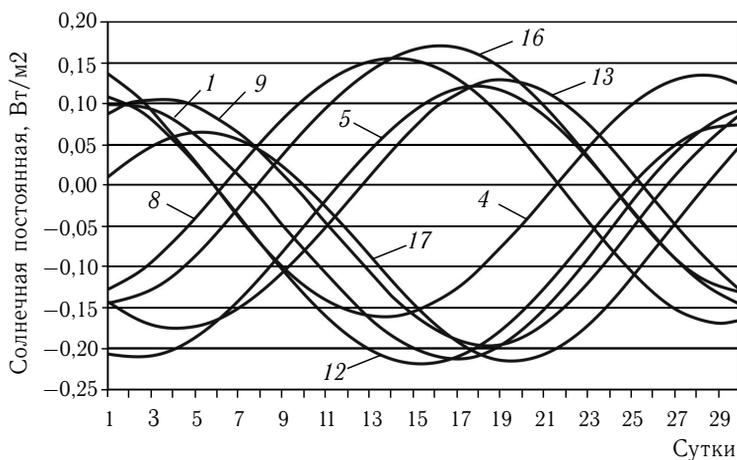


Рис. 2.23. Распределение значений межгодовой изменчивости солнечной постоянной в синодическом лунном периоде (30 суток) по годам 19-летнего диапазона с экстремальными значениями коэффициента попарной корреляции (выноски отмечены годы 19-летнего диапазона)

значения корреляции характерны уже для пятого, десятого, тринадцатого и восемнадцатого годов, отрицательные — для шестого, девятого, четырнадцатого и семнадцатого годов. Подобная структура связи характерна для всего массива межгодовой изменчивости солнечной

постоянной с суточным разрешением. Всего в 19-летнем диапазоне выделяются 8 отдельных лет, в которых значения межгодовой изменчивости солнечной постоянной в синодическом месяце имеют высокую положительную или отрицательную корреляционную связь с первым годом фрактала. Таким образом, выделяются годы с подобным распределением значений межгодовой изменчивости солнечной постоянной в пределах синодического месяца (с некоторым смещением по фазе) и годы с обратным подобному распределением.

Анализ связи межгодовой изменчивости солнечной постоянной по строкам массива (т.е. по суткам) также выявляет определенные закономерности в распределении хронологического подобия. Так, в первые, вторые, третьи, четвертые, двадцать восьмые, двадцать девятые и тридцатые сутки синодического периода отмечается в общем сходное (подобное) распределение межгодовой изменчивости солнечной постоянной в 19-летнем диапазоне (рис. 2.24).

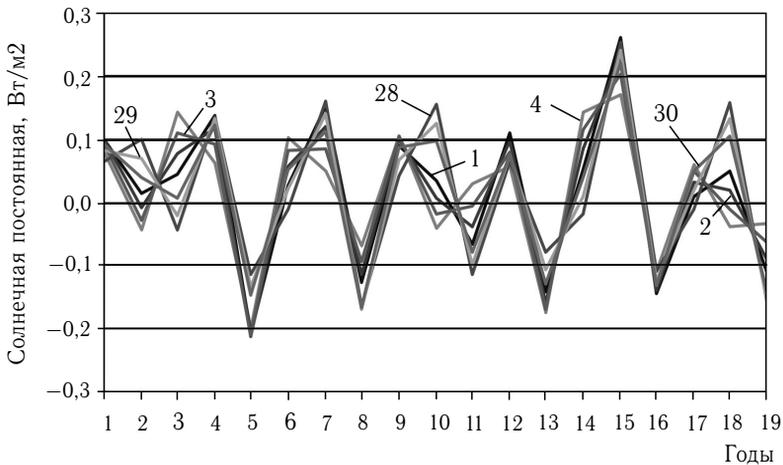


Рис. 2.24. Распределение межгодовой изменчивости солнечной постоянной в 19-летнем диапазоне (выносками отмечены сутки синодического периода)

Распределение значений межгодовой изменчивости солнечной постоянной в первые сутки синодического периода (по годам 19-летнего диапазона) характеризуется высокими положительными корреляционными связями с распределением во вторые (0,982), третьи (0,921), четвертые (0,810), двадцать восьмые (0,862), двадцать девятые (0,924) и тридцатые (0,955) сутки. Подобная связь отмечается также для первых суток с двадцать восьмыми, двадцать девятыми и тридцатыми сутками предыдущего фрактала. В пределах еще одних-двух суток (пятые, двадцать шестые и двадцать седьмые) связь распределения характеризуется значениями коэффициента корреляции около 0,6.

Для пятых, например, суток синодического месяца подобие уже отмечается со вторыми (0,779), третьими (0,891), четвертыми (0,971), шестыми (0,970), седьмыми (0,888) и восьмыми (0,768) сутками и т. д. Следовательно, связь распределения межгодовой изменчивости солнечной постоянной в 19-летнем диапазоне характеризуется подобием приблизительно для 7 соседних суток синодического месяца.

Проводилась оценка подобия выделенных фрактальных кластеров, которая сводилась к следующим действиям.

- Рассчитывались средние по модулю фрактальные кластеры. Во множестве фрактальной связи межгодовой изменчивости солнечной постоянной и межгодовой изменчивости фазы синодического лунного периода среднее определялось по 49 кластерам множества (квадратным матрицам 19-го порядка, 361 ячейка), во множестве межгодовой изменчивости солнечной постоянной — по 84 кластерам (размер кластера 19 лет и 30 суток, 570 ячеек).
- Затем рассчитывались модули разности между каждым фрактальным кластером и средним фрактальным кластером и находилась средняя по модулю матрица разности.
- Далее рассчитывались средние по модулю значения для ячейки в средней матрице разности и в среднем фрактальном кластере.
- Оценка подобия рассчитывалась делением среднего по модулю значения ячейки средней матрицы разности на среднее по модулю значение ячейки среднего фрактального кластера. Умножением на 100 оценка подобия выражалась в процентах.

Для фрактального множества связи межгодовой изменчивости солнечной постоянной и межгодовой изменчивости фазы синодического лунного периода полученная оценка составила 6,48 %, для фрактального множества межгодовой изменчивости солнечной постоянной — 44,07 %. Таким образом, по принятому критерию оценки подобия фрактальные кластеры в первом множестве подобны на 93,52 %, во втором на 55,93 %.

В целом, в результате выполненных расчетов в межгодовой изменчивости инсоляции Земли определена вариация, связанная с синодическим лунным периодом. Рассчитаны ее амплитудно-периодические характеристики. Следствием синодической вариации $TSI_{СМР}$ может быть изменение начальных радиационных условий в одних и тех же точках тропического года, влияющих на развитие синоптических процессов. Полученные характеристики синодической вариации могут быть использованы в качестве внешнего фактора в физико-математических моделях климата, а также учитываться в методах долгосрочного прогноза погоды. Учет рассчитанной синодической вариации инсоляции, вероятно, может быть реализован в программах по долгосрочному прогнозу погоды, например, в программе «ПЛАВ», используемой в Гидрометцентре РФ (Толстых, Мизяк, 2011; Tolstykh, Shashkin, 2012).

Напомним, что подобие составляет основу синоптического метода прогноза погоды и комплексной климатологии (Федоров, 1925, 1950). Подобие также используется в типизации атмосферных процессов в климатологии и гляциологии (Вангенгейм, 1935; Дзердзеевский, Монин, 1954; Гирс, 1960; Федоров, 2011). Для развития методов долгосрочного прогноза погоды, вероятно, представляет интерес исследование точек или участков земной поверхности с высокими показателями хронологического подобия в межгодовой изменчивости инсоляции и межгодовой изменчивости приповерхностной температуры воздуха (ПТВ).

Таким образом, определена фрактальная структура связи межгодовой изменчивости солнечной постоянной и межгодовой изменчивости фазы синодического лунного периода. Показана фрактальная структура межгодовой изменчивости солнечной постоянной. В пределах фрактальных кластеров межгодовой изменчивости солнечной постоянной найдены годы 19-летнего диапазона, для синодических периодов которых отмечаются высокие положительные или отрицательные корреляционные связи. Выделены сутки синодического лунного периода, в которых отмечается сходная (подобная) межгодовая изменчивость для всех лет 19-летнего диапазона.

Полученные результаты могут оказаться полезными при исследованиях (с различным разрешением по времени) соотношения многолетних и межгодовых вариаций различной физической природы в изменчивости общей инсоляции Земли. Эти исследования могут способствовать определению степени (веса) отдельного влияния вариаций $TSI_{СМР}$ и TSI_{SD} на природные процессы (гидрометеорологические, геофизические, биологические и др.). Из полученных результатов также следует, что межгодовая изменчивость инсоляции, связанная с небесно-механическими процессами ($TSI_{СМР}$) для планет солнечной системы, в значительной степени определяется движением их спутников.

2.5. Анализ составляющих различной физической природы в межгодовой изменчивости инсоляции Земли

Как уже отмечалось, важнейшей характеристикой приходящей к Земле солнечной радиации является TSI (Total Solar Irradiance) — полное количество солнечной энергии по всему спектру, падающее за единицу времени на единицу площади, перпендикулярной солнечным лучам, на среднем расстоянии Земли от Солнца, за пределами земной атмосферы (или на верхней границе атмосферы — ВГА). Среднее многолетнее значение TSI принимается за величину солнечной постоянной (Кооп, Lean, 2011; Fröhlich, 2012; Koop et al., 2012).

Так как интенсивность радиации меняется обратно пропорционально квадрату расстояния, то среднее значение TSI (солнечная постоянная) в течение года меняется и имеет правильный годовой ход. Отклонение интенсивности приходящей на ВГА солнечной радиации от величины солнечной постоянной составляет около 3,5% (Дроздов и др., 1989; Алисов, Полтараус, 1974) (рис. 2.25). Годовой ход солнечной постоянной определяется небесно-механическим процессом — движением Земли по эллиптической орбите. Им задается одна из составляющих главного годового колебания в климатической системе Земли (другая составляющая связана с наклоном земной оси).

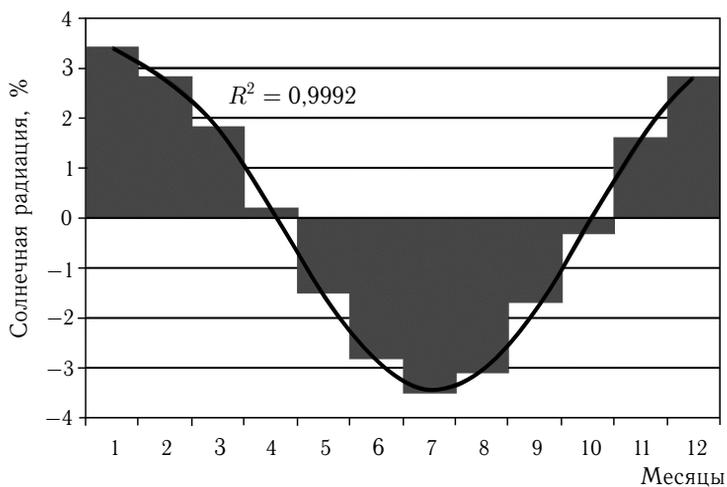


Рис. 2.25. Годовой ход солнечной постоянной в процентах по отношению к ее значению при среднем расстоянии Земли от Солнца (аппроксимация — полином 6-й степени)

Однако значения TSI изменяются от года к году. Межгодовая изменчивость приходящей к Земле солнечной радиации объясняется двумя основными причинами, имеющими различную физическую природу. Одна из них определяется изменением физической активности Солнца, связанной с происходящими на Солнце процессами: пятнообразованием, факельными вспышками и др. (<http://www.pmodwrc.ch/>). Другая причина связана с небесно-механическими процессами (изменением расстояния Солнце–Земля) в результате возмущающего действия ближайших небесных тел на орбитальное движение Земли (Borisenkov et al., 1985; Fedorov 2012).

Далее, как и в предыдущем разделе, используются принятые нами обозначения составляющих межгодовой изменчивости TSI. Вариации солнечной радиации, связанные с небесно механическими процессами,

обозначаются $TSI_{\text{СМР}}$ (celestial mechanical process). Вариации TSI , связанные с изменением активности Солнца (solar activity), обозначаются как $TSI_{\text{СА}}$.

Исследование вариаций TSI , связанных с солнечной активностью, получили широкое развитие (<http://www.pmodwrc.ch>; Fröhlich, Lean, 1998; Lean et al., 2005, Foukal et al., 2006; Fröhlich, 2012; Koop et al., 2012). В то же время многолетние и межгодовые вариации TSI , связанные с изменением расстояния Солнце–Земля исследованы недостаточно. Анализ соотношений вариаций различной природы в межгодовой изменчивости TSI может оказаться полезным для определения степени (веса) отдельного влияния межгодовых вариаций $TSI_{\text{СМР}}$ и $TSI_{\text{СА}}$ на природные процессы (гидрометеорологические, геофизические, биологические и др.).

Для вариаций расстояния между Землей и Солнцем по данным астрономических эфемерид (DE-406) определялись средние расстояния между Землей и Солнцем для календарных суток в интервале с 1740 г. по 2050 г. (<http://www.ssd.jpl.nasa.gov>). Точность эфемерид по расстоянию составляет 10^{-9} а.е., или 1496 км. Величина солнечной постоянной при расстоянии между Землей и Солнцем, равном 1 а.е., принималась равной $I_0 = 1361,0 \text{ Вт/м}^2$ (Koop, Lean, 2011). По формуле (2.1) рассчитывались средние значения составляющей TSI , связанной с небесно-механическими процессами ($TSI_{\text{СМР}}$) для календарных суток в интервале с 1740 г. по 2050 г. По этим данным осреднением были получены месячные и годовые (рис. 2.26) значения этого компонента TSI (ненормированные относительно расстояния Земля–Солнце). Последовательным вычитанием годовых и месячных значений (из значений предыдущего года вычитались соответствующие значения последующего года) были получены ряды значений межгодовой изменчивости $TSI_{\text{СМР}}$ с годовым и месячным разрешением.

В результате анализа рассчитанных рядов были получены амплитудные характеристики межгодовой изменчивости $TSI_{\text{СМР}}$, связанной с возмущенным орбитальным движением Земли. Под амплитудой нами понимается среднее по модулю значение межгодовой изменчивости TSI , $TSI_{\text{СМР}}$ и $TSI_{\text{СА}}$. Вариации, связанные с изменением активности Солнца, в расчетах $TSI_{\text{СМР}}$ не учитывались.

Спутниковые радиометрические измерения TSI проводятся с 1978 года. Известны реконструкции TSI , выполненные на основе обработанных радиометрических данных (по числу солнечных пятен и факельным вспышкам). С 1610 года получены данные с годовым, а с 1882 года — с месячным разрешением (Lean et al., 1995; Koop, Lean, 2011). При анализе межгодовой изменчивости солнечной радиации с годовым разрешением в качестве исходных данных нами использовались эти значения TSI с 1740 г. по 2012 г. (рис. 2.26), рекомендованные для использования в физико-математических моделях климата (Lean et al., 1995; Koop, Lean, 2011; <http://solarisheppa.geomar.de/cmip5/>;

Climate Change, 2013). При анализе данных с месячным разрешением использовался ряд (TSI 11-уг cycle), опубликованный на (<http://solarisheppa.geomar.de/cmip5>).

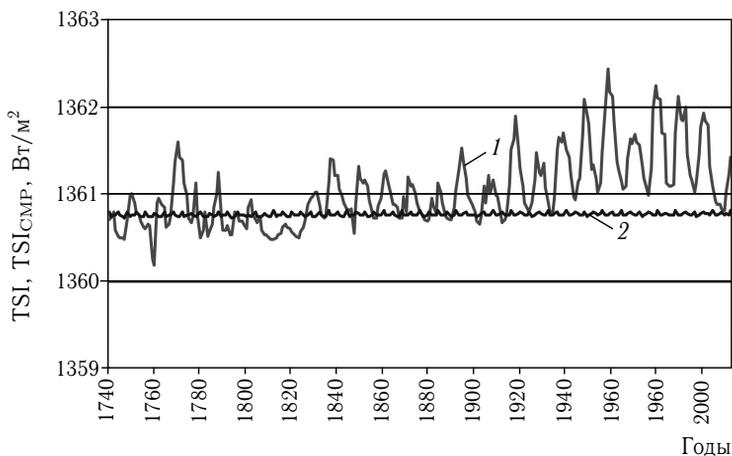


Рис. 2.26. Многолетняя изменчивость: 1 — TSI (по данным Climate Change, 2013) и 2 — TSI_{CMP}

Многолетняя изменчивость TSI определяется, в основном, вариациями, связанными с изменением активности Солнца (TSI_{SA}). Среднее по модулю значение аномалии TSI в реконструированном (Коор, Lean, 2011) ряде значений (рис. 2.26) составляет $0,3242 \text{ Вт/м}^2$. Средняя по модулю аномалия TSI_{CMP} в рассчитанном нами ряде значений равняется $0,0158 \text{ Вт/м}^2$. Таким образом, вариации TSI_{SA} на данном интервале составляют около 95 % многолетней изменчивости TSI. Около 5 % приходится на вариации TSI_{CMP} .

Детально анализировалось соотношение вариаций различной физической природы в межгодовой изменчивости TSI с годовым разрешением в диапазоне с 1740 г. по 2012 г. (Climate Change, 2013). Среднее многолетнее значение TSI (солнечной постоянной) для этого массива составляет $1361,0 \text{ Вт/м}^2$ (Коор, Lean, 2011), поэтому при расчете вариаций, связанных с небесно-механическими процессами (по формуле (2.1)), значение солнечной постоянной I_0 принималось равным $1361,0 \text{ Вт/м}^2$. В результате выполненных расчетов появилась возможность выделить в межгодовой изменчивости TSI значения составляющих разной физической природы (TSI_{CMP} и TSI_{SA}).

Амплитуда TSI_{CMP} и TSI

В годовом ходе амплитуда солнечной постоянной составляет около 3,5 % (рис. 2.25), в межгодовой изменчивости с годовым разрешением (т. е. анализировались годовые значения TSI) амплитуда изменчивости

TSI значительно меньше — 0,014 % (от величины солнечной постоянной, равной 1361 Вт/м^2). Однако эти малые вариации важны в связи с тем, что ВГА является поверхностью, характеризующей начальные условия расчета радиационного баланса Земли, ее поверхности и атмосферы. Точностью определения начальных условий определяются возможности тех или иных модельных энергетических расчетов.

Рассчитанные нами амплитуды межгодовой изменчивости $TSI_{\text{СМР}}$ (рис. 2.27), определяемые небесно-механическими процессами, составляют $0,02 \text{ Вт/м}^2$, или 10,5 % от средней амплитуды вариаций общего потока (TSI) в интервале с 1978 г. по 2012 г. ($0,19 \text{ Вт/м}^2$). Максимальное значение амплитуды $TSI_{\text{СМР}}$ составляет на этом интервале $0,05 \text{ Вт/м}^2$, или 26,3 % (от средней амплитуды TSI). В интервале с 1740 г. по 2012 г. амплитуда межгодовой изменчивости $TSI_{\text{СМР}}$ также равна $0,02 \text{ Вт/м}^2$, или 13,5 % (от $0,15 \text{ Вт/м}^2$ — средней амплитуды межгодовой изменчивости TSI на этом интервале). Максимальное значение амплитуды $TSI_{\text{СМР}}$ на этом временном интервале составляет 42,8,1 % от средней амплитуды всего потока (TSI).

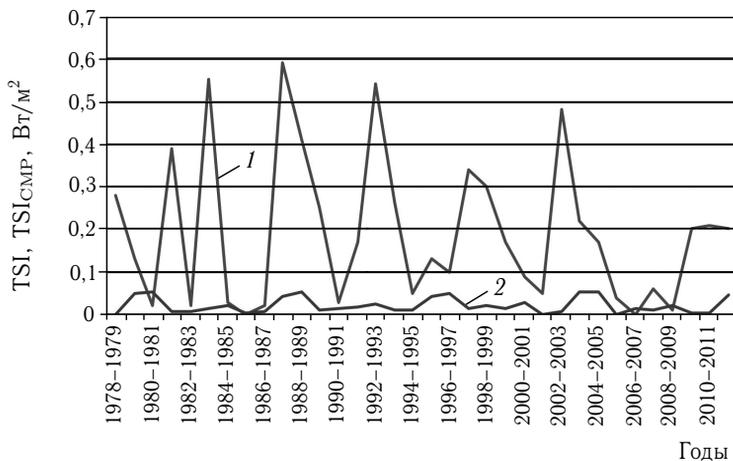


Рис. 2.27. Амплитуда межгодовых вариаций TSI (1) и $TSI_{\text{СМР}}$ (2) при анализе с годовым разрешением

Соотношение $TSI_{\text{СМР}}$ и $TSI_{\text{СА}}$

Соотношения вариаций различной физической природы ($TSI_{\text{СМР}}$ и $TSI_{\text{СА}}$) в изменчивости TSI рассчитывались следующим образом.

- Величины межгодовых вариаций, связанных с изменением активности Солнца ($TSI_{\text{СА}}$), находились вычитанием рассчитанных нами значений амплитуды межгодовой изменчивости, определяемой небесно-механическими процессами ($TSI_{\text{СМР}}$), из значений межгодовой изменчивости TSI ($TSI_{\text{СА}} = \text{TSI} - TSI_{\text{СМР}}$).

- Затем определялись модули полученных значений для TSI_{SA} и TSI_{CMP} . Сумма модулей для каждого года принималась равной единице.
- По полученной пропорции рассчитывались соотношения (веса) вариаций разной физической природы в межгодовой изменчивости TSI. Умножением на 100 рассчитывалось соотношение в процентах.

В результате определено, что на интервале с 1978 г. по 2012 г. (рис. 2.28) соотношение межгодовых вариаций в TSI в среднем составляет 80,6% (TSI_{SA}) и 19,6% (TSI_{CMP}). На интервале с 1740 г. по 2012 г. (рис. 2.29) это соотношение характеризуется значениями 78,7% и 21,3% соответственно. Таким образом, при годовом разрешении вариации TSI_{CMP} составляют приблизительно пятую часть (около 20%) межгодовой изменчивости TSI.

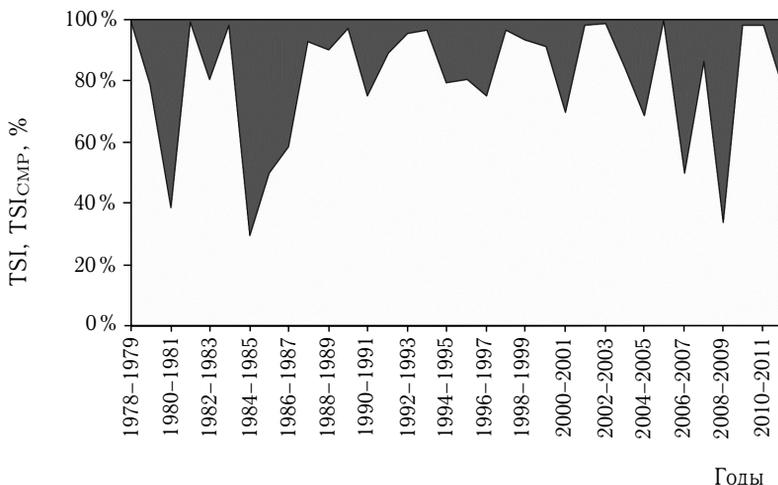


Рис. 2.28. Соотношение вариаций TSI_{SA} и TSI_{CMP} (показаны темным фоном) в межгодовой изменчивости TSI в диапазоне с 1978 по 2012 гг. с годовым разрешением

Также анализировалось соотношение вариаций различной физической природы в межгодовой изменчивости TSI с месячным разрешением (т.е. анализировались месячные значения TSI). Для анализа соотношений в этом случае использовался массив данных с 1882 г. по 2008 г. (<http://solarisheppa.geomar.de/cmip5>). Средняя величина TSI для этого массива составляет $1365,9 \text{ Вт/м}^2$, поэтому при расчетах межгодовой изменчивости приходящей радиации, связанной с небесно-механическими процессами (TSI_{CMP}), значение солнечной постоянной принималось равным $1366,0 \text{ Вт/м}^2$.

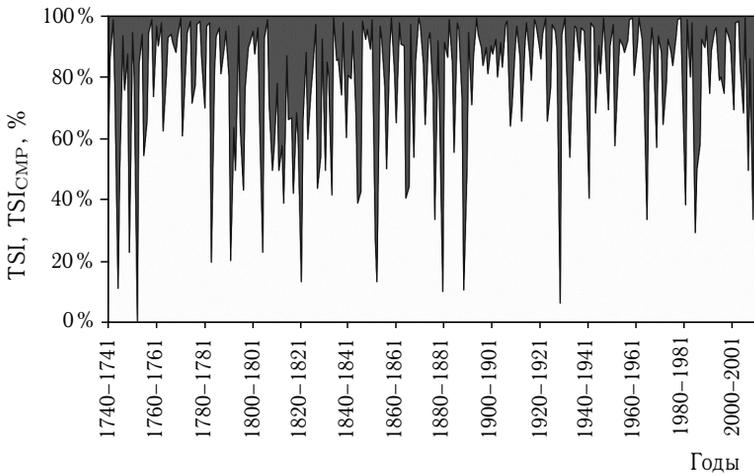


Рис. 2.29. Соотношение вариаций TSI_{SA} и TSI_{CMP} (показаны темным фоном) в межгодовой изменчивости TSI в диапазоне с 1740 по 2012 гг. с годовым разрешением

Амплитуды TSI и TSI_{CMP}

Амплитуда межгодовой изменчивости TSI при месячном разрешении (рис. 2.29) составляет от 0,016 % до 0,020 % от величины солнечной постоянной (1366 Вт/м^2). При анализе амплитуды межгодовой изменчивости TSI и TSI_{CMP} с месячным разрешением соотношения их весов кардинально меняются. В интервале с 1882 г. по 2008 г. в среднем за месяц амплитуда TSI_{CMP} составляет $0,20 \text{ Вт/м}^2$, амплитуда TSI — $0,22 \text{ Вт/м}^2$ т.е. в среднем амплитуда TSI_{CMP} составляет 90,9 % от амплитуды межгодовой изменчивости TSI. В интервале с 1978 г. по 2008 г. амплитуда TSI_{CMP} равна $0,21 \text{ Вт/м}^2$, амплитуда TSI — $0,27 \text{ Вт/м}^2$. На этом интервале амплитуда межгодовой изменчивости TSI_{CMP} составляет 77,8 % от амплитуды TSI. В отдельные месяцы года (март–май и сентябрь–ноябрь) амплитуда межгодовой изменчивости TSI_{CMP} превосходит амплитуду TSI. В остальные месяцы уступает ей (рис. 2.30).

Соотношение TSI_{CMP} и TSI_{SA}

Соотношение вариаций различной физической природы в межгодовой изменчивости TSI для каждого месяца находилось так же, как и для годового разрешения. Средние значения соотношения в межгодовой изменчивости TSI по всему массиву (с 1882 г. по 2008 г.) получились равными 45,19 % (TSI_{SA}) и 54,81 % (TSI_{CMP}). Годовой ход соотношения вариаций различной физической природы в межгодовой изменчивости TSI представлен на рис. 2.31.

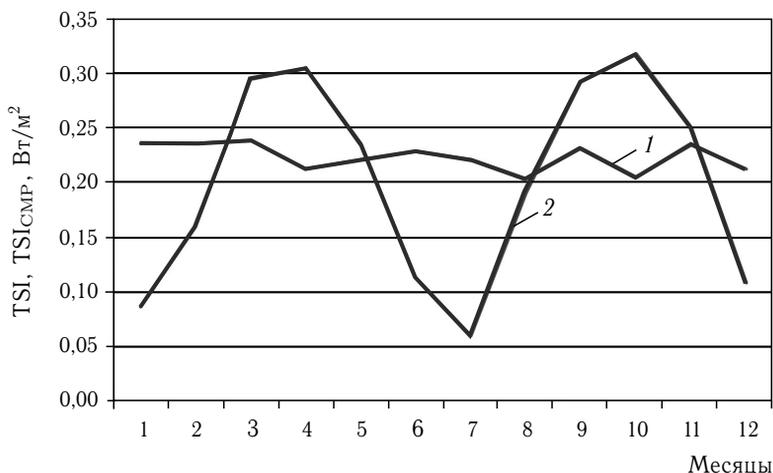


Рис. 2.30. Амплитуда межгодовых вариаций TSI (1) и TSI_{CMP} (2) на интервале с 1882 г. по 2008 г. при анализе с месячным разрешением

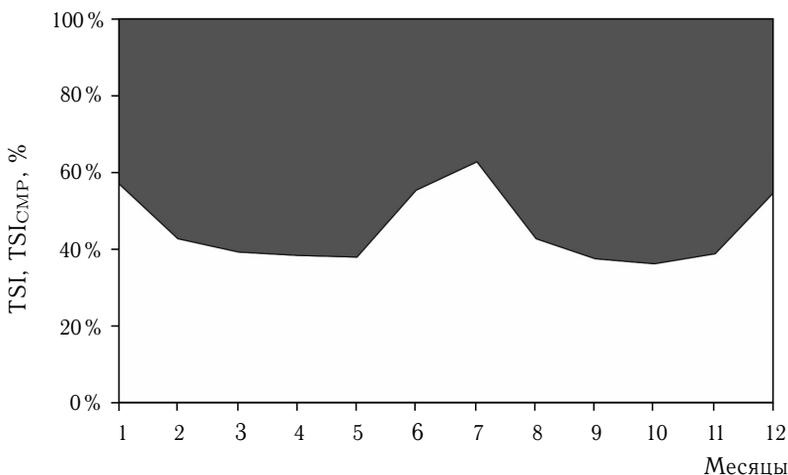


Рис. 2.31. Соотношение вариаций TSI_{SA} и TSI_{CMP} (показаны темным фоном) в межгодовой изменчивости TSI на интервале с 1882 г. по 2008 г. с месячным разрешением

Разность значений составляющих межгодовой изменчивости TSI, связанной с небесно-механическими процессами (TSI_{CMP}) и обусловленной изменением активности Солнца (TSI_{SA}), имеет определенный характер годового хода (рис. 2.32).

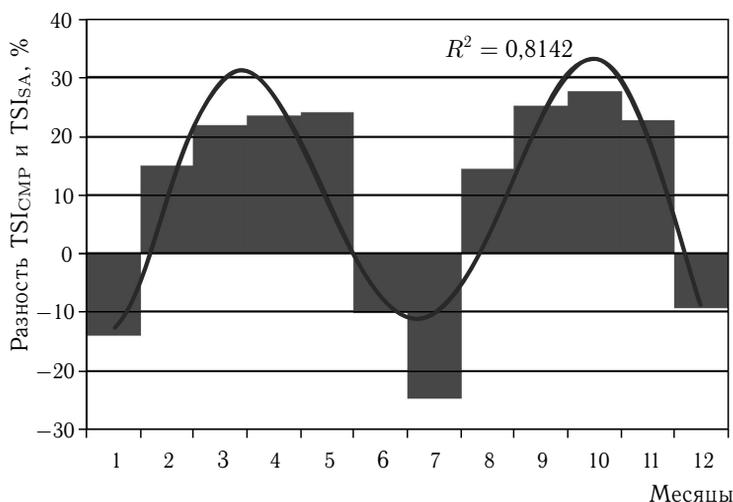


Рис. 2.32. Годовой ход разности значений межгодовой изменчивости TSI_{CMP} и TSI_{SA} на интервале 1882–2008 гг. (аппроксимация — полином шестой степени)

Из полученного распределения видно, что при месячном разрешении межгодовые вариации, связанные с активностью Солнца (TSI_{SA}), превышают веса межгодовых вариаций, определяемых небесно-механическими процессами (TSI_{CMP}) на протяжении 4 месяцев (1/3 года): июнь, июль, декабрь, январь. Временные интервалы доминирования вариации TSI_{SA} хронологически локализуются в окрестностях точек летнего и зимнего солнцестояния. На протяжении остальных 8 месяцев (2/3 года) в межгодовой изменчивости TSI преобладает вариация, определяемая небесно-механическими процессами (TSI_{CMP}). Максимальные значения преобладания вариаций (TSI_{CMP}) приходятся на интервалы вблизи равноденственных точек. Для периода спутниковых радиометрических наблюдений с 1978 г. по 2008 г. среднее соотношение характеризуется весовыми значениями 45,71 % (TSI_{SA}) и 54,29 % (TSI_{CMP}).

Таким образом, соотношение вариаций различной физической природы в межгодовой изменчивости TSI изменяется в связи с временным разрешением. При годовом разрешении межгодовые вариации, связанные с небесно-механическими процессами (TSI_{CMP}), составляют около пятой части от величины межгодовой изменчивости общего TSI . При месячном разрешении их вес в межгодовой изменчивости TSI в среднем составляет более половины.

Сезонное изменение межгодовых вариаций TSI в значительной степени определяется TSI_{CMP} . Годовой ход TSI также определяется небесно-механическими процессами — движением Земли по эллиптической

орбите. Вариации межгодовой изменчивости в распределении TSI в пространстве (по широтам) также связаны с небесно-механическими процессами — изменением наклона оси вращения Земли в результате прецессии и нутации (Milankovich, 1920; Миланкович, 1939; Fedorov, 2015 а). Также следует отметить, что для $TSI_{СМР}$ характерна строгая периодичность (Fedorov, 2013, 2015 а, b, с). В ней выделяются регулярные колебания с периодами 2, 3, 8, 11 и 19 лет, определяемые возмущающим действием ближайших небесных тел на орбитальное движение Земли. Это создает возможности для усиления проявления этих внешних сигналов в результате резонанса с годовым периодом в климатической системе Земли.

Полученные результаты могут способствовать уточнению оценок влияния $TSI_{СМР}$ и TSI_{SA} на климатические процессы при разных временных разрешениях.

Выполненный анализ позволяет уточнить изменения начальных условий для определенного года (на ВГА) при расчетах и прогнозе изменения радиационного баланса Земли. Известно, что в нелинейных системах малые различия в начальных условиях приводят к быстрому появлению неопределенности или большому расхождению рассчитанных значений с реальными. В связи с этим учет малых значений межгодовой изменчивости TSI (в том числе пространственных) при моделировании TSI и климата представляется важным. Полученные результаты также представляются перспективными для выполнения реконструкции и прогноза TSI с месячным разрешением по рассчитанным значениям $TSI_{СМР}$, поскольку в таком временном разрешении межгодовая вариация $TSI_{СМР}$ является преобладающей.

Таким образом, многолетняя изменчивость годовых значений TSI приблизительно на 95 % определяется вариациями, связанными с изменением активности Солнца. Межгодовая изменчивость TSI по физической природе представляет собой дуплекс с переменными в зависимости от временного разрешения соотношениями составляющих. При годовом разрешении (межгодовая изменчивость годовых значений TSI) преобладающей оказывается составляющая, определяемая активностью Солнца (около 80 %). При месячном разрешении (межгодовая изменчивость месячных значений TSI) ведущей составляющей дуплекса является вариация, определяемая небесно-механическими процессами (около 55 %).

Межгодовые вариации $TSI_{СМР}$, таким образом, являются ведущими в изменчивости TSI в диапазоне изменения по сезонам года. Полученные результаты указывают на необходимость дифференцированного использования значений межгодовой изменчивости солнечной радиации разной природы ($TSI_{СМР}$ и TSI_{SA}) в климатических моделях в связи с зависимостью их весовых соотношений от временного разрешения.

2.6. Межгодовая изменчивость продолжительности тропического года

Инсоляция Земли зависит, прежде всего, от двух основных параметров — расстояния Земли от Солнца и продолжительности тропического года. Эти характеристики связаны между собой третьим законом Кеплера: квадраты времени обращения планет пропорциональны кубам их средних расстояний от Солнца (больших полуосей их орбит). Третий закон Кеплера записывается так:

$$\frac{T_1^2}{T_2^2} = \frac{a_1^3}{a_2^3},$$

где T_1 и T_2 — сидерические периоды обращений планет, a_1 и a_2 — большие полуоси их орбит.

Напомним, что тропическим годом называется промежуток времени между двумя последовательными прохождениями центра истинного Солнца через точку весеннего равноденствия (Бакулин и др., 1983). Из астрономических наблюдений величина тропического года определяется значением в 365 дней 5 часов 48 минут 46 секунд, или 365,2422 суток. Продолжительность тропического года не является величиной постоянной вследствие прецессии, нутации из-за возмущающего действия Луны и планет на орбитальное движение Земли (Струве и др., 1967; Хренов, Голуб, 1989; Климишин, 1990; Птолемей, 1998). В связи с тем, что продолжительностью тропического года измеряется годовое количество поступающей на ВГА Земли солнечной радиации, исследование межгодовой изменчивости продолжительности тропического года представляется важным для анализа межгодовой изменчивости соляного климата Земли.

Многолетние вариации продолжительности тропического года связаны с небесно-механическими процессами, изменяющими орбитальную скорость движения Земли и траекторию ее орбиты. При невозмущенном (кеплеровском) движении Земли продолжительность тропического года не менялась бы во времени. Однако реальное орбитальное движение Земли является возмущенным (Дубошин, 1975; Маров, 1981). Именно поэтому Земля год от года проходит с меняющейся скоростью различные траектории в орбитальном движении, что является (наряду с вариациями расстояния Земля–Солнце) не изученной детально причиной (вместе с периодическими изменениями расстояния между Землей и Солнцем) многолетних вариаций поступающей к Земле солнечной радиации. Одной из целей настоящей работы является расчет и исследование межгодовых вариаций продолжительности тропического года и определение их особенностей.

По данным эфемерид — JPL Planetary and Lunar Ephemerides (DE-406) — определялось время вхождения Земли в точки весеннего равноденствия (0 градусов Овна) во временном интервале с 1900 г. по 2050 г. (<http://www.ssd.jpl.nasa.gov>; http://ssd.jpl.nasa.gov/?horizons_doc#specific_quantities). Точность эфемерид по времени составляет 1 секунду или 0,0000115 суток. По этим данным рассчитывалось время между последовательными положениями Земли в точках весеннего равноденствия. Так были получены значения продолжительности тропического года за период с 1900 г. по 2050 г. По нашей просьбе Уильямом Фолкнером (NASA) были проведены параллельные расчеты времени вхождения Земли в точку весеннего равноденствия на период с 1600 г. по 2100 г. Это позволило сравнить полученные нами данные и убедиться в их точности. Последовательным вычитанием рассчитанных значений продолжительности тропического года были получены ряды межгодовой изменчивости. В результате анализа рассчитанного временного ряда получены амплитудно-периодические характеристики многолетней вариации продолжительности тропического года, связанные с возмущенным орбитальным движением Земли (Федоров, 2013, Fedorov, 2013).

Рассчитанные по данным эфемерид значения продолжительности тропического года за период с 1900 г. по 2050 г. графически представлены на рис. 2.33.

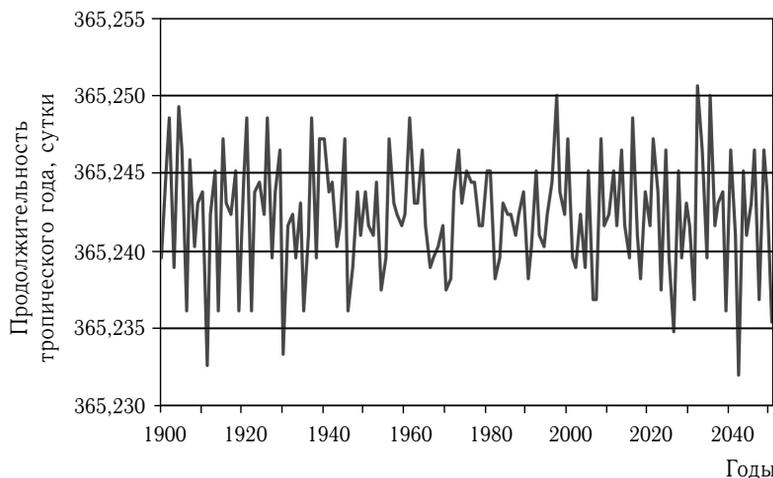


Рис. 2.33. Продолжительность тропического года за период с 1900 г. по 2050 г.

Ранее Ж. Мейесом и Д. Савоие при сравнении измерений продолжительности тропического года за несколько последовательных лет были обнаружены различия, связанные с нутацией и планетарными возмущениями, действующими на Землю и Солнце (Meeus, Savoie,

1992). Приведенные авторами величины интервалов между весенними равноденствиями указаны в таблице 2.7. Здесь же для сравнения приведены рассчитанные нами значения продолжительности тропического года за соответствующие интервалы.

Таблица 2.7

Сравнение продолжительности тропического года, рассчитанной автором, с данными Ж. Мейеса и Д. Савоие (Meeus, Savoie, 1992)

Годы	Продолжительность тропического года								Разность, секунды
	Meeus, Savoie, 1992				Федоров, 2013				
	Дни	Часы	Минуты	Секунды	Дни	Часы	Минуты	Секунды	
1985/86	365	5	48	58	365	5	48	59,99	-1,99
1986/87	365	5	49	15	365	5	49	0,08	14,92
1987/88	365	5	46	38	365	5	46	59,98	-21,98
1988/89	365	5	49	42	365	5	48	59,99	42,01
1989/90	365	5	51	06	365	5	51	0,00	6,00

В среднем расхождение между приведенными в работе Ж. Мейеса и Д. Савоие (Meeus, Savoie, 1992) значениями продолжительности тропического года и значениями, полученными нами, составляет 17,37 секунд за тропический год. При среднем значении амплитуды межгодовых вариаций продолжительности тропического года, определяемой нами в 0,004761 суток или в 6 минут 51 секунду (рис. 2.34), полученные значения расхождений представляются несущественными (0,042 от величины средней амплитуды межгодовой изменчивости).

В межгодовой изменчивости продолжительности тропического года выделяется 3-летний цикл, который через 8 или 11 лет чередуется с 2-летним циклом, при этом максимум спектральной плотности приходится на период 2,70 года. В связи с тем, что периодичность не является скрытой (табл. 2.8), метод определения ее структуры состоял из перечисленных ниже этапов.

1. Определение лет с максимальными значениями межгодовой изменчивости продолжительности тропического года (столбцы 1 и 2). При этом из двух соседних лет с положительными значениями в расчет принимался год с большим значением (в таблице эти годы выделены жирным шрифтом).
2. Определение продолжительности между выделенными, согласно п. 1, соседними годами (столбец 3). Так определялись основные 2- и 3-летние циклы.

3. Далее последовательно рассчитывалась продолжительность от года первого двухлетнего цикла до следующего и т. д. Таким образом, определялись дополнительные 8- и 11-летние циклы (столбец 4).

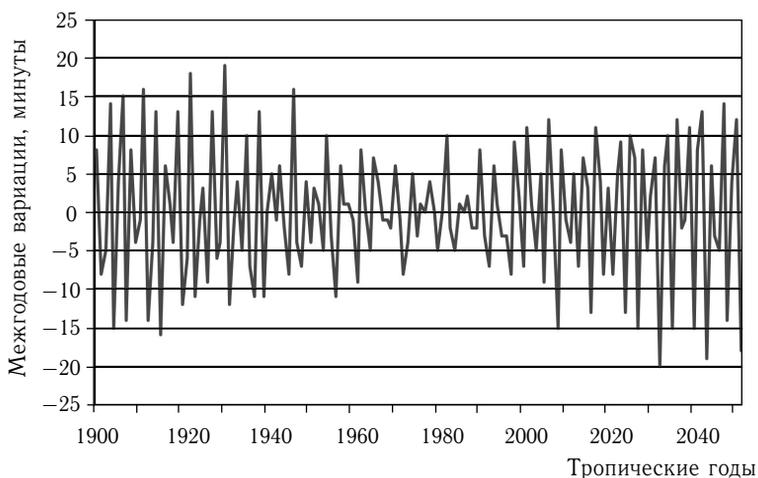


Рис. 2.34. Межгодовые вариации продолжительности тропического года

Из способа выделения цикличности следует, что основные 2- и 3-летние циклы отражают периодичность в динамике величины межгодовой изменчивости тропического года. Дополнительные 8- и 11-летние циклы отражают периодичность в чередовании этих (2- и 3-летних) циклов во времени. Исследуемый период включает 34 (69,4 %) полных 3-летних и 15 (30,6 %) — 2-летних циклов. Иначе можно сказать, что ряды представлены чередованием 11-летних и 8-летних циклов. При этом 11-летний цикл состоит из трех 3-летних и одного 2-летнего цикла, а 8-летний цикл состоит из двух 3-летних и одного 2-летнего цикла (рис. 2.34, табл. 2.8).

Амплитуда межгодовой изменчивости продолжительности тропического года в среднем составляет 0,004761 суток (или 6 минут 51 секунду). Средняя амплитуда определялась преобразованием знакопеременного ряда межгодовой изменчивости в ряд модулей значений этих величин и последующим расчетом средних значений для этого ряда. Максимальное значение амплитуды равно 0,013888 суток (20 минут 00 секунд). Средняя амплитуда 3-летнего цикла по нашим расчетам составляет 0,006659 суток, или 9 минут 35 секунд; 2-летнего — 0,004676 суток, или 6 минут 44 секунды.

В интервале приблизительно с 1960 г. по 2000 г. отмечается уменьшение амплитуды межгодовой изменчивости и нарушение строгого чередования 2- и 3-летних циклов (рис. 2.34). Средняя амплитуда

Таблица 2.8

Определение циклической структуры межгодовой изменчивости продолжительности тропического года (на примере фрагмента с 1916 г. по 1951 г.)

Год	Межгодовая изменчивость продолжительности тропического года, сутки	Время между максимумами, годы	Время между 2-летними циклами, годы
1916	0,004167		
1917	0,000685		
1918	-0,002778		
1919	0,009028	3	
1920	-0,008334		
1921	-0,004167		
1922	0,012501	3	
1923	-0,007639		
1924	-0,000695		
1925	0,002083	3	
1926	-0,006250		
1927	0,009028	2	11
1928	-0,004166		
1929	-0,002777		
1930	0,013194	3	
1931	-0,008334		
1932	-0,000695		
1933	0,002779	3	
1934	-0,003473		
1935	0,006945	2	8
1936	-0,004861		
1937	-0,007639		
1938	0,009028	3	
1939	-0,007639		
1940	0,000000		
1941	0,003472	3	
1942	-0,000694		
1943	0,004166	2	8
1944	-0,001388		
1945	-0,005556		
1946	0,011110	3	
1947	-0,002776		
1948	-0,004863		
1949	0,002780	3	
1950	-0,002780		
1951	0,002085	2	8

в интервале с 1960 г. по 2000 г. составляет 0,002642 суток, в то время как средняя величина амплитуды в интервалах с 1900 г. по 1960 г. и с 2001 г. по 2050 г. составляет 0,005543 суток, то есть в 2,098 раз больше.

Время, в которое Земля оказывается в точке весеннего равноденствия, год от года меняется со средней амплитудой в 6 минут 51 секунду (за это время Земля проходит по орбите путь, приблизительно равный 12,3 тысячам км) при максимальной амплитуде около 20 минут. На самом деле, меняется величина среднего движения из-за изменения скорости и траектории орбитального движения, поэтому на последовательное прохождение от точки весеннего равноденствия до точки весеннего равноденствия год от года затрачивается разное время. Это связано с различной скоростью орбитального движения Земли и траекторией ее движения, вследствие чего малым изменениям подвержено среднее движение Земли ($\omega = 2\pi/T$). Тропический год — один из параметров этого среднего движения.

Известно, что в параметрах движений планет и их спутников выдерживается ряд интересных соотношений вследствие наличия соизмеримостей и резонансов (Гребеников, Рябов, 1978; Рой, 1981). Условия резонанса определяются равенством частот вынужденных (под действием внешней силы) и собственных колебаний. Рассмотрим это подробнее. *Сидерическим*, или *звездным*, периодом обращения планеты называется промежуток времени, в течение которого планета совершает один полный оборот вокруг Солнца по своей орбите. Сидерический период Венеры составляет 224,701 суток (0,61521 тропического года), Марса — 686,980 суток (1,88089 тропического года), Земли (звездный год) — 365,256 суток (1,00004 тропического года). Частоты обращения планет ($\omega = 2\pi/T$) равны: для Венеры 0,0279624 суток⁻¹, для Марса 0,0091460 суток⁻¹, для Земли 0,0171894 суток⁻¹. Отсюда следуют равенства

$$2\omega_{\text{Марса}} (0,0182920 \text{ суток}^{-1}) - \omega_{\text{Земли}} (0,0171894 \text{ суток}^{-1}) = \\ = 0,0011026 \text{ суток}^{-1}$$

и

$$3\omega_{\text{Венеры}} (0,0838872 \text{ суток}^{-1}) - 5\omega_{\text{Земли}} (0,085947 \text{ суток}^{-1}) = \\ = -0,0020598 \text{ суток}^{-1}.$$

Это свидетельствует о том, что в орбитальных движениях Земли с ближайшими планетами Марсом и Венерой существует соизмеримость (форма связи орбитальных объектов). При этом резонанс Земли с Марсом равен 2/1, Земли с Венерой — 5/3. (Белецкий, 1972; Гребеников, Рябов, 1978; Рой, 1981).

Таким образом, через каждые 2 года взаимные положения Земли с Марсом и через 3 года Земли с Венерой относительно Солнца повторяются. С этими повторениями связаны периодические резонансные возмущения орбитального движения Земли и, следовательно, вариации солнечной постоянной, продолжительности тропического года и поступающей к Земле за тропический год энергии. В соотношении 2- и 3-летних циклов в рядах межгодовой изменчивости продолжительности тропического года и инсоляции, вероятно, отражается и соотношение возмущающего действия этих планет. Около 70% циклов исследуемого временного ряда образованы 3-летними циклами, которые диктуются возмущениями орбитального движения Земли со стороны Венеры — 3-летняя периодичность. Остальная часть временного ряда — около 30% — представлена 2-летними циклами, которые определяются более слабым возмущением орбитального движения Земли Марсом (Федоров, 2000).

Чередующиеся дополнительные 11-летние и 8-летние циклы в сумме составляют 19-летний цикл, влияющий на траекторию, скорость орбитального движения Земли. В связи с представленным на рис. 2.34 характером изменения межгодовых вариаций продолжительности тропического года и с учетом резонансного возмущения орбитального движения Земли из-за соизмеримости логично предположить, что увеличение амплитуды отражает усиление резонанса, а уменьшение — его ослабление. Следовательно, причины найденной периодичности в межгодовой изменчивости продолжительности тропического года могут объясняться резонансными возмущениями, связанными с соизмеримостью в орбитальных движениях Земли с Венерой и Марсом, а также явлением нутации, связанным с периодом обращения лунных узлов и, вероятно, циклом Метона.

Экстремальные значения межгодовой изменчивости продолжительности астрономических сезонов, полугодий и тропического года и средние амплитуды вариаций продолжительности (в минутах) приведены в табл. 2.9

Из представленной таблицы следует, что максимальные амплитуды межгодовой изменчивости характерны для летнего (для северного полушария) полугодия, т.е. при положении Земли вблизи афелия. Максимальные для тропического года различия достигают 39 минут. Это значит, что при прохождении орбитальной траектории от точки весеннего равноденствия до точки весеннего равноденствия инсоляция Земли в самом продолжительном тропическом году была на 39 минут дольше, чем в случае самого короткого тропического года в интервале с 1900 г. по 2050 г. Для летних полугодий эти различия еще больше. Разница в продолжительности самого короткого и самого продолжительного летнего полугодия в пределах рассматриваемого интервала с 1900 по 2015 составила 42 минуты, а для зимнего полугодия — всего 28 минут. В среднем же годовые различия во времени инсоляции составляют около 13,7 минут (Федоров, 2013; Fedorov, 2013).

Таблица 2.9

Амплитудные характеристики межгодовой изменчивости продолжительности астрономических сезонов, полугодий и тропического года (мин)

Интервал времени	Минимальное значение, мин.	Максимальное значение, мин.	Разность экстремальных значений, минута	Средняя амплитуда, минута
Весна	-12	18	30	4,946717
Лето	-18	15	33	5,240083
Летнее полугодие	-21	21	42	7,493443
Осень	-13	9	22	4,439904
Зима	-8	12	20	3,960010
Зимнее полугодие	-15	13	28	5,133283
Тропический год	-20	19	39	6,773530

В результате проведенных расчетов в многолетней вариации продолжительности тропического года обнаружены малые вариации, связанные с небесно-механическим процессом — периодическим изменением траектории земной орбиты и орбитальной скорости Земли. В межгодовой изменчивости продолжительности тропического года является четко выраженный 3-летний цикл со средней амплитудой 0,006659 суток (или 9 минут 35 секунд). Этот цикл чередуется, как правило, через каждые 6 или 9 лет с 2-летним циклом (образуя 8- и 11-летние серии), средняя амплитуда которого составляет 0,004676 суток (или 6 минут 44 секунды). Фазами 19-ти летнего цикла представляются последовательные 8 (2+3+3)- и 11 (2+3+3+3)-летние серии, состоящие из чередующихся 2- и 3-летних циклов. Аналогичная периодичность характерна и для межгодовой изменчивости расстояния Земля–Солнце, и для межгодовой изменчивости, связанной с этими элементами земной орбиты (расстояние между Землей и Солнцем и продолжительность тропического года), солнечной постоянной (рис. 2.35) (Федоров, 2012; Fedorov, 2012).

Сходная периодичность в межгодовой изменчивости продолжительности тропического года и расстояния между Землей и Солнцем объясняется третьим законом Кеплера (связывающим эти величины) и возмущенным движением Земли по оскулирующим орбитам (многочисленным эллипсам, траектории которых с течением времени образуют тор). Аналогичная периодичность в межгодовой изменчивости солнечной постоянной (если ее считать функцией) является следствием периодичности ее аргументов. Отмеченная периодичность может иметь

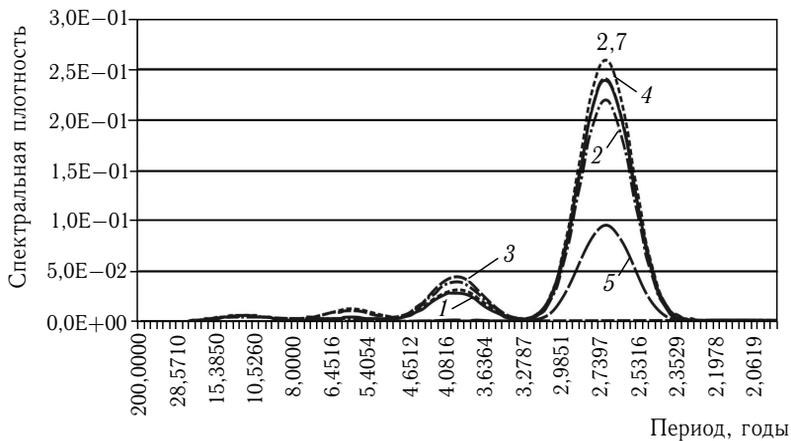


Рис. 2.35. Спектры межгодовой изменчивости солнечной постоянной для точек: 1 — весеннего равноденствия, 2 — летнего солнцестояния, 3 — осеннего равноденствия, 4 — зимнего солнцестояния; 5 — спектры межгодовой изменчивости, средней по кардинальным точкам (Федоров, 2012)

резонансные отклики в климатической системе (например, известные во многих гидрометеорологических процессах 2–3-летние колебания). Кроме того, возможны и явления стохастического резонанса в нелинейной климатической системе как отклик на постоянное шумовое инсоляционное воздействие с присутствием колебаний определенной мощности (Анищенко и др., 1999, 2006; Anishchenko et al., 2002).

2.7. Изменение переноса лучистой энергии на верхней границе атмосферы

Напомним, что вариации солнечной радиации, связанные с небесно-механическими процессами, определяются расчетными методами. Под солярным климатом Земли понимается рассчитываемое теоретически поступление и распределение солнечной радиации на верхней границе атмосферы (ВГА) или на поверхности Земли без учета атмосферы (Миланкович, 1939; Монин, Шишков, 1979; Хромов, Петросянец, 2006). Приходящая к Земле лучистая энергия испытывает изменения как во времени, так и в пространстве. Вариации в приходе солнечной радиации к Земле невелики. За период с 2999 г. до н. э. по 2999 г. н. э. (5998 лет) они составляют около 0,005% от приходящей к Земле за год радиации. Однако изменение распределения по широтам и сезонам года приходящей радиации за тот же период меняется более значительно, около 3% (Федоров, 2015 а). В связи с существенными изменениями в меридиональном распределении приходящей солнечной

радиации можно ожидать значимых изменений и в переносе лучистой энергии на верхней границе атмосферы (ВГА). Этот вопрос в геофизике исследован еще недостаточно.

В результате расчетов инсоляции Земли (Fedorov, 2015 a) получено среднее годовое распределение инсоляции по 5-градусным широтным зонам (рис. 2.36).



Рис. 2.36. Средняя годовая инсоляция в широтных зонах Земли на ВГА

В связи с неравномерностью в распределении на ВГА (или поверхности Земли, аппроксимированной в наших расчетах эллипсоидом, без учета атмосферы) были рассчитаны характеристики переноса лучистой энергии и получены оценки многолетней изменчивости в ее годовом и сезонном переносах. Лучистая энергия переносится от экваториальной области (0° – 45° широты), куда ее поступает больше в полярные районы (45° – 90° широты), где инсоляция (из-за эллипсоидальной формы Земли) меньше. В качестве характеристики переноса лучистой энергии использовался межширотный градиент инсоляции. Традиционно, для океана и атмосферы рассчитывается перенос энергии к северу (Пальмен, Ньютон, 1973; Лоренц, 1970). Межширотный градиент инсоляции вычислялся последовательным вычитанием значений годовой (или полугодовой) инсоляции полученных для 5-градусных широтных зон. При этом из значений инсоляции южных зон вычитались значения соседних зон, расположенных севернее. Такие расчеты проведены для первого в массиве столетия (2999–2900 гг. до н. э.) и последнего (2900–2999 гг. н. э.). По этим значениям определились средние (для первого и последнего в массиве столетия) значения межширотного градиента для 5-градусных широтных зон (рис. 2.37).

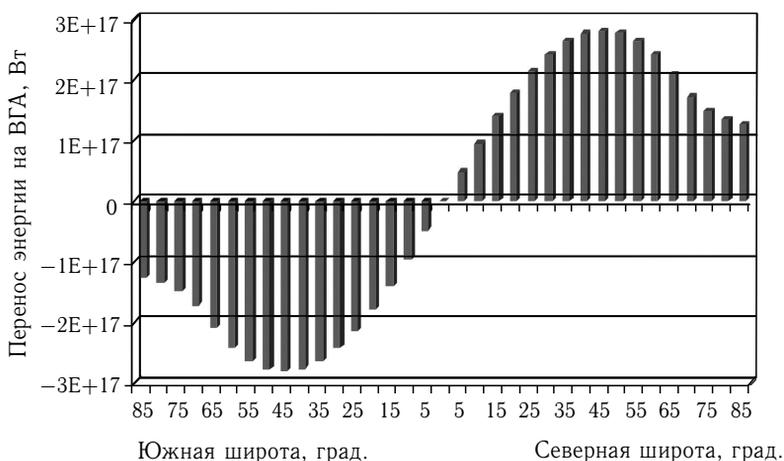


Рис. 2.37. Средний (за период с 2999 года до н.э. по 2999 года н.э.) годовой перенос энергии на ВГА к северу

Вычитанием из модулей значений межширотного градиента инсоляции, полученных для последнего в массиве столетия (2900–2999 гг.) соответствующих (для широтных зон) значений градиента (по модулю), рассчитанных для первого столетия (2900–2999 гг. до н.э.) получено изменения годового переноса энергии на ВГА в широтных зонах за 5998 лет. Делением полученных значений (в Дж) на среднюю продолжительность тропического года (с) получены значения переноса энергии в Вт (рис. 2.38). Модули определялись для того, чтобы изменение в переносе энергии на ВГА было однозначно представлено в полушариях (в традиционном представлении: в северном полушарии перенос энергии имеет положительные значения, в южном полушарии отрицательные). Напомним, что фактически энергия переносится из области низких широт (в южном и северном направлениях) в районы, расположенные в более высоких широтах.

Делением полученных для широтных зон значений изменения переноса на средние по модулю значения межширотного градиента инсоляции (для соответствующих зон) определялись показатели изменения годового переноса энергии на ВГА в процентах (рис. 2.39).

Отмечается постепенное увеличение переноса лучистой энергии от экватора к полярным кругам в каждом полушарии. Физический процесс, лежащий в основе переноса лучистой энергии — это излучение. Максимумы увеличения локализованы вблизи 65-й параллели в каждом полушарии (вблизи полярных кругов). В заполярных областях отмечается постепенное уменьшение переноса лучистой энергии от полярных кругов к полюсам. Таким образом, в каждом полушарии выделяются области увеличения (от экватора до полярного круга)

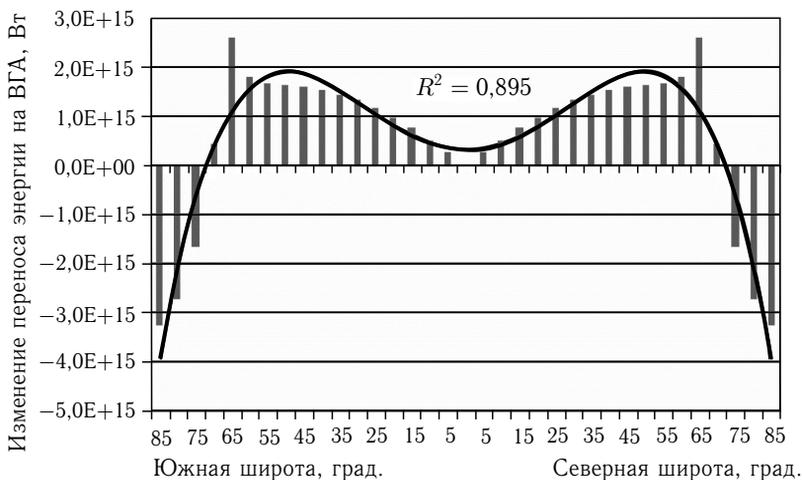


Рис. 2.38. Изменение годового переноса энергии на ВГА за 5998 лет (аппроксимация — полином 4-й степени)

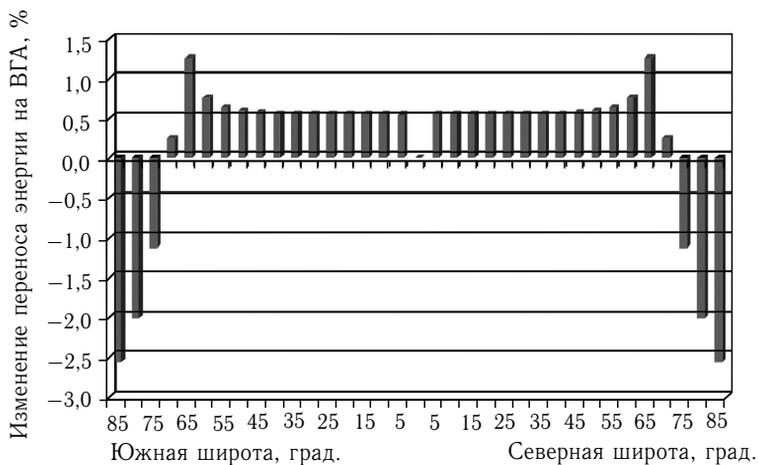


Рис. 2.39. Изменение годового переноса энергии по модулю на ВГА за 5998 лет

и области уменьшения (от полярного круга до полюса) переноса лучистой энергии. Максимальное увеличение (на $2,61E+15$ Вт, или 1,25%) отмечается вблизи полярных кругов (около 65 градусов) в каждом полушарии (годовые «зоны турбулентности»). Максимальное уменьшение переноса по модулю (на $3,3E+15$ Вт, или 2,56%) отмечается вблизи географических полюсов. Отмеченные «зоны турбулентности» совпадают с районами (60° – 70° широты) максимального развития внетропических циклонов (циклогенеза) в полушариях (Погосян, 1976) или

субполярными зонами низкого давления в полушариях (Лоренц, 1970; Пальмен, Ньютон, 1973; Гарвей, 1982; Гилл, 1986; Хромов, Петросянц, 2006, Федоров, 2015).

Аналогичным образом рассчитывалось изменение переноса энергии для зимнего и летнего (для северного полушария) полугодия (рис. 2.40).

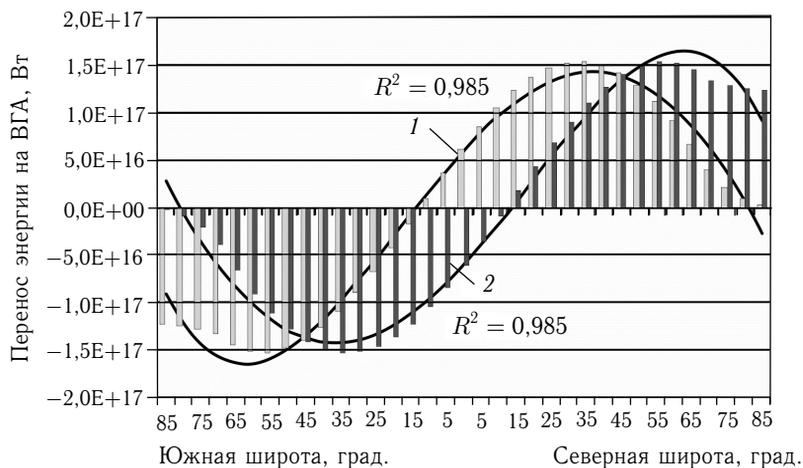


Рис. 2.40. Средний перенос лучистой энергии на ВГА в зимнее (1) и летнее (2) полугодия для северного полушария (аппроксимация — полиномы 4-й степени)

В зимнее (для северного полушария) полугодия максимумы переноса лучистой энергии относительно годового распределения смещаются к югу и локализуются вблизи 55-й параллели в южном полушарии и вблизи 35-й параллели в северном полушарии. В летнее для северного полушария полугодие максимумы переноса лучистой энергии смещаются к северу (относительно годового и зимнего распределения) и локализуются вблизи 35-й параллели в южном полушарии и 55-й параллели в северном полушарии. Таким образом смещение по широте максимумов среднего переноса лучистой энергии от полугодия к полугодью составляет около 20 градусов (рис. 2.40).

Изменение в переносе энергии по полугодиям находилось как разность значений градиентов инсоляции между средними за последнее (2900–2999 гг.) и первое (2900–2999 гг. до н. э.) столетие, значениями (по модулю) для соответствующих широтных зон (рис. 2.41, 2.42).

В зимнее (для северного полушария) полугодие за 5998 лет отмечается уменьшение абсолютных значений градиента энергии на ВГА в области от 65° ю. ш. (от южного полярного круга) до 30° с. ш. Максимальное уменьшение ($-1,87E+15$ Вт) отмечается вблизи 5° ю. ш. и 15° ю. ш. Увеличение градиента в это полугодие характерно для южной полярной области (за южным полярным кругом) с максимумом

в районе географического южного полюса ($3,35E+15$ Вт) и в северном полушарии севернее 30° с.ш. с максимумом вблизи 65° с.ш. ($2,41E+15$ Вт).

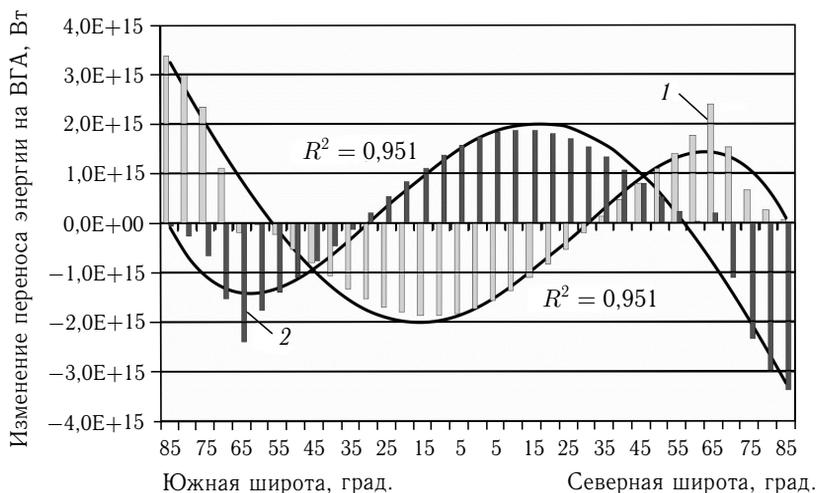


Рис. 2.41. Изменение переноса лучистой энергии на ВГА в зимнее (1) и летнее (2) для северного полушария полугодия за 5998 лет (аппроксимация — полиномы 4-й степени)

В летнее (для северного полушария) полугодие увеличение переноса лучистой энергии отмечается в области от 30° ю.ш. до 65° с.ш. с максимумами ($1,87E+15$ Вт) вблизи 5° с.ш. и 10° с.ш. Уменьшение отмечается в северной полярной области с минимумом в районе географического северного полюса ($-3,35E+15$ Вт) и в южном полушарии южнее 30° ю.ш. с минимумом вблизи 65° ю.ш. ($-2,41E+15$ Вт) (рис. 2.41).

В относительных единицах изменение в переносе лучистой энергии максимально увеличивается в зимнее (для северного полушария полугодие) вблизи 15° ю.ш. (11,8%) и максимально сокращается (17,8%) вблизи 10° ю.ш. В летнее (для северного полушария) полугодие максимальное увеличение (11,8%) в переносе лучистой энергии отмечается вблизи 15° с.ш., а максимальное сокращение (17,8%) — вблизи 10° с.ш. Таким образом, выделяются сезонные «зоны турбулентности» расположенные вблизи 10° – 15° широты в каждом полушарии. Здесь в соседних зонах отмечаются максимальные расхождения в тенденциях изменения переноса лучистой энергии (вблизи 15° широты отмечается максимальное увеличение, вблизи 10° широты — максимальное сокращение).

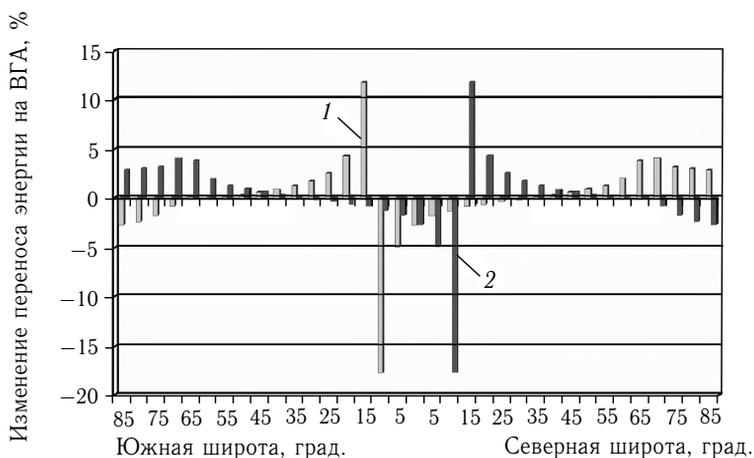


Рис. 2.42. Изменение переноса лучистой энергии на ВГА в зимнее (1) и летнее (2) полугодия для северного полушария за 5998 лет (аппроксимация — полиномы 4-й степени)

Известно, что подавляющее большинство тропических циклонов формируется в пределах экваториального пояса между 10° и 30° широты в обоих полушариях. Приблизительно 87% тропических циклонов формируются в районах, расположенных не выше 20° широты (<http://planet.iitp.ru>). Таким образом, область генерации тропических циклонов, наносящих огромный ущерб природе и человечеству (например, ущерб от урагана «Катрина» в 2005 г. составил более 100 млрд. долларов США), совпадает с сезонными «зонами турбулентности» в переносе энергии на ВГА (<http://www.aoml.noaa.gov>).

Отмеченные нами области вблизи 65° и 10° – 15° широты характеризуют разные стадии развития циклонических вихрей. Если с сезонными «зонами турбулентности» связано зарождение тропических циклонов (вблизи 10° – 15° широты в каждом полушарии), то с годовыми «зонами турбулентности» (вблизи 65° в каждом полушарии) связана стадия максимального развития внетропических циклонов (Погосян, 1976). Главным образом, с вихревым переносом энергии связана работа «тепловой машины первого рода», механизма межширотного теплообмена в атмосфере. Вихри (циклоны) переносят энергию в атмосфере из области источника тепла (из низких широт) в области его стока (в высокие широты). При этом известно, что общее количество энергии, которая выделяется в тропическом циклоне среднего размера, составляет около 10^{15} Вт в сутки. Это (по данным Национального управления по океаническим и атмосферным исследованиям США) приблизительно в 70 раз больше потребления (за тоже время) всех видов энергии человечеством и в 200 раз больше мирового производства электроэнергии (<http://www.aoml.noaa.gov>).

Полученное среднее распределение годового переноса энергии на ВГА (рис. 2.36) сравнивалось с распределением среднего годового переноса энергии к северу в системе океан–атмосфера, приведенным в работе Э. Пальмена и Ч. Ньютона (Пальмен, Ньютон, 1973). Коэффициент корреляции между значениями годового переноса энергии на ВГА и в системе океан–атмосфера составил 0,98. При этом численные значения переноса энергии в системе океан–атмосфера приблизительно на два порядка уступают (из-за отражения и рассеяния) значениям переноса энергии на ВГА (рис. 2.43).

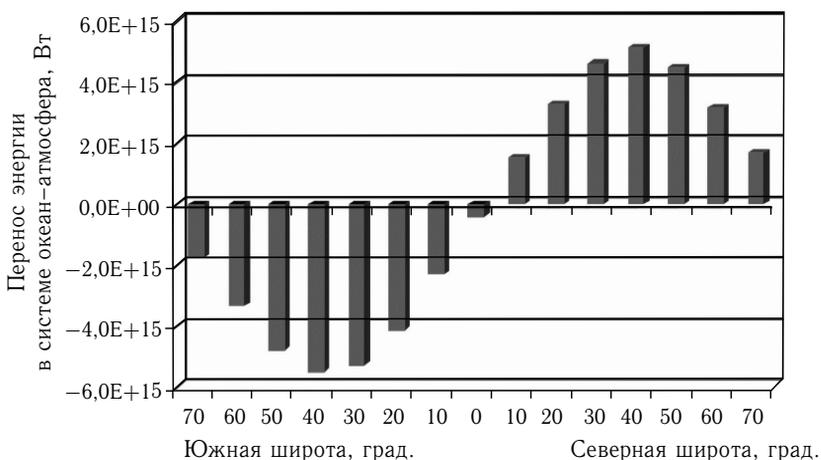


Рис. 2.43. Средний годовой перенос энергии в системе океан–атмосфера (Пальмен, Ньютон, 1973)

Сходный с полученным для ВГА годовым переносом отмечается и характер среднего годового переноса в атмосфере в работе Э. Лоренца (Лоренц, 1970).

Таким образом, в изменении годового переноса энергии на ВГА отмечается область увеличения переноса лучистой энергии, расположенная приблизительно между полярными кругами с максимумами (годовые «зоны турбулентности») вблизи полярных кругов (около 65° в каждом полушарии) и области уменьшения переноса лучистой энергии, расположенные за полярными кругами. Максимумы увеличения годового переноса энергии соответствуют областям максимального развития внетропических вихрей — циклонов в обоих полушариях.

В летние для полушарий полугодия в областях 10°–15° широты отмечается максимальная дивергенция в тенденциях изменения переноса лучистой энергии (сезонные «зоны турбулентности»). С этими зонами связывается образование тропических циклонов в полушариях.

Поскольку средний годовой перенос энергии в системе океан–атмосфера определяется средним годовым переносом на ВГА, то и полученные для этого переноса изменения на интервале в 5998 лет (от 2999 г. до н.э. до 2999 г. н.э.), могут проявляться и в системе океан–атмосфера. Тогда из полученных результатов следует, что в связи с отмеченными особенностями в изменении переноса лучистой энергии на ВГА будет возрастать и интенсивность вихревого переноса энергии в атмосфере (тропические и внетропические циклоны). Это означает, что будет происходить усиление работы «тепловой машины первого рода» — усиление межширотного теплообмена в атмосфере.

Полученные изменения в переносе энергии на ВГА, вероятно, следует учитывать в системе уравнений гидротермодинамики (уравнения законов сохранения массы, импульса, энергии и состояния газа) для атмосферы (Гилл, 1986; Педлоски, 1984), являющейся основой физико-математических моделей климата, когда проводятся численные эксперименты. Используемые в моделях общей циркуляции атмосферы (МОЦА) и океана (МОЦО) уравнения гидротермодинамики описывают *статическую* атмосферу и океан, которые таковыми в реальности не являются.

РАСЧЕТ НОРМЫ И ГОДОВОЙ ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА (ПТВ) НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ИНСОЛЯЦИИ

3.1. Инсоляционные нормы ПТВ

Основная задача, связанная с расчетами инсоляционных норм приповерхностной температуры воздуха (ПТВ), — определение влияния инсоляции и ее изменений, обусловленных небесно-механическими процессами, на формирование и изменение нормы ПТВ Земли и полушарий. Таким образом, из общей совокупности факторов, влияющих на термическое состояние климатической системы Земли, выделяется и исследуется инсоляционный фактор, определяется его роль в формировании и изменении нормы ПТВ, которая, в свою очередь, отражает состояние и динамику термического режима климатической системы Земли.

В качестве исходных климатических данных при расчетах нормы принимались средние для широтных зон значения ПТВ за базовый период 1961–1990 гг., приведенные в трехмерном массиве абсолютных температур университета Восточной Англии и метеобюро Хедли (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/absolute.nc>; Jones et al., 1999, 2001, 2012; Brohan et al., 2006).

Рассчитанные для 5-градусных широтных зон земного эллипсоида (без учета атмосферы) средние за период с 1961 г. по 1990 г. значения инсоляции (<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>) сопоставлялись с климатической нормой ПТВ за период 1961–1990 гг. (рис. 3.1, табл. 3.1). Климатическая норма ПТВ за период 1961–1990 гг. отражает свойственные ей характеристики парникового эффекта, солнечной активности и механизмов теплообмена, участвующих в формировании среднемесячной и среднегодовой температуры и ее распределении по широтам и сезонам. Однако при расчетах норм учитывались только изменения инсоляции. Изменения парникового эффекта, солнечной активности и механизмов теплообмена за пределами климатической нормы 1961–1990 гг. не учитывались.

Распределение ПТВ по широтным зонам характеризуется тесной корреляционной связью с распределением приходящей на земной эллипсоид солнечной радиации. Коэффициент корреляции R климатической нормы ПТВ (1961–1990 гг.) и приходящей солнечной радиации

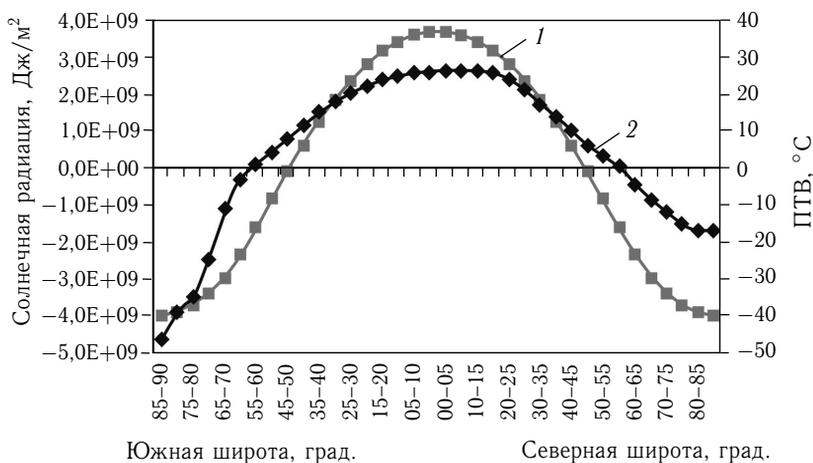


Рис. 3.1. Распределения инсоляции относительно среднего для 5-градусной широтной зоны значения (1) и абсолютных значений ПТВ (2) по широтным зонам (среднее за период с 1961 по 1990 гг.) (<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm> <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/absolute.nc>)

(за тот же период) по всему широтному диапазону равен 0,942, для северного полушария — 0,997, для южного — 0,942. Уравнения регрессии определялись на основе отдельной аппроксимации трех широтных диапазонов Земли (так достигалась оптимальная аппроксимация). Для аппроксимации годовых значений ПТВ в диапазоне от 85°–90° с.ш. до 10°–15° с.ш. использовался полином 6-й степени, в диапазоне от 5°–10° с.ш. до 55°–60° ю.ш. и в диапазоне от 60°–65° ю.ш. до 85°–90° ю.ш. — полиномы 3-й степени. Значения коэффициента детерминации R^2 оказались для трех широтных диапазонов соответственно равными 0,9997, 0,9996 и 0,9939.

Также была проведена аппроксимация широтного распределения ПТВ летнего и зимнего полугодий. Широтные диапазоны аппроксимации отражают неоднородную структуру подстилающей поверхности Земли в полушариях (различные соотношения континентов и океанов, ледовый континент Антарктида), проявляющуюся в характере связи приповерхностной температуры воздуха с инсоляцией (Федоров, Гребенников, 2017).

По полученным полиномиальным уравнениям регрессии для 5-градусных широтных зон и данным инсоляции (<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>) были рассчитаны (учитывающие только изменение инсоляции) нормы ПТВ с разрешением в 100 и 900–1000 лет для всей Земли и отдельных полушарий по пространству, а для года и полугодий — по времени. Рассчитанные, таким образом, с учетом изменения

только инсоляционного фактора (изменений инсоляции, определяемых небесно-механическими процессами) нормы названы нами инсоляционными нормами ПТВ.

Таким образом, инсоляционная ПТВ — это приповерхностная температура воздуха при стационарной и неизменной по составу атмосфере. Эти нормы отражают роль только инсоляционного фактора, учитывают парниковый эффект, солнечную активность и механизмы теплообмена, характерные для нормы 1961–1990 гг., но не учитывают предшествующие и дальнейшие изменения солнечной активности, парникового эффекта (связанного с составом атмосферы) и механизмов теплообмена.

Однако в связи с тем, что основным источником энергии гидрометеорологических процессов является приходящая от Солнца радиация, теоретическая оценка этого фактора формирования и изменения ПТВ, отражающего базовое состояние термического режима современного глобального климата, представляется важной.

3.1.1. Годовые инсоляционные нормы ПТВ. Рассчитанная с использованием уравнений регрессии годовая норма ПТВ для периода с 1961 по 1990 гг. составляет: 13,97 °С для Земли, 14,54 °С для северного и 13,40 °С для южного полушария.

По данным архива абсолютных температур: нормы ПТВ (фактические нормы) на интервале с 1961 г. по 1990 г. составляют для Земли 13,97 °С, для северного полушария 14,59 °С, для южного 13,36 °С (табл. 3.1, 3.2).

Таким образом, для Земли фактическая и инсоляционная годовые нормы ПТВ различаются всего на 0,003 °С. В северном полушарии (СП) фактическая норма на 0,044 °С превосходит рассчитанную норму, а в южном полушарии (ЮП) на 0,040 °С уступает ей. По полугодиям фактические нормы ПТВ в южном полушарии превышают фактические значения, а в северном полушарии уступают им (табл. 3.2). Эти значения отражают величину ошибки аппроксимации и расчетов по уравнениям регрессии.

Среднее для широтной зоны (по модулю) по всему широтному диапазону (от 90° с. ш. до 90° ю. ш.) значение расхождения рассчитанных значений ПТВ и фактических составляет 0,29 °С.

Рассчитанные на продолжительные периоды времени инсоляционные нормы ПТВ изменяются в соответствии с полученным ранее изменением инсоляции (Федоров, 2015 а; Fedogov, 2015 а). Для Земли инсоляционная норма ПТВ за 1000 лет (табл. 3.3) сокращается на 0,03 °С, для северного полушария на 0,01 °С, для южного — на 0,05 °С.

За более длительный период (5860 лет) эти цифры будут: для Земли 0,17 °С, для северного полушария 0,05 °С, для южного 0,29 °С (рис. 3.2, табл. 3.4).

Т а б л и ц а 3.1

Распределение годовых ПТВ (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/absolute.nc>) и инсоляции (<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>) по широтным зонам (среднее за период с 1961 г. по 1990 г.)

Географическая широта, град.	Северное полушарие		Южное полушарие	
	ПТВ, °С	Инсоляция, Дж/м ²	ПТВ, °С	Инсоляция, Дж/м ²
0–5	26,15	1,3157702E+10	25,97	1,3157702E+10
5–10	26,35	1,3066533E+10	25,77	1,3066536E+10
10–15	26,42	1,2885110E+10	24,91	1,2885115E+10
15–20	25,66	1,2615274E+10	23,77	1,2615280E+10
20–25	24,03	1,2259823E+10	22,25	1,2259831E+10
25–30	21,27	1,1822573E+10	20,25	1,1822582E+10
30–35	17,09	1,1308453E+10	17,79	1,1308462E+10
35–40	13,62	1,0723690E+10	15,02	1,0723701E+10
40–45	10,07	1,0076137E+10	11,55	1,0076147E+10
45–50	6,16	9,3758823E+09	7,85	9,3758925E+09
50–55	3,12	8,6365123E+09	4,31	8,6365216E+09
55–60	0,48	7,8779475E+09	0,92	7,8779553E+09
60–65	–4,60	7,1344409E+09	–3,35	7,1344409E+09
65–70	–8,83	6,4931658E+09	–10,76	6,4931667E+09
70–75	–12,09	6,0573083E+09	–24,68	6,0573052E+09
75–80	–15,14	5,7629607E+09	–34,66	5,7629552E+09
80–85	–16,73	5,5762980E+09	–38,96	5,5762911E+09
85–90	–17,07	5,4853121E+09	–46,18	5,4853044E+09

Т а б л и ц а 3.2

Фактические и рассчитанные инсоляционные нормы ПТВ, °С, для интервала 1961–1990 гг.

	Год		Летнее полугодие		Зимнее полугодие	
	1961–70	1971–90	1961–70	1971–90	1961–70	1971–90
Земля	13,974	13,971	15,163	15,163	12,784	12,782
СП	14,586	14,542	18,539	18,570	10,632	10,653
ЮП	13,361	13,401	11,787	11,756	14,935	14,912

Таблица 3.3

Рассчитанные значения инсоляционных норм ПТВ, °С, для 1000-летнего интервала (З — Земля, СП — северное полушарие, ЮП — южное полушарие)

Годы	Год			Летнее полугодие			Зимнее полугодие		
	З	СП	ЮП	З	СП	ЮП	З	СП	ЮП
1021–1050	14,00	14,55	13,45	15,21	18,71	11,71	12,91	10,60	15,21
1121–1150	14,00	14,55	13,45	15,21	18,70	11,72	12,89	10,61	15,18
1221–1250	14,00	14,55	13,44	15,20	18,68	11,72	12,88	10,61	15,15
1321–1350	13,99	14,55	13,44	15,20	18,67	11,73	12,87	10,62	15,12
1421–1450	13,99	14,55	13,43	15,19	18,65	11,73	12,86	10,62	15,09
1521–1550	13,99	14,55	13,42	15,19	18,64	11,74	12,84	10,63	15,05
1621–1650	13,98	14,55	13,42	15,18	18,62	11,74	12,83	10,63	15,02
1721–1750	13,98	14,54	13,41	15,18	18,61	11,74	12,82	10,64	14,99
1821–1850	13,98	14,54	13,41	15,17	18,59	11,75	12,80	10,65	14,96
1921–1950	13,97	14,54	13,40	15,17	18,58	11,75	12,79	10,65	14,92
2021–2050	13,97	14,54	13,40	15,16	18,56	11,76	12,77	10,66	14,89

Примечание: полугодия указаны по отношению к северному полушарию

Таблица 3.4

Рассчитанные значения инсоляционных норм ПТВ, °С, для 5860-летнего интервала

Годы	Год			Летнее полугодие			Зимнее полугодие		
	З	СП	ЮП	З	СП	ЮП	З	СП	ЮП
2901–2930 до н. э.	14,11	14,58	13,64	15,39	19,23	11,55	13,31	10,42	16,20
2001–2030 до н. э.	14,09	14,58	13,60	15,36	19,13	11,58	13,24	10,46	16,02
1001–1031 до н. э.	14,06	14,57	13,56	15,31	19,01	11,62	13,14	10,50	15,79
1–31 н. э.	14,03	14,56	13,51	15,27	18,87	11,66	13,04	10,55	15,52
1001–1030 н. э.	14,00	14,55	13,45	15,21	18,72	11,71	12,91	10,60	15,22
2001–2030 н. э.	13,97	14,54	13,40	15,16	18,56	11,76	12,78	10,65	14,90
2901–2930 н. э.	13,94	14,53	13,35	15,11	18,42	11,80	12,65	10,70	14,59

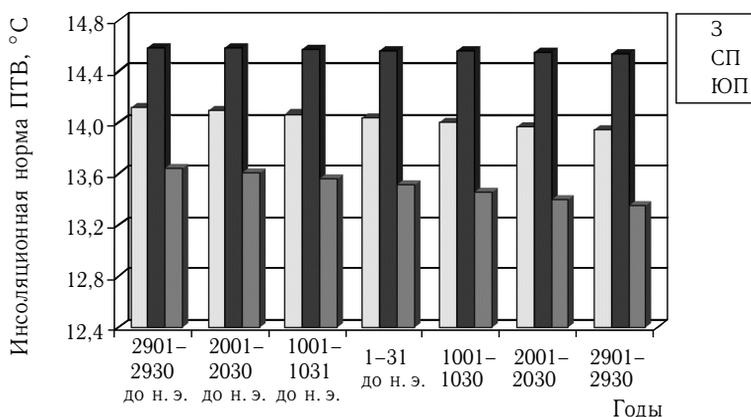


Рис. 3.2. Изменение годовых инсоляционных норм ПТВ для Земли и полушарий за 5860 лет

3.1.2. Полугодовые инсоляционные нормы ПТВ. В летнее (для северного полушария, с апреля по сентябрь) полугодие корреляция распределения фактической нормы (1961–1990 гг.) по широтным зонам с распределением приходящей на эллипсоид Земли солнечной радиации по всему широтному диапазону (табл. 3.5) характеризуется значением R , равным 0,810. В северном полушарии значение R составляет 0,956, в южном полушарии — 0,909. В зимнее (для северного полушария, включает значения с октября по март) полугодие значения R составляют 0,646, 0,993 и 0,947 соответственно.

При общем сокращении в распределении инсоляционной нормы ПТВ по широтам отмечается некоторое увеличение ее в экваториальной области и заметное сокращение в полярных районах (рис. 3.3). По результатам моделирования С. Бернаром с коллегами, для широтной зоны 35° – 40° с. ш. за прошедшее тысячелетие увеличение ПТВ составило $0,02^{\circ}\text{C}$ (Bernard et al., 2002). По нашим данным (по разности норм 2021–2050 гг. и 1021–1050 гг.) это увеличение составило $0,01^{\circ}\text{C}$. Для широтной зоны 65° – 70° с. ш. сокращение, по результатам модельных расчетов, составило $0,04^{\circ}\text{C}$, по нашим расчетам — $0,13^{\circ}\text{C}$.

Таким образом, в распределении инсоляционных норм ПТВ проявляется тенденция к увеличению широтной контрастности (увеличению межширотного градиента температуры). Разность инсоляционной нормы ПТВ для широтных зон 0° – 5° с. ш. и 85° – 90° с. ш. за 1000 лет увеличивается на $0,26^{\circ}\text{C}$ (от $43,22^{\circ}\text{C}$ до $43,48^{\circ}\text{C}$), или на 0,60%. Разность инсоляционной нормы ПТВ для соответствующих зон южного полушария (0° – 5° ю. ш. и 85° – 90° ю. ш.) за 1000 лет увеличивается на $1,07^{\circ}\text{C}$ (от $69,80^{\circ}\text{C}$ до $70,87^{\circ}\text{C}$), или на 1,52%. За 5860 лет эти значения в северном полушарии увеличиваются на $1,41^{\circ}\text{C}$ (от $42,30^{\circ}\text{C}$

Таблица 3.5

Распределение ПТВ
(<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/absolute.nc>) и инсоляции
(<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>) по широтным зонам (среднее
за период с 1961 г. по 1990 г., летнее полугодие)

Географическая широта, град.	Северное полушарие		Южное полушарие	
	ПТВ, °С	Инсоляция, Дж/м ²	ПТВ, °С	Инсоляция, Дж/м ²
0–5	26,13	6,6979053E+09	25,86	6,4597848E+09
5–10	26,52	6,8895353E+09	25,55	6,1769872E+09
10–15	27,04	7,0333252E+09	24,36	5,8517758E+09
15–20	26,98	7,1284097E+09	22,73	5,4868567E+09
20–25	26,19	7,1744367E+09	20,68	5,0853808E+09
25–30	24,40	7,1716094E+09	18,40	4,6509589E+09
30–35	20,96	7,1207500E+09	16,10	4,1876997E+09
35–40	18,29	7,0234022E+09	13,74	3,7002867E+09
40–45	15,55	6,8820060E+09	10,48	3,1941305E+09
45–50	12,57	6,7002182E+09	7,08	2,6756652E+09
50–55	10,20	6,4835489E+09	3,46	2,1529655E+09
55–60	8,04	6,2407919E+09	–0,42	1,6371584E+09
60–65	5,09	5,9880267E+09	–5,96	1,1464116E+09
65–70	1,40	5,7679218E+09	–15,13	7,2524590E+08
70–75	–2,88	5,6313372E+09	–31,14	4,2597196E+08
75–80	–6,08	5,5457174E+09	–42,70	2,1724364E+08
80–85	–6,98	5,4936723E+09	–47,71	8,2625721E+07
85–90	–7,00	5,4688851E+09	–55,51	1,6426966E+07

до 43,71 °С), или на 3,32%, в южном — на 5,75 °С (от 66,07 °С до 71,82 °С), или на 8,70% (рис. 3.4). Разность значений инсоляционной нормы ПТВ (°С) экваториальной (0°–5°) и полярной (85°–90°) широтных зон полушария названа нами температурной контрастностью (ТК). Температурная контрастность отличается от межширотного градиента ПТВ только тем, что не приводится к единице расстояния. Соответствующие для полушарий фактические значения ТК для климатической нормы 1961–1990 гг. (табл. 3.1) составляют 43,22 °С и 72,14 °С.

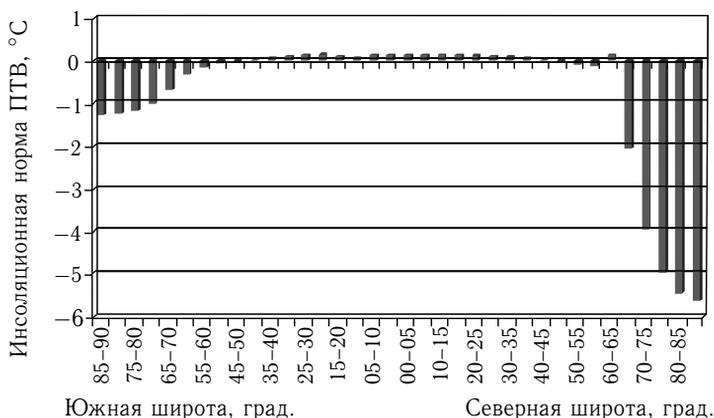


Рис. 3.3. Распределение годовых инсоляционных норм ПТВ по широтным зонам за 5860 лет

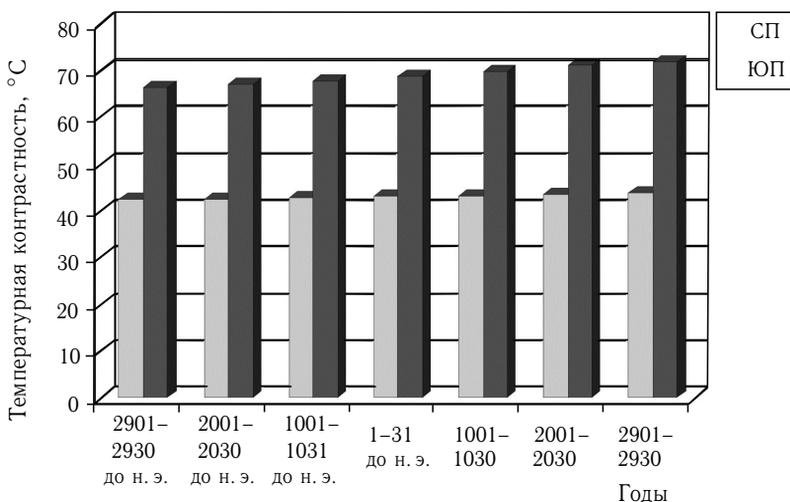


Рис. 3.4. Изменение температурной контрастности за 5860 лет в северном (СП) и южном (ЮП) полушарии

Для расчетов инсоляционных норм ПТВ летнего (в северном полушарии) полугодия использовались полиномиальные уравнения регрессии (полиномы 3-й степени), полученные для трех широтных диапазонов: 90° – 85° с.ш.– 30° – 25° с.ш.; 20° – 25° с.ш.– 55° – 60° ю.ш. и 60° – 65° ю.ш.– 85° – 90° ю.ш. (R^2 имеет значения, соответственно равные 0,9972, 0,9988 и 0,9949); и данные инсоляции (<http://www.solarclimate.com/sc/bd01.htm>).

Инсоляционная норма ПТВ Земли в летнее (в северном полушарии) полугодие за 1000 лет сокращается на $0,05^\circ\text{C}$ (от $15,21^\circ\text{C}$ до $15,16^\circ\text{C}$), норма ПТВ северного полушария — на $0,15^\circ\text{C}$ (от $18,71^\circ\text{C}$ до $18,56^\circ\text{C}$). Инсоляционная норма ПТВ южного полушария увеличивается на $0,05^\circ\text{C}$ (от $11,71^\circ\text{C}$ до $11,76^\circ\text{C}$). За 5860 (рис. 3.5) инсоляционная норма ПТВ для Земли сокращается на $0,28^\circ\text{C}$ (от $15,39^\circ\text{C}$ до $15,11^\circ\text{C}$), северного полушария — на $0,41^\circ\text{C}$ (от $19,23^\circ\text{C}$ до $18,42^\circ\text{C}$). Инсоляционная норма ПТВ южного полушария возрастает на $0,25^\circ\text{C}$ (от $11,55^\circ\text{C}$ до $11,80^\circ\text{C}$).

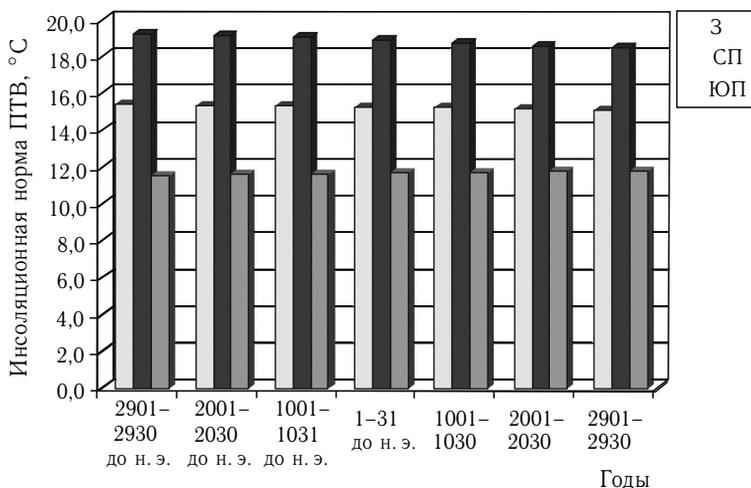


Рис. 3.5. Изменение инсоляционной нормы ПТВ в летнее (для северного полушария) полугодие за 5860 лет

Температурная контрастность (ТК) в северном полушарии в это полугодие за 1000 лет увеличивается на $1,10^\circ\text{C}$, или на $3,26\%$, разность инсоляционной нормы ПТВ в экваториальной и полярной зонах изменяется от $33,19^\circ\text{C}$ до $34,29^\circ\text{C}$. В южном полушарии ТК остается постоянной: $79,67^\circ\text{C}$. Значения ТК по климатической норме ПТВ (1961–1990 гг.) составляют $33,13^\circ\text{C}$ в северном полушарии и $81,37^\circ\text{C}$ в южном. За 5860 лет разность инсоляционной ПТВ в экваториальной и полярной зонах северного полушария увеличивается на $5,55^\circ\text{C}$, или на $17,2\%$ (рис. 3.6). В распределении по широтным зонам отмечается сокращение инсоляционной нормы ПТВ в диапазоне от 90° с. ш. до 10° с. ш. Для всех широтных зон, расположенных южнее отмеченного диапазона, в это полугодие отмечается увеличение инсоляционной нормы ПТВ (Федоров, Гребенников, 2017).

Для зимнего (в северном полушарии) полугодия расчеты инсоляционной ПТВ (табл. 3.6) также проводились по трем широтным диапазонам (90° – 85° с. ш. — 15° – 20° ю. ш. — полином 4-й степени;

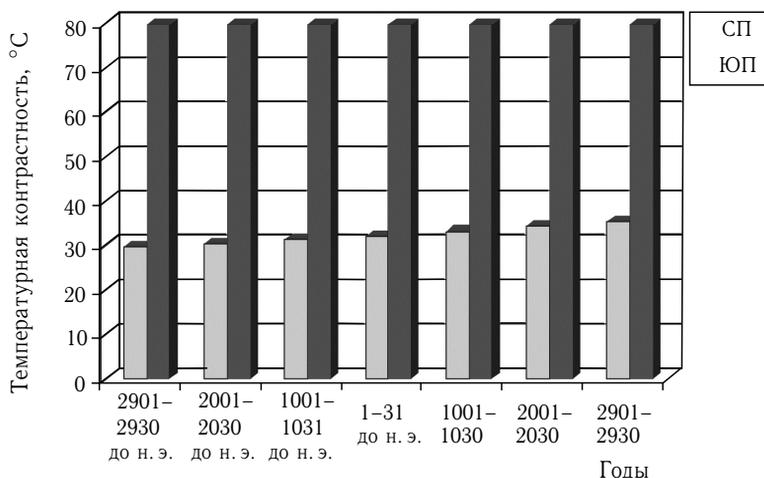


Рис. 3.6. Изменение температурной контрастности в полушариях в летнее полугодие (для северного полушария) за 5860 лет

20°–25° ю. ш. — 55°–60° ю. ш. — полином 3-й степени; 60°–65° ю. ш. — 85°–90° ю. ш. — полином 2-й степени) и данным инсоляции (<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>). Значения коэффициента детерминации (R^2) составили соответственно 0,9991, 0,9947 и 0,9921.

Сокращение инсоляционной нормы ПТВ Земли для этого полугодия за 1000 лет составляет 0,14 °C (от 12,91 ° до 12,77 °), южного полушария 0,32 °C (от 15,21 °C до 14,89 °C). В северном полушарии для этого полугодия отмечается увеличение инсоляционной нормы ПТВ на 0,06 °C (от 10,60 °C до 10,66 °C). На интервале продолжительностью в 5860 лет соответствующие значения составляют –0,66 °C, –1,21 °C и +0,28 °C (рис. 3.7).

В широтном диапазоне от 90° с. ш. до 20° ю. ш. отмечается слабое увеличение инсоляционной нормы ПТВ, южнее — сокращение. В летние для полушарий полугодия, таким образом, отмечается сокращение значений инсоляционных норм ПТВ, а в зимние — увеличение. Сезонные различия при этом сглаживаются.

В северном полушарии на интервале в 1000 лет разность инсоляционных норм ПТВ экваториальной (0°–5°) и полярной (85°–90°) зон в зимнее полугодие остается постоянной: 54,18 °C (при значении по фактической норме за 1961–1990, равном 53,32 °C). В южном полушарии эта разность (ТК) увеличивается на 3,67 °C (от 58,71 °C до 62,37 °C), или на 6,05 % (фактическое значение по норме 1961–1990 гг. составляет 62,83 °C). За 5860 лет в зимнее полугодие разность инсоляционной ПТВ в экваториальной и полярной зонах северного полушария изменяется всего на 0,01 °C, южного — на 18,31 °C, или на 32,77 % (рис. 3.8).

Таблица 3.6

Распределение ПТВ

(<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/absolute.nc>) и инсоляции (<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>) по широтным зонам (среднее за период с 1961 по 1990 гг. для зимнего полугодия)

Географическая широта, град.	Северное полушарие		Южное полушарие	
	ПТВ, °С	Инсоляция, Дж/м ²	ПТВ, °С	Инсоляция, Дж/м ²
0–5	26,17	6,4597962E+09	26,08	6,6979177E+09
5–10	26,17	6,1769974E+09	25,98	6,8895485E+09
10–15	25,80	5,8517847E+09	25,46	7,0333389E+09
15–20	24,34	5,4868641E+09	24,81	7,1284236E+09
20–25	21,88	5,0853867E+09	23,82	7,1744505E+09
25–30	18,13	4,6509633E+09	22,10	7,1716229E+09
30–35	13,22	4,1877025E+09	19,47	7,1207628E+09
35–40	8,95	3,7002881E+09	16,29	7,0234140E+09
40–45	4,59	3,1941305E+09	12,61	6,8820166E+09
45–50	–0,24	2,6756641E+09	8,63	6,7002273E+09
50–55	–3,96	2,1529634E+09	5,17	6,4835561E+09
55–60	–7,08	1,6371557E+09	2,27	6,2407970E+09
60–65	–14,30	1,1464088E+09	–0,73	5,9880293E+09
65–70	–19,06	7,2524403E+08	–6,39	5,7679208E+09
70–75	–21,30	4,2597109E+08	–18,21	5,6313333E+09
75–80	–24,21	2,1724329E+08	–26,62	5,5457116E+09
80–85	–26,48	8,2625691E+07	–30,22	5,4936654E+09
85–90	–27,15	1,6426973E+07	–36,85	5,4688775E+09

Характеристики термического режима в полушариях заметно отличаются (табл. 3.2). Лето в северном полушарии (18,54 °С) теплее, чем лето в южном полушарии (14,93 °С), а зима (10,63 °С) холоднее (11,79 °С). Летние различия инсоляционных норм ПТВ в полушариях увеличиваются: за 1000 лет на 0,17 °С, за 5860 лет на 0,8 °С (табл. 3.3, 3.4). Различия в зимних инсоляционных нормах ПТВ между полушариями практически не меняются (они незначительно сокращаются: за 1000 лет на 0,01 °С, за 5860 лет на 0,03 °С). Значения температурной контрастности в южном полушарии (по норме 1961–90 гг.) превышают значения ТК в северном полушарии в соответствующие полугодия (табл. 3.5–3.6). Зимняя ТК в южном полушарии (81,37 °С) в 1,53 превышает зимнюю ТК в северном полушарии (53,32 °С). Летняя ТК в южном полушарии (средняя на интервале 1000 лет — 62,93 °С)

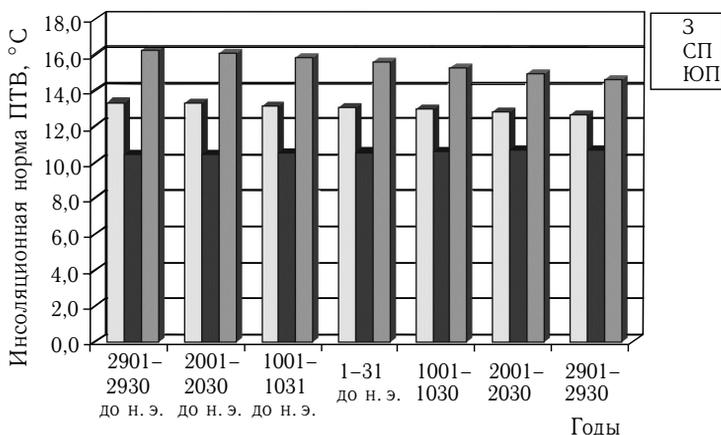


Рис. 3.7. Изменение инсоляционной нормы ПТВ в зимнее полугодие (для северного полушария) за 5860 лет

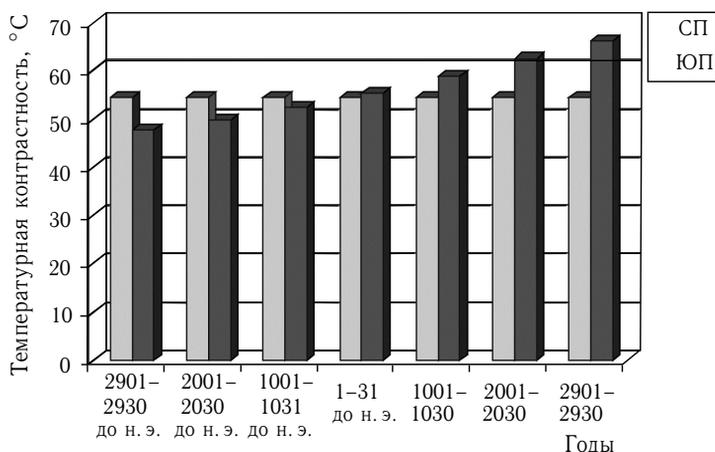


Рис. 3.8. Изменение температурной контрастности в полушариях за 5860 лет в зимнее полугодие (для северного полушария)

в 1,9 раза больше летней ТК в северном полушарии ($33,13^{\circ}\text{C}$). Различия между зимней и летней ТК в южном полушарии составляют $18,44^{\circ}\text{C}$, а в северном полушарии несколько больше ($20,19^{\circ}\text{C}$).

По архивным данным, годовая аномалия ПТВ (массив HadCRUT4) составляет за 2015 г. $0,745^{\circ}\text{C}$ для Земли, $1,001^{\circ}\text{C}$ для северного полушария и $0,492^{\circ}\text{C}$ — для южного полушария (<http://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature>). Поскольку окружающее Землю пространство имеет температуру абсолютного нуля по Кельвину, или -273°C ,

то изменения аномалии ПТВ относительно абсолютного значения ее климатической нормы (отражающей базовое состояние термического режима) 1961–1990 гг. составляют всего 0,26 % для Земли, 0,35 % для северного полушария и 0,17 % — для южного полушария (рис. 3.9). Но именно с этими изменениями ПТВ связаны многие современные озабоченности относительно причин и последствий изменения климата (<http://www.ipcc.ch>).

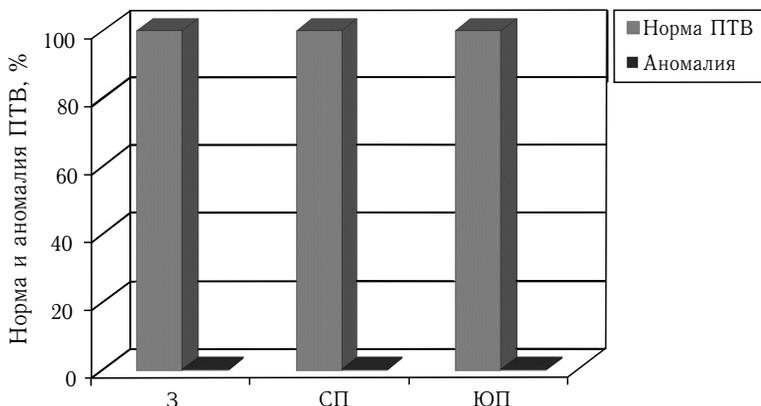


Рис. 3.9. Соотношение нормы и годовой аномалии ПТВ в температурном режиме Земли

Отсюда следует, что базовое состояние термического режима (характеристикой которого является инсоляционная норма ПТВ) глобального климата определяется инсоляцией и парниковым эффектом планеты. Это составляет: 99,74 % для Земли, 99,65 % для северного полушария и 99,83 % для южного полушария. Текущие изменения (аномалия ПТВ) слабо связаны непосредственно с поступлением радиации (ее приход к Земле мало меняется на исследуемых интервалах), но они могут быть связаны с ее распределением по широтам — инсоляционной контрастностью, которая изменяется весьма заметно. Текущие изменения ПТВ в северном полушарии значительно превосходят текущие изменения в южном полушарии (где термический режим более устойчив) (<http://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature>). Климатическая система Земли оказывается восприимчивой к этим малым вариациям (рис. 3.10) термического режима (<http://public.wmo.int/en>; <http://www.ipcc.ch>). Это проявляется, например, в сокращении площади морских льдов (Федоров, 2015 в), горных ледников, повышении уровня океана (Клиге и др., 2009; Малинин, 2015) и т. д.

Приходящее к Земле от Солнца тепло удерживается благодаря парниковому эффекту планеты. Под парниковым эффектом Земли понимается разность между фактической температурой поверхности

и эффективной температурой T_e Земли (Монин, Шишков, 2000). Эффективная температура T_e соответствует потоку L инфракрасного излучения от Земли, уходящему в космос, в расчете на единицу поверхности. T_e Земли оценивается (в К) в соответствии с законом Стефана–Больцмана

$$L = \sigma T_e^4,$$

т. е. в предположении, что Земля является черным телом. Таким образом, парниковый эффект Земли составляет

$$\Delta T = (T - T_e).$$

Эффективная температура Земли равна 249 К (или -24°C), температура земной поверхности — 288 К ($+15^\circ\text{C}$), следовательно, парниковый эффект определяется величиной в 39 градусов. Таким образом, соотношение факторов инсоляции и парникового эффекта в формировании термического режима Земли составляет 86,46% (249 град) и 13,54% (39 град) соответственно. Изменения парникового эффекта связываются, прежде всего, с изменением состава атмосферы (содержание водяного пара, CO_2 и других парниковых газов, аэрозолей, вулканической пыли и т. д.).

Проведенные расчеты и анализ полученных результатов показывают следующее.

1. Годовые инсоляционные нормы ПТВ Земли и полушарий на всем интервале продолжительностью 5860 лет сокращаются. Полугодовые инсоляционные нормы ПТВ в зимние для полушарий полугодия увеличиваются, а в летние сокращаются (сезонные различия сглаживаются). Годовые и полугодовые нормы инсоляционной ПТВ увеличиваются в экваториальной области Земли и сокращаются в полярных районах (широтная контрастность возрастает).
2. Температурная контрастность (межширотный градиент ПТВ) имеет в южном полушарии более высокие значения, чем в северном полушарии. В зимние для полушарий полугодия значения ТК практически не изменяются (оставаясь весьма высокими). В летние полугодия на всем интервале и в обоих полушариях они возрастают, наиболее сильно в южном полушарии. Следствием увеличения значений инсоляционной и температурной контрастности может быть увеличение неустойчивости в атмосфере (турбулентности), усиление меридионального переноса энергии и межширотного теплообмена (прежде всего, в форме переноса тепла вихревыми образованиями — тропическими и фронтальными циклонами, а также океаническими течениями).
3. Доля текущих изменений температурных характеристик в термическом режиме Земли составляет от 0,17% (в южном полушарии) до 0,35% (в северном полушарии). Климатическая система

Земли оказывается восприимчивой к малым текущим изменениям термического режима. Основные причины этих изменений, вероятно, определяются изменением активности Солнца, парникового эффекта, механизмов теплообмена и положительных и отрицательных обратных связей в климатической системе. Основная часть тепловой энергии (базовая часть термического режима) климатической системы Земли (от 99,65 % в северном полушарии до 99,83 % в южном полушарии) определяется инсоляцией и парниковым эффектом планеты. Характеристикой базовой составляющей термического режима является инсоляционная норма ПТВ. Таким образом, инсоляционные нормы ПТВ представляются реперами термического режима и индикаторами устойчивости глобального климата на интервале от 2930 до н.э. до 2930 лет н.э., охваченном точными расчетами инсоляции. Текущие изменения ПТВ (аномалия ПТВ) в интервале, охваченном метеорологическими измерениями, мало отличаются от климатической нормы ПТВ (<http://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature>). Тем не менее, причины малых значений аномалии ПТВ требуют изучения в связи с чувствительностью к ним климатической системы Земли.

Понятно, что если рассчитывать значения инсоляционных норм ПТВ от другой климатической нормы ПТВ, то они изменятся, однако их характер останется прежним, так как он связан с изменением только инсоляции.

3.2. Годовые инсоляционные ПТВ

По уравнениям регрессии, на основе которых в разделе 3.1 рассчитывались инсоляционные нормы ПТВ, нами вычислялись годовые инсоляционные ПТВ для отдельных лет в интервале с 1900 г. по 2016 г., обеспеченном достоверными метеоданными (<http://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature>; Jones et al., 1999, 2001, 2012; Brohan et al., 2006). Также рассчитывались абсолютные значения годовой ПТВ (для полушарий и Земли, в целом) путем алгебраического сложения значений аномалии ПТВ, представленных в массиве Had-CRUT4 (<http://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature>), с вычисленной нами (в разделе 3.1) по массиву абсолютных температур нормой ПТВ для базового периода 1961–1990 гг. (рис. 3.10).

По полученным рядам значений (с 1900 по 2016 гг.) фактической и инсоляционной ПТВ вычитанием соответствующих значений находилась разность между фактической и инсоляционной ПТВ, т.е. определялось расхождение между рядом фактических и рассчитанных глобальных годовых приповерхностных температур воздуха (табл. 3.7, рис. 3.11).

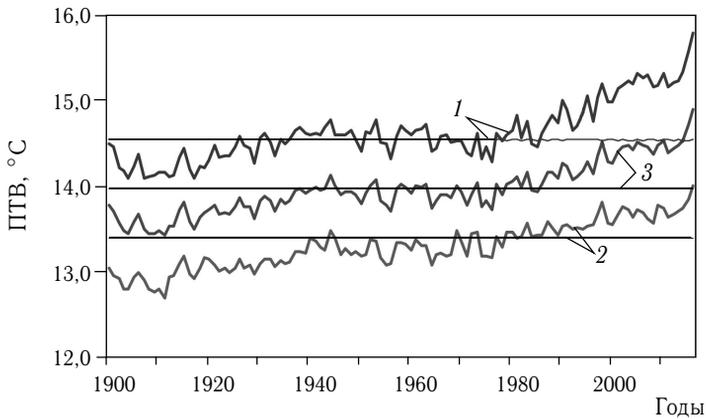


Рис. 3.10. Фактические (ломаные линии) и инсоляционные (прямые линии) годовые ПТВ: 1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Земля

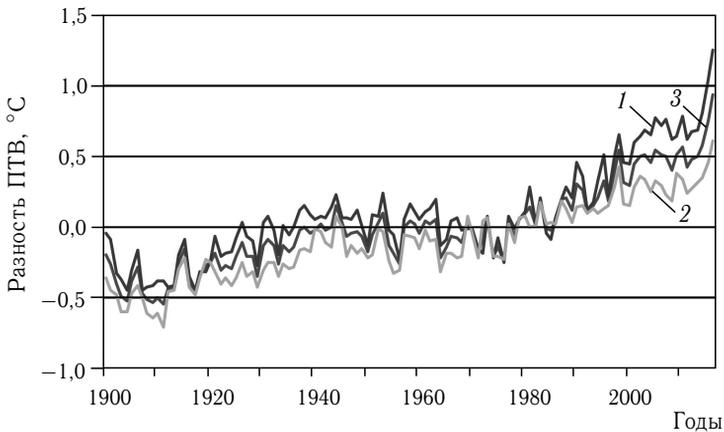


Рис. 3.11. Разность между фактическими и инсоляционными годовыми значениями ПТВ (1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Земля)

В северном полушарии фактические ПТВ превышают в среднем, инсоляционные. В южном полушарии, наоборот, фактические ПТВ в среднем уступают инсоляционным. Полученные значения разности сравнивались с данными аномалии ПТВ (<http://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature>), представленной в массиве HadCRUT4 (рис. 3.12).

Аномалия ПТВ, рис. 3.12, и разность фактических и инсоляционных ПТВ, рис. 3.11, корреляционно тесно связаны (коэффициент корреляции равен 0,999). Вычитанием рассчитанной разности фактических

Таблица 3.7

Средние и экстремальные значения разности фактической и инсоляционной годовой ПТВ в интервале с 1900 по 2016 гг.

Область	Разность ПТВ, °С		
	Среднее	Максимальное	Минимальное
Земля	-0,0054	0,9334	-0,5465
Северное полушарие	0,0922	1,2547	-0,4492
Южное полушарие	-0,1029	0,6111	-0,7109

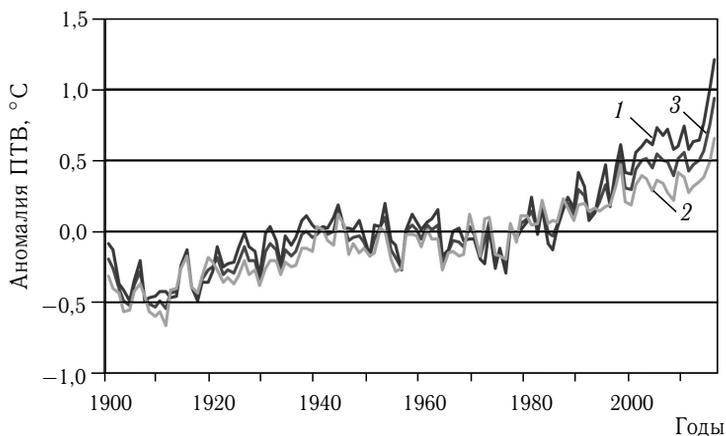


Рис. 3.12. Изменение аномалии ПТВ по данным HadCRUT4 (<http://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature>); 1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Земля

и инсоляционных ПТВ из соответствующих фактических значений аномалии ПТВ (<http://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature>) были получены характеристики их различий. Для Земли расхождение в среднем составляет $-0,0018^{\circ}\text{C}$, для северного полушария — $-0,0438^{\circ}\text{C}$, для южного полушария — $0,0403^{\circ}\text{C}$.

Ранее (раздел 3.1) нами были отмечены ошибки аппроксимации. Рассчитанная для периода 1961–1990 гг. инсоляционная норма ПТВ в южном полушарии превышала фактическую норму ПТВ этого периода на $0,0395^{\circ}\text{C}$. В северном полушарии она уступала ей на $0,0439^{\circ}\text{C}$. Фактическая норма ПТВ Земли оказалась на $0,0022^{\circ}\text{C}$ выше рассчитанной для нее инсоляционной нормы. Таким образом, расхождения между фактическими значениями аномалии ПТВ (рис. 3.12) и разностью фактических и инсоляционных ПТВ (рис. 3.11) совпадают

по знаку и по величине с отмеченными ошибками аппроксимации. Неполное совпадение значений определяется тем, что отмеченные ранее ошибки аппроксимации относятся к периоду 1961–1990 гг., а рассчитанные в этом разделе — к периоду 1900–2016 гг. Иными словами, различия между аномалией ПТВ и разностью фактических и инсоляционных ПТВ определяются, в основном, только величиной ошибки аппроксимации.

В среднем по модулю значения фактической аномалии ПТВ составляют $0,234^{\circ}\text{C}$, $0,254^{\circ}\text{C}$ и $0,238^{\circ}\text{C}$ для Земли, северного и южного полушария соответственно. Средние для интервала 1900–2016 гг. аномалии ПТВ составляют для северного полушария $+0,048^{\circ}\text{C}$, для южного полушария $-0,063^{\circ}\text{C}$, для Земли $-0,007^{\circ}\text{C}$. Таким образом, средние значения аномалии ПТВ в полушариях противоположны по знаку (рис. 3.13).

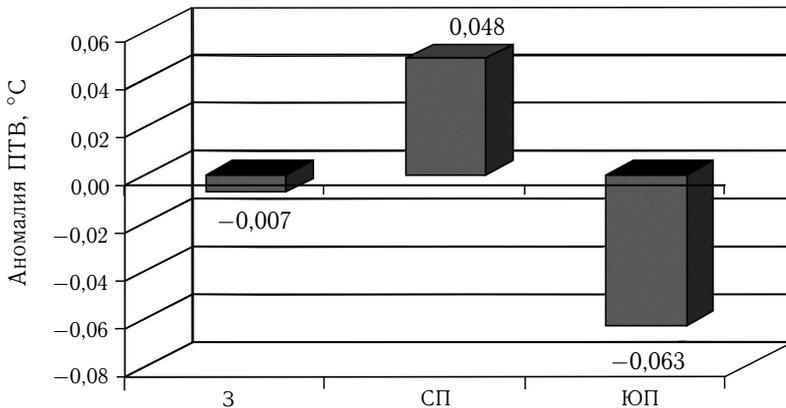


Рис. 3.13. Средние многолетние значения аномалии ПТВ (З — Земля, СП — северное полушарие, ЮП — южное полушарие)

Температурная контрастность в северном полушарии (рис. 3.14) увеличивается с 1900 г. по 2016 г. от $43,44^{\circ}\text{C}$ до $43,48^{\circ}\text{C}$ (на $0,04^{\circ}\text{C}$, или на $0,09\%$). В южном полушарии ТК увеличивается (рис. 3.15) от $70,73^{\circ}\text{C}$ до $70,87^{\circ}\text{C}$ (увеличение составляет $0,14^{\circ}\text{C}$, или $0,20\%$). Итак, увеличение ТК на этом интервале в южном полушарии почти в 3,5 раза превышает увеличение ТК в северном полушарии.

Представленные на рис. 3.12 временные ряды фактической аномалии ПТВ имеют высокую положительную корреляцию (вероятность $0,99$) с временным изменением годовых значений температурной контрастности. В северном полушарии коэффициент корреляции равен $0,794$, в южном полушарии — $0,869$. Сходные значения коэффициента корреляции характерны и для рядов разности фактической

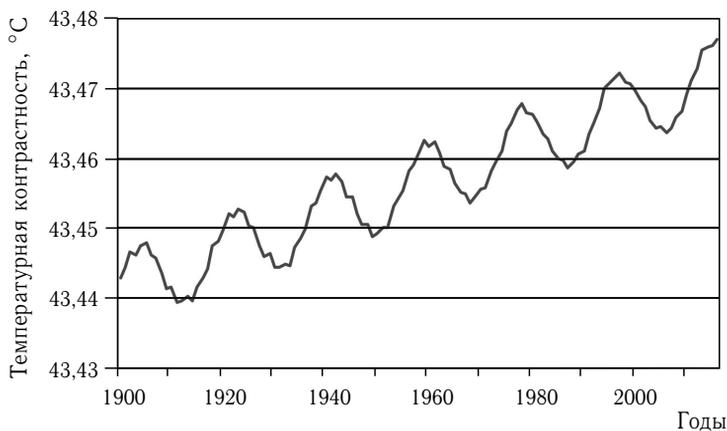


Рис. 3.14. Изменение температурной контрастности в северном полушарии

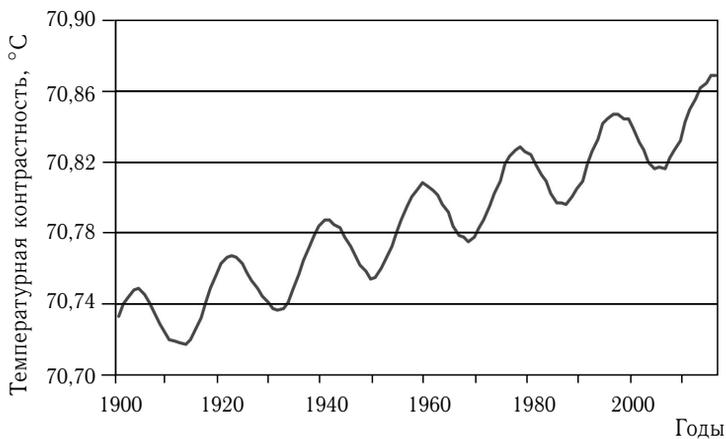


Рис. 3.15. Изменение температурной контрастности в южном полушарии

и инсоляционного годовой ПТВ (рис. 3.11). Они имеют соответствующие значения коэффициента корреляции, равные 0,794 и 0,871. Следовательно, изменения аномалии ПТВ во времени определяются изменением температурной контрастности (межширотного градиента температуры), что подтверждается тесной и положительной корреляционной связью между ними. Физически эта связь может проявляться изменением интенсивности межширотного теплообмена (усилением работы «тепловой машины первого рода»), механизм действия которого регулируется ИК. На рис.3.14 и 3.15 отчетливо видна 19-летняя периодичность, связанная с нутацией — изменением наклона оси вращения Земли (глава 2).

Проведен корреляционный анализ рядов фактической и инсоляционной ПТВ и аномалии ПТВ в диапазоне от 1900 г. до 2016 г. с приходящей солнечной радиацией и инсоляционной контрастностью (ИК) приходящей солнечной радиации (<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>) (табл. 3.8). Под инсоляционной контрастностью нами понимается разность годовой инсоляции в диапазоне 0° – 45° и в диапазоне 45° – 90° в полушариях. Эта величина отражает разность инсоляции в области, являющейся источником тепла и инсоляции в области стока тепла.

Таблица 3.8

Корреляция инсоляции и ПТВ

Глобальная температура	Приходящая радиация			Инсоляционная контрастность		
	Земля	СП	ЮП	Земля	СП	ЮП
Фактическая ПТВ	0,003	0,010	–0,001	0,835	0,786	0,856
Аномалия ПТВ	0,003	0,010	–0,001	0,835	0,786	0,856
Инсоляционная ПТВ	0,256	0,780	0,142	–0,894	–0,447	–0,949
Температурная контрастность (ТК)		0,163	0,099		0,999	0,998

Связь во временном распределении фактической ПТВ, ее аномалии и приходящей к Земле солнечной радиации ($R < 0,01$) не отмечается. Одновременно отмечается тесная положительная связь фактической ПТВ, ее аномалии с инсоляционной контрастностью. Инсоляционные ПТВ имеют тесную отрицательную корреляцию с ИК в южном полушарии и для Земли. Тесная положительная связь инсоляционной ПТВ с приходящей радиацией отмечается только в северном полушарии. Температурная контрастность характеризуется линейной зависимостью от инсоляционной контрастности (табл. 3.8).

Таким образом, в полушариях средние аномалии фактических ПТВ имеют противоположные значения, что указывает на то, что механизмы теплообмена по-разному влияют на их температурные режимы. То есть эффекты от перераспределения приходящего от Солнца тепла, определяемого механизмом межширотного теплообмена, в полушариях имеют существенные различия. Изменение во времени фактической ПТВ (ее аномалии) не связано с изменением приходящей солнечной радиации, но зависит от непостоянства температурной и инсоляционной контрастности. При этом температурная контрастность линейно связана с инсоляционной контрастностью (рис. 3.16, 3.17).

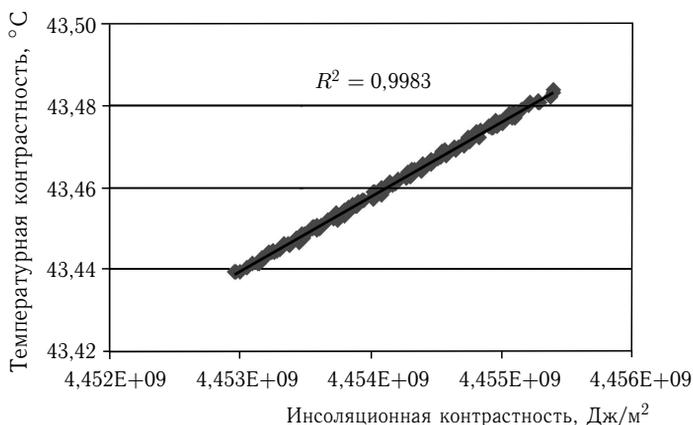


Рис. 3.16. Связь между температурной и инсоляционной контрастностями в северном полушарии

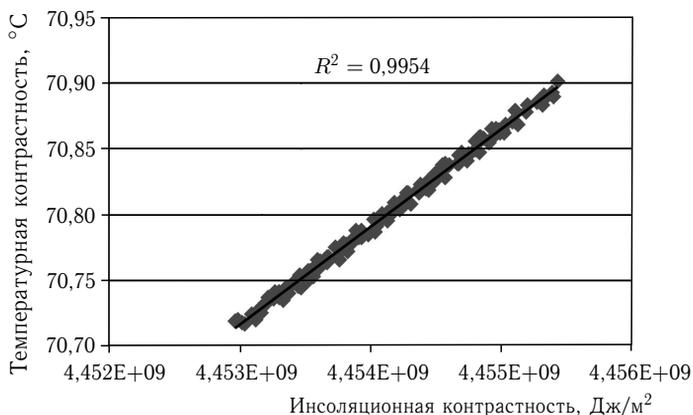


Рис. 3.17. Связь между температурной и инсоляционной контрастностями в южном полушарии

Фактическая ПТВ, как показано в этом разделе, отличается от инсоляционной на величину аномалии ПТВ (относительно периода 1961–1990 гг.). В выполненных расчетах инсоляционных норм и годовых ПТВ по данным приходящей радиации эта аномалия не учитывается. Однако она может учитываться на основе найденной связи аномалии ПТВ с инсоляционной контрастностью (табл. 3.8).

Глава 4

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ И ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ АНОМАЛИИ ПРИ ПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Приходящая к Земле (без учета атмосферы) солнечная радиация и рассчитанная на ее основе инсоляционная приповерхностная температура имеют, в общем, правильный вековой, многолетний и годовой ход, особенности (вариации) которого подробно изложены в главе 2. Однако, проходя через атмосферу и соприкасаясь с неоднородной земной поверхностью, лучистая энергия (коротковолновое излучение) трансформируется в тепловую энергию (длинноволновое излучение). В связи с эллипсоидной формой Земли, наклоном оси ее вращения и неоднородностью земной поверхности процесс преобразования лучистой энергии в тепловую энергию подвержен изменениям как во времени, так и в пространстве. Приходящее в климатическую систему солнечное тепло, во-первых, удерживается парниковым эффектом планеты, который в основном зависит от химического состава атмосферы (прежде всего, водяного пара). Во-вторых, перераспределяется внутри климатической системы различными механизмами теплообмена (эффект от которых усиливается или ослабляется обратными связями в климатической системе). Наиболее важными из механизмов теплообмена являются: межширотный теплообмен, теплообмен в системе океан–материк (сезонная смена теплых и холодных областей), теплообмен в системе океан–атмосфера (Шулейкин, 1953). В предыдущем разделе анализировались инсоляционные ПТВ, рассчитанные на основе изменения только инсоляционного фактора и не учитывающие все эти механизмы теплообмена и изменение парникового эффекта. В этой главе анализируются изменения фактической ПТВ — значений аномалии ПТВ, отражающие изменения в механизмах теплообмена и парниковом эффекте планеты.

4.1. Корреляционный анализ инсоляции и аномалии ПТВ

Корреляционный анализ пространственной и временной изменчивости аномалии ПТВ состоит из двух частей. В первой части (раздел 4.1.1) проводился корреляционный анализ распределения средних

для широтных зон (среднеголетних за период с 1900 г. по 2014 г.) значений аномалии ПТВ с распределением по широтным зонам трех показателей инсоляции:

- 1) среднеголетней (за период с 1900 г. по 2014 г.) для широтных зон аномалией инсоляции — R_1 ; аномалия инсоляции рассчитывалась относительно базового для ПТВ периода 1961–1990 гг.;
- 2) разности инсоляции 2014 г. и 1900 г. (для соответствующих широтных зон) — R_2 ;
- 3) среднеголетней (за период с 1900 г. по 2014 г.) для соответствующих широтных зон инсоляцией — R_3 .

Анализ проводился для годовых и полугодовых значений аномалии ПТВ и инсоляции.

Во второй части (раздел 4.1.2) проводится корреляционный анализ временных рядов (годовых и полугодовых значений) аномалии ПТВ и соответствующих значений аномалии инсоляции внутри отдельных широтных зон. Полученное во второй части распределение коэффициента корреляции по широтным зонам сравнивалось с распределением трех отмеченных выше для первой части параметров инсоляции. В качестве исходных температурных данных в обоих случаях (раздел 4.1.1 и 4.1.2) использовался массив HadCRUT 4.4, полученный по ансамблю 100 модельных расчетов месячных значений аномалии ПТВ (<http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadcrut4/data/current/download.html>; Jones et al., 1999, 2012; Morice et al., 2012; Osborn, Jones, 2014).

Разрешение массива по пространству составляет 5° по широте и долготе. Осреднением по всем месяцам года были рассчитаны среднегодовые значения аномалии. Осреднением по месяцам с апреля по сентябрь рассчитывались значения для летнего полугодия, по месяцам с октября по март — для зимнего полугодия. Зимнее и летнее полугодия в работе указаны относительно северного полушария. Отмеченное осреднение по месяцам связано с необходимостью минимизации полугодовых различий, связанных со сдвигом по фазе начала календарных полугодий относительно астрономических полугодий, для которых рассчитывалась инсоляция (<http://www.solar-climate.com>).

4.1.1. Анализ распределения средних многолетних значений аномалии ПТВ и инсоляции по широтным зонам. Исследовалась связь распределения среднеголетних для 5° -градусных широтных зон (за период с 1900 г. по 2014 г.) годовых и полугодовых значений аномалии ПТВ и среднеголетних значений аномалии инсоляции (за тот же период для соответствующих широтных зон). Распределение среднегодовых значений аномалии ПТВ по широтным зонам представлено на рис. 4.1. Сходный с годовым характер распределения средней аномалии ПТВ по широтным зонам получен для летнего и зимнего полугодий (Федоров, 2016 б).

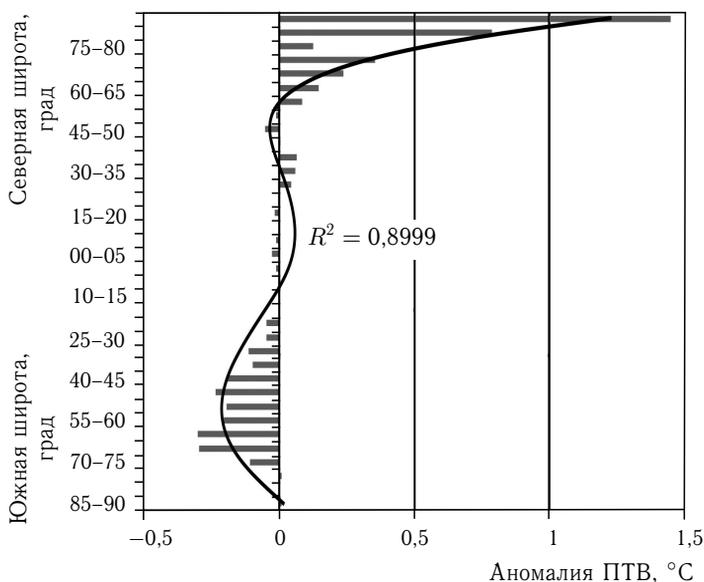


Рис. 4.1. Распределение среднегодовых для широтных зон значений аномалии ПТВ за период с 1900 г. по 2014 г. (<http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadcrut4/data/current/download.html>). Аппроксимация — полином 5-й степени

На графике R^2 — коэффициент детерминации, отражающий вклад тренда в общую дисперсию ряда. В северном полушарии преобладают положительные средние значения аномалии ПТВ, в южном — отрицательные. Из данных массива аномалии ПТВ и рис. 3.12 следует, что за период с 1900 г. по 2014 г. ПТВ в северном полушарии повышалась более интенсивно, чем в южном полушарии. Малые средние значения (около нуля) аномалии ПТВ отмечаются в экваториальной области и в Антарктиде. В распределении аномалии инсоляции по широтным зонам за тот же период отмечается ее увеличение в полярных районах и уменьшение в экваториальной области (рис. 4.2). Разность инсоляции в 2014 г. и в 1900 г. для соответствующих широтных зон имеет обратный характер распределения.

Таким образом, во-первых, в полушариях отмечается различный по интенсивности температурный отклик на входящий в климатическую систему Земли внешний энергетический сигнал (симметричный для полушарий) — лучистую энергию. Во-вторых, связь распределения по широтам среднемноголетней годовой аномалии ПТВ с распределением среднемноголетней годовой аномалии инсоляции (R_1) и разности инсоляции в 2014 г. и 1900 г. (R_2) характеризуется разными знаками (положительным и отрицательным соответственно). Корреляция

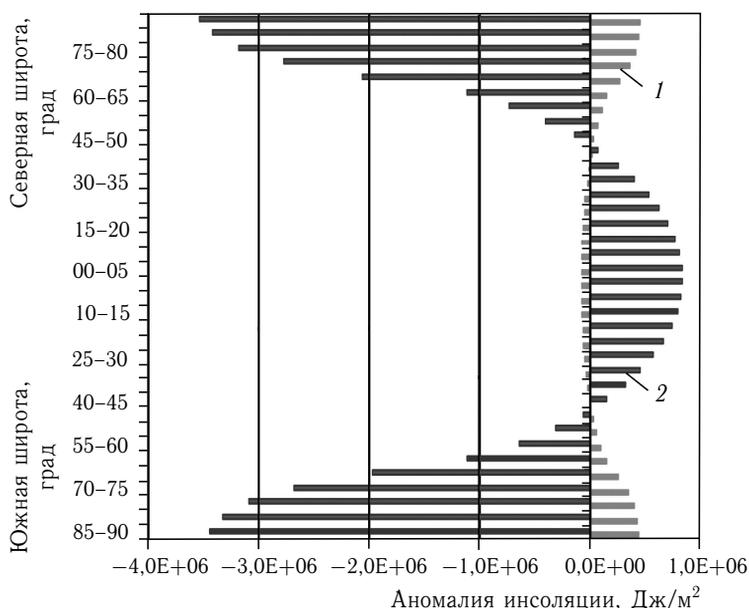


Рис. 4.2. Распределение среднегодовых значений аномалии инсоляции за период с 1900 г. по 2014 г. (1) и разности значений инсоляции в 2014 г. и в 1900 г. (2) по широтным зонам

средних за период с 1900 по 2014 гг. значений аномалии ПТВ и средних значений аномалии инсоляции по 18 соответствующим широтным зонам для северного полушария характеризуется значением R_1 , равным 0,760. Корреляция средних для широтных зон значений аномалии ПТВ и значений разности приходящей в 2014 г. и в 1900 г. в соответствующие широтные зоны лучистой энергии R_2 составляет $-0,758$. В южном полушарии эти значения соответственно равны $-0,114$ и $0,122$, т. е. имеют обратные (по отношению к значениям, полученным для северного полушария) знаки. Малые значения коэффициента корреляции указывают на слабые связи между распределением по широтным зонам средней аномалии ПТВ и показателей инсоляции в южном полушарии (Федоров, 2016 б).

Увеличением рядов при исследовании корреляции за счет последовательного добавления средних значений аномалии ПТВ и инсоляции для 5-градусных широтных зон от экватора в южное (океаническое) полушарие было получено распределение значений R_1 и R_2 для широтных диапазонов различной протяженности (19, 20 и т. д., до 36 5-градусных зон). Отсчет диапазонов при расчетах коэффициента корреляции проводился от северной полярной зоны $85^\circ-90^\circ$ (рис. 4.3, табл. 4.1).

Таблица 4.1

Значения коэффициента корреляции между среднеголетними (годовыми и полугодовыми) для широтных зон (за период с 1900 г. по 2014 г.) аномалиями ПТВ и соответствующими аномалиями инсоляции R_1

Широтные диапазоны, град.	Год	Летнее полугодие	Зимнее полугодие
85–90 с. ш.–0–5 с. ш.	0,76	0,67	0,73
85–90 с. ш.–0–5 ю. ш.	0,76	0,67	0,66
85–90 с. ш.–5–10 ю. ш.	0,76	0,66	0,59
85–90 с. ш.–10–15 ю. ш.	0,77	0,65	0,50
85–90 с. ш.–15–20 ю. ш.	0,77	0,65	0,42
85–90 с. ш.–20–25 ю. ш.	0,77	0,65	0,32
85–90 с. ш.–25–30 ю. ш.	0,77	0,66	0,24
85–90 с. ш.–30–35 ю. ш.	0,78	0,66	0,15
85–90 с. ш.–35–40 ю. ш.	0,78	0,67	0,08
85–90 с. ш.–45–50 ю. ш.	0,78	0,68	–0,01
85–90 с. ш.–50–55 ю. ш.	0,77	0,70	–0,09
85–90 с. ш.–55–60 ю. ш.	0,76	0,70	–0,15
85–90 с. ш.–60–65 ю. ш.	0,74	0,71	–0,20
85–90 с. ш.–65–70 ю. ш.	0,69	0,72	–0,27
85–90 с. ш.–70–75 ю. ш.	0,62	0,72	–0,32
85–90 с. ш.–75–80 ю. ш.	0,57	0,71	–0,32
85–90 с. ш.–80–85 ю. ш.	0,53	0,70	–0,29
85–90 с. ш.–85–90 ю. ш.	0,50	0,70	–0,28

Примечание: летнее и зимнее полугодия в северном полушарии.

Высокие (по модулю) значения R_1 и R_2 отмечаются в интервале от зоны 85°–90° с. ш. до зоны 45°–50° ю. ш. (здесь отмечается увеличение значений R в южном направлении). Максимальные значения коэффициента корреляции ($R_1 = 0,779$ и $R_2 = -0,777$) характерны для диапазона от 85°–90° с. ш. до 35°–40° ю. ш. С широтной зоны 45°–50° ю. ш. отмечается уменьшение (по модулю) значений коэффициента корреляции. Значения R_1 и R_2 для всей Земли составляют 0,499 и –0,495 соответственно. Отмеченные широтные диапазоны соответствуют особенностям пространственной структуры подстилающей поверхности (и климатической системы Земли). Северное

полушарие менее, а южное — более океаническое полушарие. Самый юг южного полушария занимает ледовый континент Антарктида. С этими особенностями подстилающей поверхности может быть связан различный по интенсивности характер отклика аномалии ПТВ на инсоляцию Земли.

Распределение R_2 имеет сходный с распределением R_1 (рис. 4.3) характер, отличия определяются только знаком.

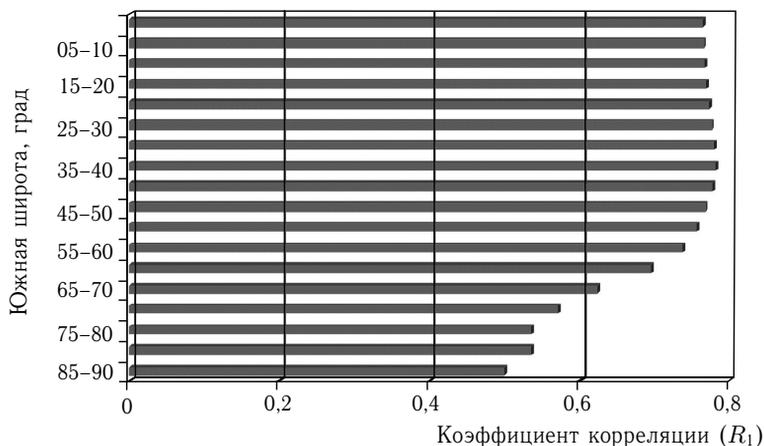


Рис. 4.3. Распределение значений коэффициента корреляции (R_1) для различных широтных диапазонов (пояснения в тексте)

Распределение средних по широтам значений аномалии ПТВ для летнего и зимнего полугодий сходно с распределением, полученным для среднегодовых значений аномалии ПТВ (рис. 4.1). Коэффициент детерминации R^2 (полином 5-й степени) для летнего полугодия составляет 0,829, для зимнего полугодия — 0,878. Распределение средних для полугодий значений аномалии инсоляции и разности инсоляции для соответствующих широтных зон в 2014 г. и 1900 г. приведены на рис. 4.4 и 4.5.

Значения R_1 и R_2 для южного полушария составляют 0,580 и $-0,561$, для северного полушария — 0,666 и $-0,667$, для Земли — 0,704 и $-0,705$ соответственно (знаки соответствующих коэффициентов корреляции, полученные для Земли, северного и южного полушария одинаковые). Продолжая для летнего полугодия, как и в случае годовых значений аномалии ПТВ, увеличение ряда от северного (более континентального) полушария в южное (более океаническое), получаем распределение R_1 (табл. 4.1, рис. 4.6) для широтных диапазонов различной протяженности (отсчет ведется от северной полярной зоны $85^\circ-90^\circ$). Распределение R_2 имеет сходный характер, отличия определяются только знаком.

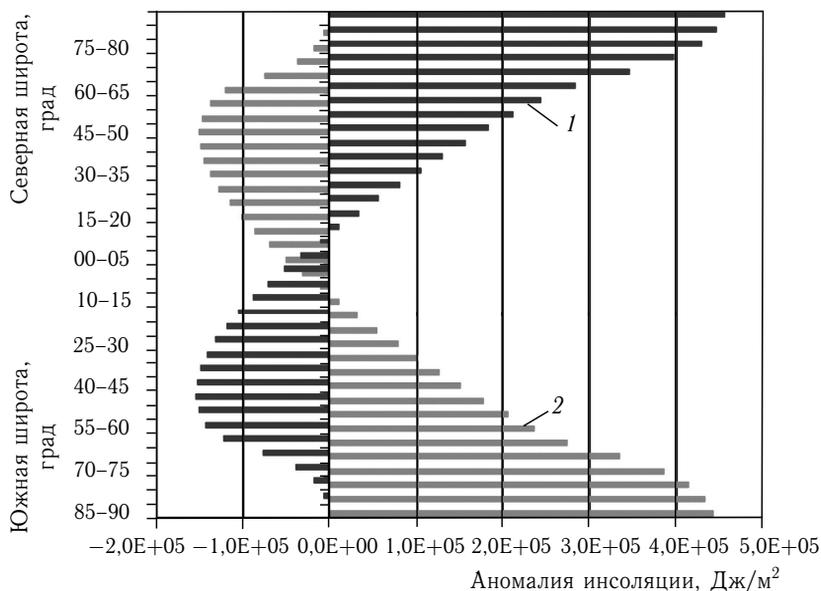


Рис. 4.4. Распределение средних для полугодий значений аномалии инсоляции (летнее полугодие — 1, зимнее полугодие — 2) по широтным зонам

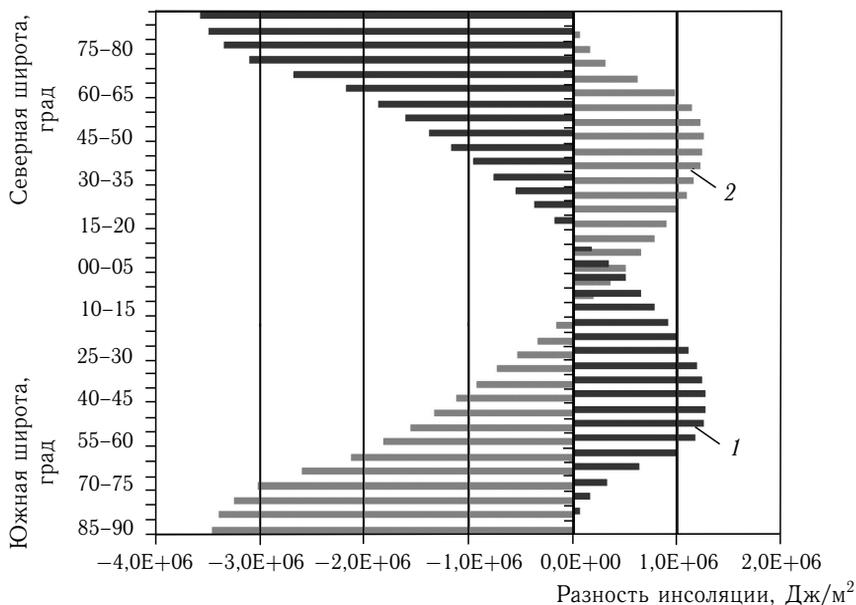


Рис. 4.5. Распределение разности инсоляции в 2014 г. и в 1900 г. (в соответствующих широтных зонах); 1 — летнее полугодие, 2 — зимнее полугодие

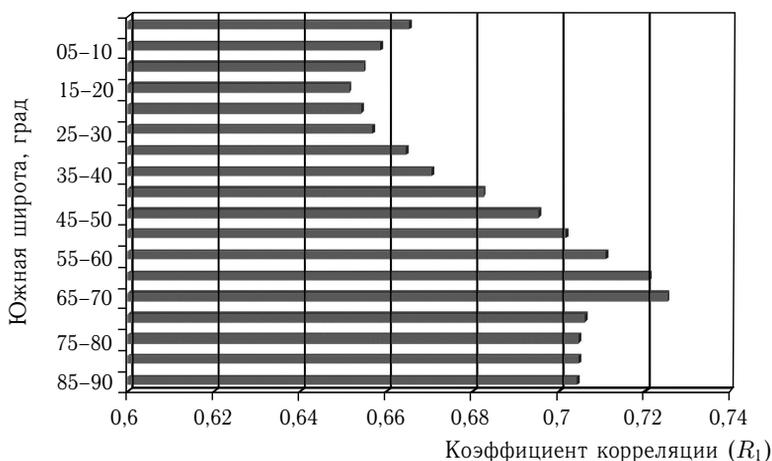


Рис. 4.6. Распределение коэффициента корреляции R_1 между средней аномалией ПТВ и средней аномалией инсоляции в летнее (для северного полушария) полугодие по широтным зонам

При этом также отмечается разный уровень связи в диапазонах $85^\circ-90^\circ$ с. ш.– $15^\circ-20^\circ$ ю. ш. (преимущественно континентальная область), $20^\circ-25^\circ$ ю. ш.– $65^\circ-70^\circ$ ю. ш. (преимущественно океаническая область) и $70^\circ-75^\circ$ ю. ш.– $85^\circ-90^\circ$ ю. ш. (ледовый континент Антарктида). В первом и третьем широтных диапазонах отмечается сокращение значений (по модулю) R_1 и R_2 в южном направлении, во втором увеличение.

Знаки R_1 и R_2 в зимнее (для северного полушария) полугодие по отношению к летнему полугодью и году изменяются на обратные (табл. 4.2). При этом в северном и южном полушариях отмечаются разные знаки для соответствующих коэффициентов корреляции. Значения R_1 и R_2 для южного полушария составляют $-0,292$ и $0,292$, для северного полушария — $0,726$ и $-0,750$ (однако в южном полушарии они сокращаются и затем меняют знак на обратный), для Земли они равны $-0,280$ и $0,267$ соответственно (рис. 4.7, табл. 4.2).

В южном полушарии в летнее (для этого полушария) полугодие наиболее отчетливо проявляется океанический и ледовый (антарктический) характер подстилающей поверхности. В распределении по широтным зонам он изменяет положительный знак корреляционной связи средней аномалии ПТВ и средней аномалии инсоляции на отрицательный (рис. 4.7)

Тесные положительные связи средней аномалии ПТВ и средней инсоляции (R_1) отмечаются в северном полушарии для годовых и полугодовых (зимних и летних) значений. Для Земли тесная положительная связь средней аномалии ПТВ и средней аномалии инсоляции (R_1)

Таблица 4.2
 Значения коэффициента корреляции в распределении по широтным зонам среднемноголетних значений аномалии ПТВ и показателей инсоляции (пояснения в тексте). Шрифтом выделены значения с вероятностью 0,99

	Земля			Северное полушарие			Южное полушарие		
	R_1	R_2	R_3	R_1	R_2	R_3	R_1	R_2	R_3
Год	0,499	-0,495	-0,341	0,760	-0,758	-0,633	-0,114	0,122	0,419
Летнее полугодие	0,704	-0,705	0,231	0,666	-0,667	-0,644	0,580	-0,561	0,129
Зимнее полугодие	-0,280	0,267	-0,681	0,727	-0,750	-0,617	-0,292	0,292	0,205

Примечание:

R_1 — коэффициент корреляции распределения по широтным зонам среднемноголетней для широтных зон аномалии ПТВ и аномалии инсоляции (за период с 1900 г. по 2014 г.);

R_2 — коэффициент корреляции распределения по широтным зонам среднемноголетней (за период с 1900 г. по 2014 г.) для широтных зон аномалии ПТВ и разности инсоляции в 2014 г. и в 1900 г.;

R_3 — коэффициент корреляции распределения по широтным зонам среднемноголетней аномалии ПТВ (за период с 1900 г. по 2014 г.) и инсоляции (среднемноголетней за период с 1900 г. по 2014 г.).

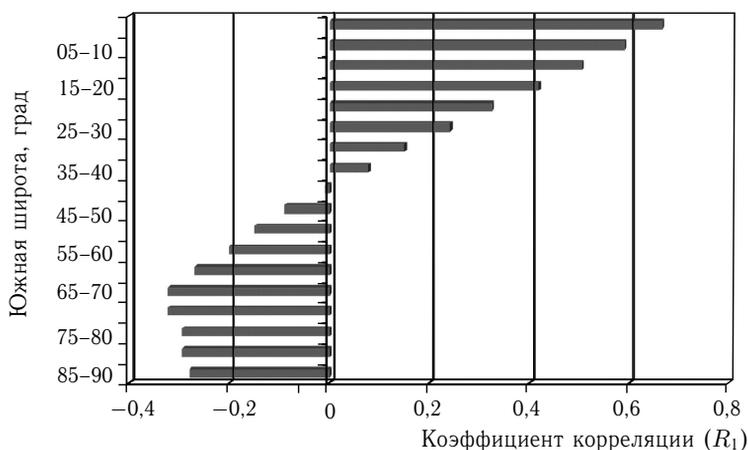


Рис. 4.7. Распределение коэффициента корреляции R_1 между средней аномалией ПТВ и средней аномалией инсоляции в зимнее полугодие (для северного полушария) по широтным зонам

отмечается для летнего (в северном полушарии) полугодия. В южном полушарии слабые положительные связи средней аномалии ПТВ и средней аномалии инсоляции с показателями инсоляции отмечаются только в летнее (для северного полушария) полугодие (табл. 4.1). Полученные положительные связи указывают на то, что изменчивость годовых и полугодовых значений среднесезонной аномалии ПТВ северного полушария в интервале с 1900 г. по 2014 г. по широтным зонам определяется межширотной изменчивостью аномалии инсоляции. Изменчивость среднесезонной аномалии ПТВ Земли по широтным зонам определяется межширотной изменчивостью инсоляции в летнее (для северного полушария) полугодие. Изменчивость среднесезонной аномалии инсоляции относительно слабо участвует в распределении среднесезонной аномалии ПТВ по широтным зонам в южном полушарии (только в зимнее в этом полушарии полугодие). В летнее в этом полушарии полугодие ведущим фактором, определяющим изменчивость аномалии ПТВ в распределении по широтным зонам, является характер подстилающей поверхности.

Таким образом, основным фактором, определяющим величину и распределение среднесезонной (за период с 1900 г. по 2014 г.) аномалии ПТВ (годовой и полугодий) по широтным зонам для северного полушария, является инсоляционный фактор (распределение среднесезонной аномалии инсоляции по широтным зонам; с этим показателем обнаружены положительные связи). Им же определяется величина и распределение по широтным зонам среднесезонной аномалии ПТВ Земли и, слабее, среднесезонной аномалии ПТВ южного полушария в летнее (для северного полушария) полугодие.

В зимнее (для северного полушария) полугодие для Земли и южного полушария ведущим фактором изменения величины и распределения средней аномалии ПТВ по широтным зонам является фактор, связанный с характером поступающей поверхности (влияние океана и Антарктиды).

4.1.2. Анализ многолетней изменчивости инсоляции и аномалии ПТВ. Исходными данными для анализа также были значения аномалии ПТВ, представленные в массиве HadCRUT 4.4 (<http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadcrut4/data/current/download.html>) и рассчитанные нами значения инсоляции (<http://www.solar-climate.com>). По временным рядам (за период с 1900 г. по 2014 г.) для отдельных широтных зон рассчитывались значения коэффициента корреляции между аномалией ПТВ и аномалией инсоляции (для годовых и полугодовых значений). Полученное распределение коэффициента корреляции по широтным зонам сравнивалось с распределением средне-многолетней (за период с 1900 г. по 2014 г.) аномалии инсоляции и разности инсоляции в 2014 г. и в 1900 г., а также с распределением по широтным зонам среднемноголетней инсоляции для периода с 1900 г. по 2014 г.

Распределение коэффициента корреляции по широтным зонам между годовыми значениями аномалии ПТВ и аномалии инсоляции показано на рис. 4.8.

Полученный характер распределения связи (значений коэффициента корреляции по широтным зонам) аномалии ПТВ и аномалии инсоляции определяется среднегодовым распределением инсоляции (рис. 3.1, 4.2). Коэффициент корреляции распределения среднегодовой инсоляции (за период с 1900 г. по 2014 г.) по широтным зонам с полученным распределением (рис. 4.8) связи аномалии ПТВ и аномалии инсоляции составляет 0,841. Распределение связи аномалии ПТВ и инсоляции по широтным зонам также, в свою очередь, связано с распределением разности инсоляции в 2014 г. и в 1900 г. для соответствующих широтных зон ($R = 0,675$), рис. 4.2. Таким образом, характер распределения связи (показателя связи R) временных рядов аномалии ПТВ и временных рядов аномалии инсоляции по широтным зонам определяется распределением по широтным зонам годовой инсоляции Земли, а также, но в меньшей степени, распределением разности инсоляции в 2014 г. и в 1900 г. по широтным зонам.

Распределение значений коэффициента корреляции между аномалией ПТВ и аномалией инсоляции, рассчитанных по временным рядам (с 1900 г. по 2014 г.) для каждой широтной зоны в летнее (в северном полушарии) полугодие, представлено на рис. 4.9.

Распределение коэффициента корреляции аномалии ПТВ и аномалии инсоляции по широтным зонам характеризуется значением R (корреляцией) с распределением по широтным зонам инсоляции за летнее полугодие, равным $-0,472$. Связь распределения коэффициента

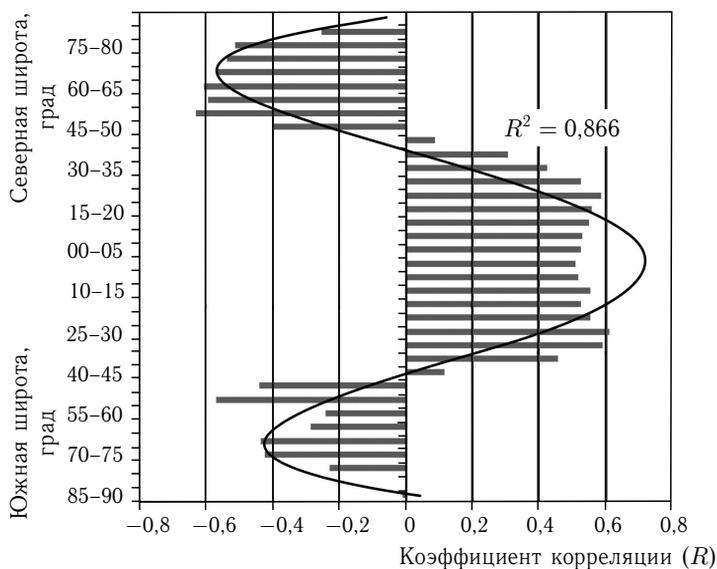


Рис. 4.8. Распределение коэффициента корреляции между годовыми значениями аномалии ПТВ и аномалии инсоляции по широтным зонам (аппроксимация — полином 4-й степени)

корреляции по широтным зонам с распределением разности инсоляции в 2014 г. и в 1900 г., полученной для каждой соответствующей широтной зоны, составляет 0,770. Следовательно, распределение связи аномалии ПТВ с аномалией инсоляции по широтным зонам в летнее полугодие определяется распределением по широтным зонам разности инсоляции, полученной для соответствующих широтных зон за период между 2014 г. и 1900 г. (рис. 4.5). Распределение по широтным зонам значений коэффициента корреляции, полученных для зимнего полугодия, представлено на рис. 4.10.

Распределение по широтным зонам связи аномалии ПТВ с аномалией инсоляции характеризуется коэффициентом корреляции с распределением средних за зимнее полугодие значений инсоляции равным $-0,537$. Коэффициент корреляции с распределением разности инсоляции для соответствующих широтных зон в 2014 г. и 1900 г. составляет 0,710.

Таким образом, распределение показателя связи (R) годовых значений аномалии ПТВ и инсоляции Земли по широтным зонам определяется (положительные связи) как распределением среднегодовой инсоляции (0,841), так и распределением разности инсоляции в 2014 г. и 1900 г. в соответствующих широтных зонах (0,675) (рис. 4.2). Распределение показателя связи (R) полугодических значений аномалии ПТВ и инсоляции Земли по широтным зонам определяется, в основном,

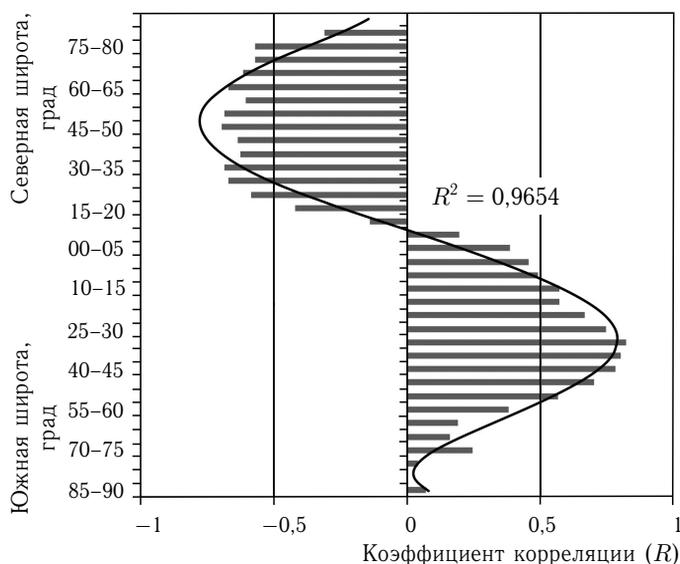


Рис. 4.9. Распределение коэффициента корреляции между значениями аномалии ПТВ и аномалии инсоляции в летнее (для северного полушария) полугодие (аппроксимация — полином 5-й степени) по широтным зонам

распределением разности инсоляции в 2014 г. и 1900 г. в соответствующих широтных зонах и полугодиях (0,770 — летнее, 0,710 — зимнее) (рис. 4.5). Следует отметить, что распределение разности инсоляции в 2014 г. и 1900 г. по широтным зонам отражает изменение распределения межширотного градиента инсоляции за этот период. Тесные, но отрицательные значения R распределения связи аномалии ПТВ с аномалией инсоляции по широтным зонам отмечаются с распределением средней аномалии инсоляции. Для годовой аномалии эта связь характеризуется значением коэффициента корреляции, равным $-0,670$, для летнего полугодия — $-0,772$, для зимнего полугодия — $-0,716$ (рис. 4.2, 4.4). Все значения коэффициента корреляции значимы с вероятностью 0,99.

Подводя итоги проведенного анализа, можно отметить следующее. Полученная (в разделе 4.1.1) картина связей аномалии ПТВ с инсоляцией и различный по интенсивности температурный отклик климатической системы Земли (рис. 4.1) на в целом сходную за год инсоляцию полушарий (рис. 4.2, 4.4), вероятно, связана с различной пространственной структурой (неоднородностью) подстилающей поверхности. Широтные диапазоны с различным характером подстилающей поверхности соответствуют более континентальной области (северное полушарие и приэкваториальная часть южного полушария), более океанической области (южное полушарие, до 65° – 70° ю. ш.) и ледовой

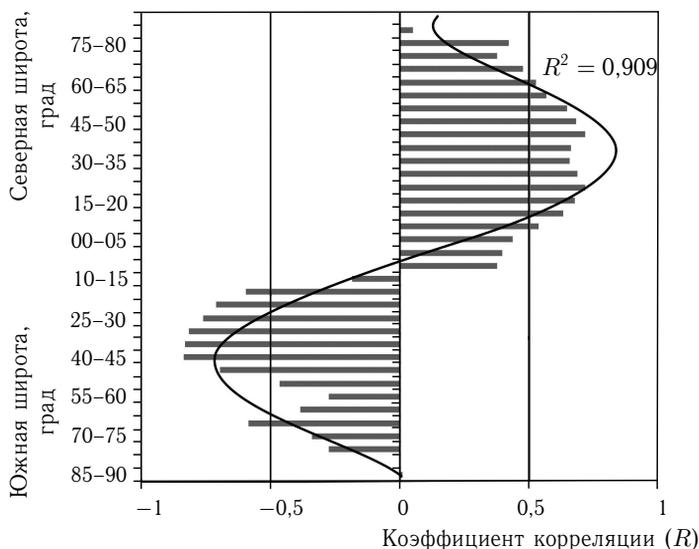


Рис. 4.10. Распределение коэффициента корреляции между значениями аномалии ПТВ и аномалии инсоляции в зимнее (для северного полушария) полугодие (аппроксимация — полином 5-й степени) по широтным зонам

поверхности материка Антарктида. Влияние структуры земной поверхности на характер связи аномалии ПТВ с инсоляцией проявляется в изменчивости по широтным зонам величины и знака коэффициента корреляции между аномалией ПТВ и показателями инсоляции (рис. 4.3, 4.6, 4.7).

В общем виде механизм образования отмеченных связей аномалии ПТВ и инсоляции Земли можно представить следующим образом.

Полученные ранее (глава 2) результаты показывают, что инсоляция Земли увеличивается в экваториальной области и сокращается в полярных районах (Федоров, 2015, а, б). Это отмечается и для исследуемого в настоящей работе периода 1900–2014 гг. (рис. 4.2). Следствием этого будет увеличение межширотного градиента инсоляции (инсоляционной контрастности) и усиление переноса энергии (тепла) из экваториальной области к полярным районам (Шулейкин, 1953; Лоренц, 1970; Пальмен, Ньютон, 1973). Также с увеличением ИК связано усиление турбулентности в атмосфере (раздел 2.7) Переносимое (прежде всего, вихревыми образованиями — тропическими и фронтальными циклонами) воздушными массами от экватора к полюсам тепло приходит на различную по характеру в полушариях подстилающую поверхность.

В северном полушарии адвекция теплых воздушных масс приводит к повышению ПТВ (явное тепло). Увеличение ПТВ в области стока тепла в северном полушарии приводит к изменению состава атмосферы,

прежде всего, из-за увеличения содержания водяного пара, особенно в Арктических районах (Алексеев, 2015; Малинин, 2012; Малинин, Гордеева, 2015).

Это способствует усилению парникового эффекта и дополнительно повышению ПТВ. Увеличение тепла в северной области его стока происходит и вследствие конденсации при адвекции теплых воздушных масс и их взаимодействии с холодной подстилающей поверхностью (скрытое тепло). Следует отметить, что 60,7% площади в северном полушарии занимает океан, 39,3% площади приходится на континенты; в южном полушарии это соотношение составляет 80,9% и 19,1% (Истошин, 1953). При этом площадь области источника тепла в каждом полушарии приблизительно в 2,7 раза больше площади области стока тепла. Кроме того, межширотный перенос осуществляется как в атмосфере, так и в океане. Таким образом, увеличение ПТВ в северном полушарии связано с положительной компенсацией сокращения тепла, определяемого сокращением инсоляции (отмечаемого для полярных районов), переносом тепла, связанного с усилением межширотного теплообмена (и положительными обратными связями, например снижением альбедо из-за сокращения площади морских льдов в летний период). Этим определяется положительный знак средней аномалии ПТВ в полушарии для периода с 1900 г. по 2014 г. Этот механизм подтверждается тем, что изменение связи аномалии ПТВ и инсоляции по широтным зонам характеризуется положительной корреляцией с изменением разности инсоляции (0,675 — годовые, 0,770 — летнее полугодие, 0,710 — зимнее полугодие). Разность инсоляции отражает изменение в распределении межширотного градиента инсоляции (ИК) за период с 1900 г. по 2014 г.

В южном полушарии приходящие теплые воздушные массы отдают тепло океану, обладающему низкой температурой и большой теплоемкостью, и охлаждаются. Кроме того, сильное охлаждающее воздействие в этом полушарии связано с ледовым континентом Антарктидой (этим определяется более высокое значение межширотного градиента температуры, чем в северном полушарии). Также из-за неоднородной подстилающей поверхности в северном полушарии вихревой межширотный перенос тепла (циклонами), вероятно, происходит более интенсивно, чем в южном полушарии. В южном полушарии из-за однородного характера поверхности и существенно большего значения межширотного градиента температуры более интенсивно, чем в северном полушарии, проявляется циркуляционный (преимущественно западный — «ревущие сороковые») перенос тепла, связанный с действием силы Кориолиса (Пальмен, Ньютон, 1973).

Вследствие этого в южном полушарии межширотный (меридиональный) теплообмен отчасти «блокируется» зональным движением воздушных масс. Положительная компенсация потери атмосферой тепла, связанной с сокращением инсоляции, наступает в южном полушарии позднее, чем в северном полушарии (растягивается во времени из-за

большой инертности и слабой интенсивности отклика климатической системы в этом полушарии). Этим объясняется отрицательный знак средней аномалии ПТВ в полушарии за период с 1900 г. по 2014 г. (рис. 4.1). Знаки средней аномалии также связаны и с выбором временного интервала климатической нормы (1961–1990 гг.). При смещении интервала в прошлое величины средней аномалии в обоих полушариях будут стремиться к положительным значениям. При смещении в будущее они устремятся к отрицательным в связи с тенденцией увеличения аномалии, проявляющейся на всем, обеспеченном метеоданными, интервале (глава 3, рис. 3.12). Процессы потепления как и похолодания, в южном полушарии, следовательно, проявляются с меньшей интенсивностью, чем в северном полушарии. Отсюда следует запаздывание во времени климатических событий (откликов) в южном полушарии относительно северного полушария. Таким образом, различия в интенсивности температурных откликов в полушариях на сходный (симметричный) для полушарий входящий энергетический сигнал определяются:

- 1) балансом приходящего в области стока тепла в результате усиления межширотного теплообмена и сокращения тепла из-за сокращения приходящей в эти области лучистой энергии;
- 2) характеромстилающей поверхности, диктующим различия в балансе тепла в областях его стока в полушариях.

То, «...что климат определяется солнечной радиацией, приходящей на внешнюю границу атмосферы, составом атмосферы и строением земной поверхности» (Будыко. 1974, стр. 37) широко и давно известно. Как показывают полученные результаты, изменения аномалии ПТВ также определяются сочетанием всех этих факторов (Федоров, 2016 б).

В заключении раздела напомним, что основным фактором, задающим величину и распределение средней (за период с 1900 г. по 2014 г.) аномалии ПТВ (годовой и полугодий) по широтным зонам для северного полушария, является инсоляционный фактор. Им же определяется величина и распределение средней аномалии ПТВ Земли и (слабее) средней аномалии ПТВ южного полушария по широтным зонам в летнее (для северного полушария) полугодие. В зимнее (для северного полушария) полугодие для Земли и южного полушарий основной причиной изменения величины и распределения средней аномалии ПТВ по широтным зонам является характерстилающей поверхности (влияние океана и Антарктиды).

Изменчивость значений аномалии ПТВ внутри широтных зон во времени также характеризуются тесными корреляционными связями с изменением значений аномалии инсоляции. Распределение коэффициента корреляции годовых значений аномалии ПТВ и инсоляции Земли по широтным зонам определяется (положительные связи) как распределением среднегодовой инсоляции (0,841), так и распределением разности инсоляции в 2014 г. и 1900 г. в соответствующих

широтных зонах (0,675). Распределение связи полугодовых значений аномалии ПТВ и инсоляции Земли R по широтным зонам в основном определяется распределением разности инсоляции в 2014 г. и 1900 г. (0,770 — в летнее полугодие, 0,710 — в зимнее полугодие). Распределение разности инсоляции в 2014 г. и 1900 г. по широтным зонам отражает изменение распределения инсоляционной контрастности (или межширотного градиента инсоляции) за этот период. Связь изменения ПТВ и аномалии ПТВ с инсоляционной контрастностью во времени отмечалась в предыдущей главе (табл. 3.8).

Различия в интенсивности температурного отклика в полушариях на усиление инсоляционной контрастности определяются неоднородностью подстилающей поверхности полушарий, влияющей на работу механизмов теплообмена. Знак средней аномалии ПТВ в полушариях (симметрия или асимметрия) определяется балансом приходящего тепла в результате переноса из области источника тепла (плюс) и сокращения тепла из-за сокращения инсоляции в полярных районах (минус) с учетом широтных диапазонов с различным характером связи инсоляции и аномалии ПТВ (из-за неоднородной подстилающей поверхности в полушариях). Он также связан с выбором временного интервала климатической нормы.

Отмеченным балансом тепла определяются и различия абсолютных температур в полушариях: южное полушарие на $1,23^{\circ}\text{C}$ холоднее северного полушария (по норме 1961–1990 гг.). В 2015 г. эти различия между ПТВ в полушариях увеличились до $1,74^{\circ}\text{C}$ (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature>). Знак и величина аномалии ПТВ, как показано в разделе, определяются инсоляцией Земли, характером подстилающей поверхности и обратными связями в климатической системе (увеличение содержания водяного пара в атмосфере). Соотношением этих факторов в основном и определяются изменения температурных характеристик климата в интервале с 1900 г. по 2014 г.

4.2. Вековые тренды и прогноз изменения аномалии ПТВ

На основе уравнений регрессии выполнено моделирование изменения годовой аномалии ПТВ Земли и полушарий. Алгоритм моделирования аномалии ПТВ включает следующие этапы.

1. Определение достоверных вековых интервалов с устойчивой и высокой корреляцией аномалии ПТВ с инсоляционной контрастностью (ИК — аналог межширотного градиента приходящей солнечной радиации).

2. Определение уравнения регрессии между ИК и аномалией ПТВ (для Земли, северного и южного полушарий) для достоверных вековых интервалов (линейное и полиномиальное уравнение — полином 2-й степени).

3. Расчет на основе уравнений регрессии (линейного и полиномиального) по данным ИК аномалии ПТВ для достоверных вековых интервалов (ансамблей).

4. Определение средних по каждому ансамблю значений аномалии ПТВ по линейному и полиномиальному ансамблям (отдельно).

5. Расчет средних для Земли и полушарий значений аномалии ПТВ по ансамблю линейных и полиномиальных решений (естественно, что этот результат можно получить и путем осреднения всех линейных и полиномиальных решений, п. 4).

При обновлении данных в массиве (HadCRUT4) проводятся новые расчеты по этому алгоритму.

Для разработки и обоснования алгоритма моделирования были проведены следующие исследования и расчеты. Обнаружена связь аномалии ПТВ с инсоляционной контрастностью. ИК рассчитывалась на основе базы данных (<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>). Для полушарий ИК рассчитывалась как разность солнечной энергии, приходящей в широтную область 0° – 45° и 45° – 90° (соответствующего полушария) за год. Для Земли в качестве ИК принималось среднее годовое значение инсоляционной контрастности, полученное для полушарий (рис. 4.11).

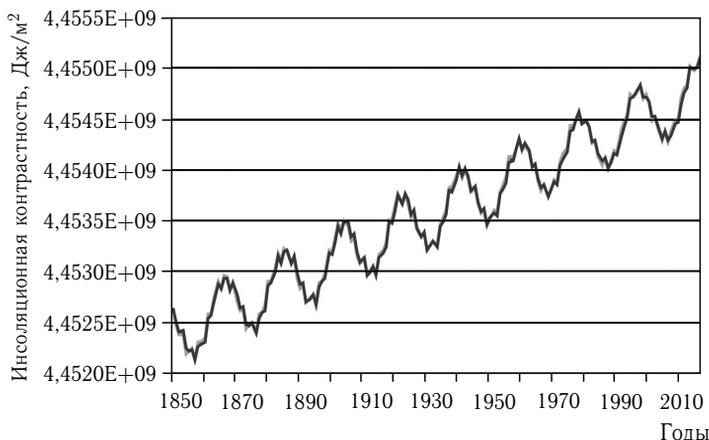


Рис. 4.11. Изменение годовой инсоляционной контрастности Земли и полушарий

Как отмечалось в главе 2, изменение инсоляционной контрастности определяется изменением угла наклона оси вращения Земли в результате прецессии и нутации (рис. 4.12).

Изменение инсоляционной контрастности линейно связано с изменением угла наклона оси вращения Земли (рис. 4.13). Коэффициент корреляции на интервале от 1850 г. до 2050 г. составляет $-0,998$.

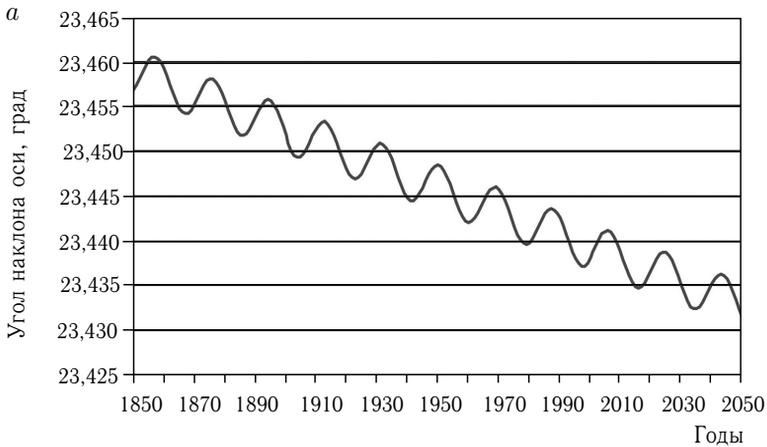


Рис. 4.12. Изменение наклона оси вращения Земли

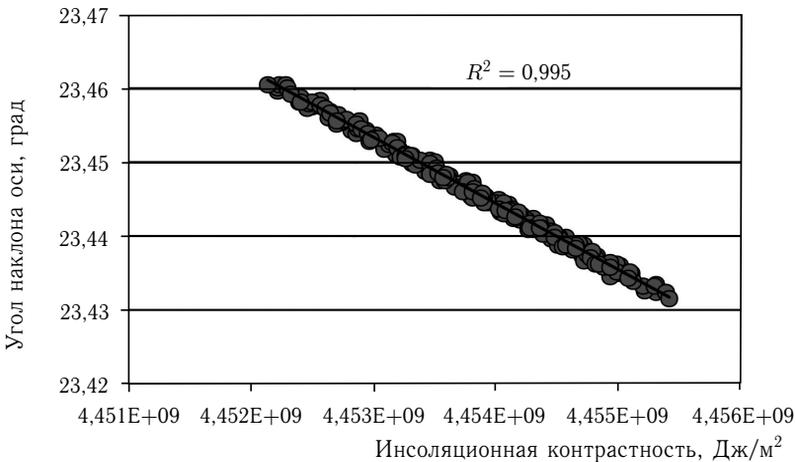


Рис. 4.13. Связь инсоляционной контрастности (ИК) и угла наклона оси вращения Земли

Сравнение данных аномалии ПТВ из массива HadCRUT4 (<http://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>) (глава 3, рис. 3.12) и ИК проводились на основе корреляционного анализа. Значения коэффициента корреляции между аномалией ПТВ и инсоляционной контрастностью рассчитывались по вековым интервалам (временным «окнам» продолжительностью в 100 лет) при последовательном (с шагом по времени в 1 год) смещении «окна» от начала массива фактических данных аномалии ПТВ (1850 г.) к концу (2016 г.). Таким образом,

рассчитывались значения коэффициента корреляции R для вековых интервалов 1850–1949 гг., 1851–1950 гг. и т. д., всего для 68 вековых интервалов для Земли и полушарий (рис.4.14).

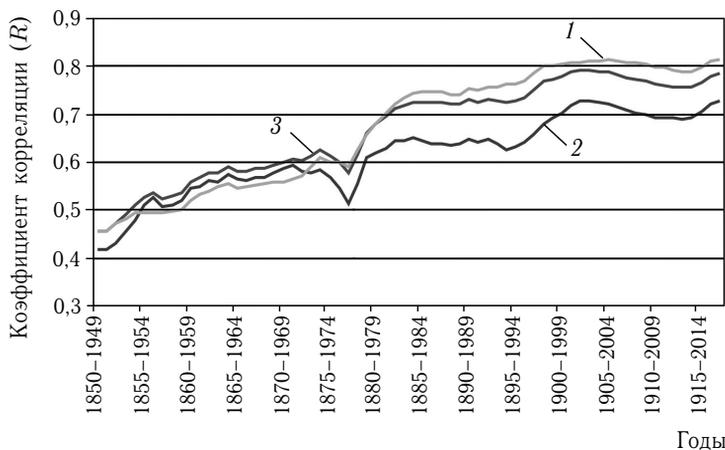


Рис. 4.14. Распределение значений коэффициента корреляции между аномалией ПТВ и инсоляционной контрастностью по вековым интервалам (1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Земля)

Значения R (рис. 4.14) аномалии ПТВ и ИК, в свою очередь, характеризуются высокой степенью корреляционной связи со средними для вековых интервалов значениями показателя метеоданных (рис. 4.15). Под показателем метеоданных понимается выраженная в процентах доля поверхности Земли (и полушарий), охваченная 5-градусными ячейками с метеоданными относительно всей земной поверхности Земли (или поверхности полушария).

Связь представленных на рис. 4.14 и рис. 4.15 рядов характеризуется значением R , для Земли равным: 0,970, для северного полушария 0,940, для южного полушария 0,973. Характер изменения R аномалии ПТВ и инсоляционной контрастности (рис. 4.14) отражает, таким образом, неоднородное распределение метеоданных в массиве HadCRUT4 по степени их представительности и достоверности (Jones et al., 1999, 2001, 2012; Brohan et al., 2006; Morice et al., 2012; Osborn, Jones, 2014). При анализе полученных данных выделяются вековые интервалы (последние в массиве) с 1900–1999 гг. и т. д. до 1917–2016 гг., (всего 18 интервалов), на которых значения R становятся высокими и весьма близкими (рис. 4.14). Изменения R по 18 вековым интервалам относительно среднего для них значения составляют: для Земли 1,12%, для северного полушария 1,25%, для южного 0,71%. Значения метеоданных, полученных с 1900 года, признаются и авторами архива HadCRUT4 наиболее достоверными (Brohan et al., 2006).

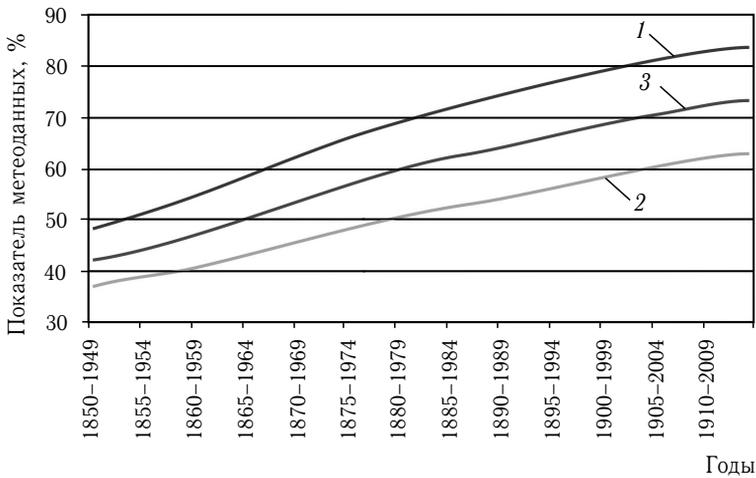


Рис. 4.15. Распределение показателя метеоданных по вековым интервалам (1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Земля)

Вековые интервалы, охватывающие период наиболее достоверных данных, имеющие высокие и стабильные значения коэффициента корреляции, отражающие фактическую и достоверную связь аномалии ПТВ и инсоляционной контрастности, приняты нами в качестве основы для построения уравнений линейной и полиномиальной (полином 2-й степени) регрессии.

Значения R аномалии ПТВ и инсоляционной контрастности для достоверных вековых интервалов приведены в табл. 4.3. В южном полушарии отмечается более тесная корреляционная связь аномалии ПТВ с ИК, чем в северном полушарии.

По уравнениям линейной и полиномиальной регрессии, полученным для достоверных вековых интервалов, были рассчитаны значения аномалии ПТВ для Земли и полушарий на период с 1900 г. по 2050 г. Для вычислений использовались значения инсоляционной контрастности, рассчитанные по данным инсоляции (<http://www.solar-climate.com>). Расчет аномалии ПТВ проводился по 18 уравнениям линейной (рис. 4.16, 4.17) и 18 уравнениям полиномиальной регрессии (рис. 4.18), полученным для достоверных вековых интервалов для Земли, северного и южного полушария. Значения коэффициента детерминации R^2 для Земли меняются от 0,571 до 0,626, в среднем составляя 0,603. Для северного полушария значения R^2 ограничены диапазоном от 0,479 до 0,532 при среднем значении 0,506. В южном полушарии значения R^2 по отношению к северному полушарию возрастают. Среднее значение R^2 составляет 0,647; значения R^2 находятся в диапазоне от 0,622 до 0,664.

Таблица 4.3

Значения коэффициента корреляции аномалии ПТВ (HadCRUT4) и инсоляционной контрастности для достоверных вековых интервалов

Вековой интервал	Земля	Северное полушарие	Южное полушарие
1900–1999	0,780	0,703	0,805
1901–2000	0,788	0,719	0,808
1902–2001	0,790	0,726	0,809
1903–2002	0,791	0,729	0,811
1904–2003	0,788	0,724	0,811
1905–2004	0,787	0,721	0,813
1906–2005	0,782	0,715	0,812
1907–2006	0,776	0,709	0,808
1908–2007	0,772	0,702	0,806
1909–2008	0,769	0,698	0,804
1910–2009	0,762	0,693	0,798
1911–2010	0,761	0,693	0,797
1912–2011	0,756	0,692	0,790
1913–2012	0,755	0,691	0,789
1914–2013	0,756	0,693	0,789
1915–2014	0,766	0,704	0,797
1916–2015	0,780	0,721	0,809
1917–2016	0,786	0,729	0,815
Среднее	0,775	0,709	0,804

По семействам уравнений регрессии (из 18 уравнений в каждом семействе) для достоверных вековых интервалов для Земли, северного и южного полушария рассчитывались значения аномалии ПТВ для периода от 1900 г. до 2016 г. Затем рассчитывались средние по ансамблю значения аномалии ПТВ отдельно для расчетов по линейным и полиномиальным уравнениям. Полученные по уравнениям линейной и полиномиальной регрессии средние значения аномалии ПТВ также усреднялись (рис. 4.19).

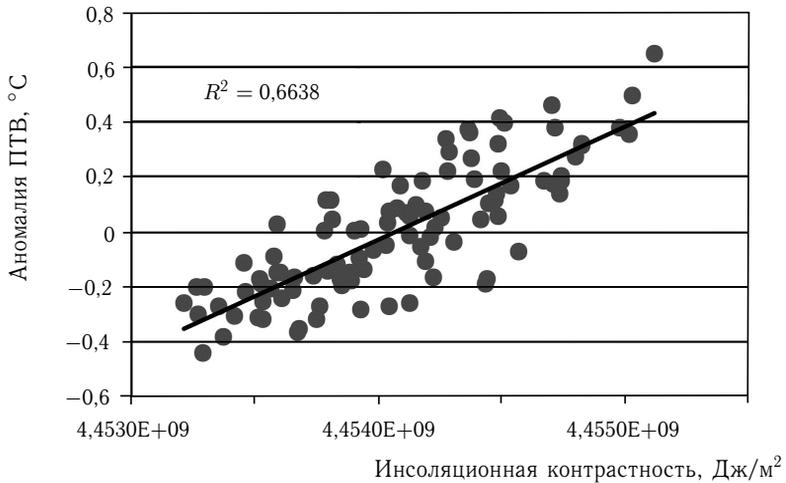


Рис. 4.16. Связь аномалии ПТВ с инсоляционной контрастностью и график уравнения линейной регрессии для векового интервала 1917–2016 гг. (южное полушарие)

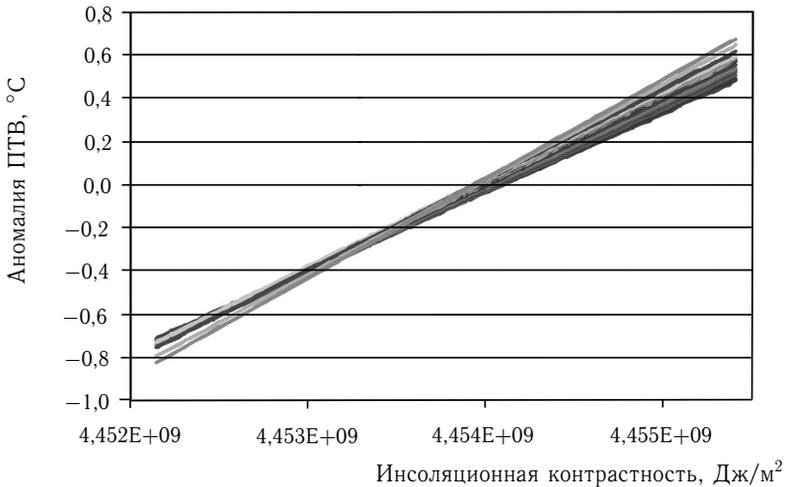


Рис. 4.17. Семейство уравнений линейной регрессии для достоверных вековых интервалов (для Земли, период с 1850 г. по 2050 г.)

Рассчитанные таким образом значения аномалии ПТВ сравнивались с соответствующими фактическими значениями аномалии ПТВ (<http://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature>, массив HadCRUT4) в интервале с 1900 г. по 2016 г. (рис. 4.20).

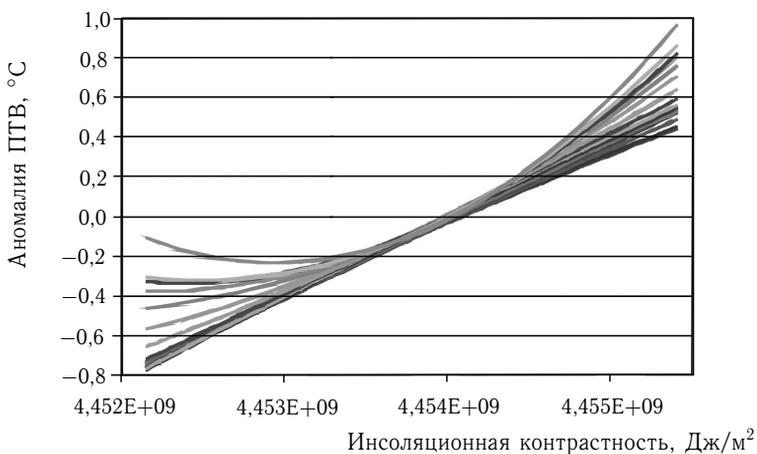


Рис. 4.18. Семейство полиномиальных уравнений регрессии (полином 2-й степени) для достоверных вековых интервалов (для Земли, период от 1850 г. до 2050 г.)

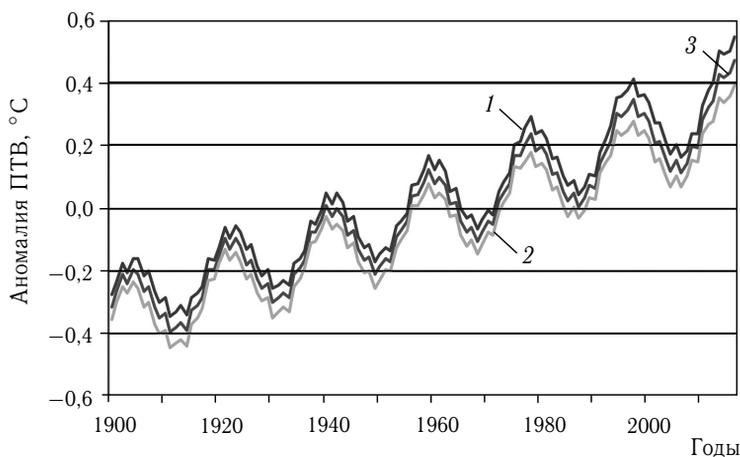


Рис. 4.19. Средние значения аномалии ПТВ по ансамблям расчетов на основе линейной и полиномиальной регрессии (1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Земля)

Рассчитанные ряды аномалии ПТВ (рис. 4.20) характеризуются тесной корреляционной связью с фактическими значениями аномалии ПТВ. Для Земли значение R составляет 0,838, для северного полушария — 0,794, для южного полушария — 0,856. Средние по модулю расхождения составляют: для Земли 0,134 °С, для северного полушария 0,173 °С, для южного полушария 0,113 °С. Средние по модулю

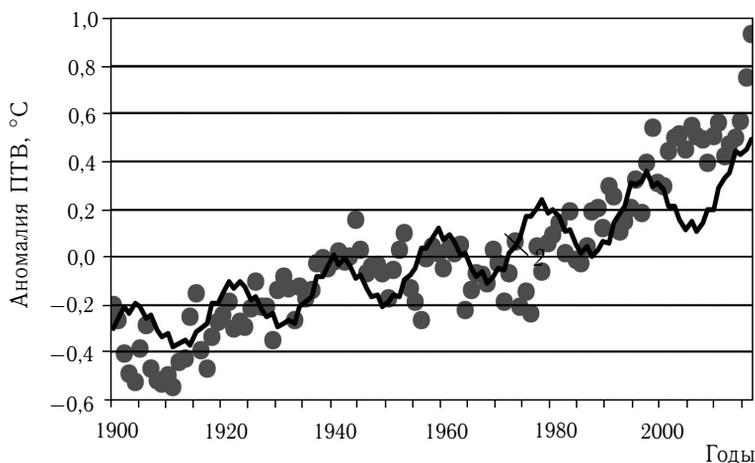


Рис. 4.20. Рассчитанные с 1900 г. по 2016 г. (средние по линейным и полиномиальным решениям — сплошная линия) для Земли и фактические с 1900 г. по 2016 г. (данные HadCRUT4 — кружки) значения аномалии ПТВ

значения фактической аномалии ПТВ составляют: для Земли $0,234^{\circ}\text{C}$, для северного полушария $0,253^{\circ}\text{C}$, для южного полушария $0,233^{\circ}\text{C}$. Полученные расхождения (по модулю) составляют: $57,2\%$ для Земли, $68,2\%$ для северного полушария и $48,8\%$ для южного полушария от соответствующих средних (по модулю) значений фактической аномалии ПТВ. По знаку фактические значения аномалии ПТВ имеют хорошие совпадения с расчетными. Ряды аномалии ПТВ (фактические и расчетные) представлены относительно среднего для периода 1961–1990 гг. значения. Расхождения в знаке отмечаются только вблизи перехода значений аномалии через ноль. Совпадения по знаку для аномалии ПТВ составляют: для Земли $83,8\%$ (98 из 117 значений), для северного полушария $79,5\%$ (93 из 117 значений), для южного полушария $81,2\%$ (95 из 117 значений). Разность фактических и рассчитанных (рис. 4.20) значений аномалии ПТВ Земли представлена на рис. 4.21. Сходное распределение характерно и для полушарий.

Представленные на рис. 4.21 величины расхождения показывают, что существуют группы фактических значений аномалии (продолжительностью на данном интервале в среднем около 30 лет), расположенные либо выше рассчитанных значений аномалии, либо ниже. Однако при всей очевидности колебания в расхождении фактических значений аномалии ПТВ с расчетными границы отдельных фаз колебания выражены нечетко. Так, переход от первой на этом интервале «теплой» фазы к «холодной» приходится на 1900–1902 гг. Следующий переход от «холодно» фазы к «теплой» отмечается в 1925–1926 гг. Границы перехода последующих фаз колебания выражены менее четко. Переход

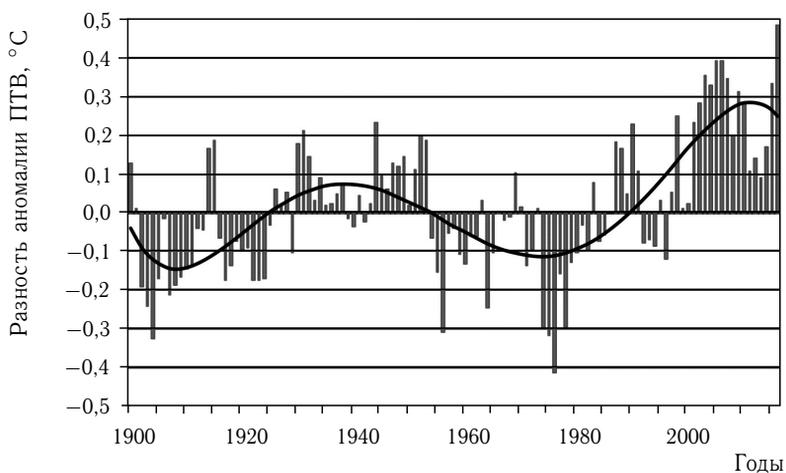


Рис. 4.21. Разность фактических и рассчитанных (по ансамблю линейных и полиномиальных решений) значений аномалии ПТВ Земли (аппроксимация — полином 5-й степени)

от второй «теплой» фазы к очередной «холодной» приходится на диапазон от середины 50 годов до начала 60-х годов прошлого столетия (рис. 4.21). На конец 80-х–начало 90-х годов приходится очередная смена фаз колебания (от «холодной» к современной «теплой» фазе). Таким образом, для Земли в диапазоне с 1900 г. по 2016 г. выделяются четыре фазы колебания разности фактических и рассчитанных значений аномалии ПТВ. Для определения характеристик колебания рассматривался вариант расположения его «теплых» и «холодных» фаз в следующих временных диапазонах:

- с 1902 г. по 1925 г. — «холодная» фаза;
- с 1926 г. по 1953 г. — «теплая» фаза;
- с 1954 г. по 1986 г. — «холодная» фаза;
- с 1987 г. по 2016 г. — «теплая» фаза.

В этом случае в среднем для Земли в каждой группе 85,7% фактических значений аномалии ПТВ находятся либо выше расчетных значений, либо ниже. Именно в зависимости от этого они условно определяются нами как «теплые» и «холодные» фазы соответственно.

Сходные группы выделяются и для полушарий. В северном полушарии однородность (по критерию *выше* или *ниже* расчетных) значений в группах в среднем составляет 84,4%. Хронологически эти группы (фазы), вероятно, синхронизируются с выделяемыми в типизации атмосферных процессов для северного полушария циркуляционными эпохами (Кононова, 2009). Они также сходны с интервалами различных состояний современного климата, отражающими этапы многолетнего взаимодействия в системе океан–атмосфера (Анисимов и др.,

2012). Однородность групп в южном полушарии в среднем составляет 74,9%. Таким образом, определяемые эпохи соотносятся с «теплыми» и «холодными» фазами выделяемого в гидрометеорологических процессах колебания со средним периодом около 60 лет (Федоров, 2015, в).

Средние значения расхождения для «теплых» и «холодных» фаз составляют (в принятых границах «теплых» и «холодных» фаз) для всей Земли $0,122^{\circ}\text{C}$ и $-0,107^{\circ}\text{C}$, для северного полушария — $0,169^{\circ}\text{C}$ и $-0,133^{\circ}\text{C}$, для южного полушария — $0,076^{\circ}\text{C}$ и $-0,080^{\circ}\text{C}$ соответственно. Так как отмеченное колебание является относительно систематическим, то можно приблизительно учесть связанные с ним ошибки в моделировании аномалии ПТВ. С учетом полученных для эпох средних значений расхождения в качестве поправок к рассчитанным значениям аномалии ПТВ (рис. 4.20) расхождения рассчитанных и фактических в среднем по модулю для всей Земли сокращаются до $0,099^{\circ}\text{C}$ (42,5% от модуля средней фактической аномалии), что на 14,7% меньше, чем без учета поправки. В северном полушарии среднее расхождение по модулю с учетом поправок составляет $0,119^{\circ}\text{C}$ (46,9%, т.е. на 21,3% меньше, чем без учета поправок). В южном полушарии среднее расхождение по модулю равняется $0,098^{\circ}\text{C}$ (42,2%, т.е. на 6,6% меньше, чем без учета поправок). Величина R для рассчитанных значений аномалии ПТВ, учитывающих поправку, с рядами фактических значений аномалии ПТВ возрастает: для Земли до 0,910, для северного полушария до 0,893, для южного полушария до 0,898. Учет поправки проводился алгебраическим сложением разности фактических и рассчитанных значений аномалии ПТВ с рассчитанными значениями аномалии ПТВ.

Рассчитывалась дисперсия D_1 значений аномалии ПТВ в рядах фактических значений и в рядах разности фактических и рассчитанных (средних по ансамблю линейных и полиномиальных решений) значений аномалии ПТВ (D_2). Затем находилось отношение D_2/D_1 дисперсий в соответствующих рядах разности фактических и рассчитанных значений аномалии ПТВ и дисперсии фактических значений. Вычитанием из единицы полученных значений и затем умножением их на 100 были рассчитаны значения (в процентах), объясняемых регрессионной моделью изменений аномалии ПТВ. Для Земли регрессионной моделью объясняется 68,3% аномалии ПТВ, для северного полушария — 60,3%, для южного полушария — 72,3%. Для рядов, учитывающих поправку на 60-летнее колебание, эти значения увеличиваются (поправки учитывались алгебраическим сложением средних значений для «теплых» и «холодных» фаз колебания с рассчитанными значениями аномалии ПТВ). Для Земли в этом случае регрессионная модель объясняет 82,7% дисперсии аномалии ПТВ, в северном полушарии — 79,7%, в южном полушарии — 80,6%. Таким образом, 60-летним колебанием объясняется 14,4% изменений аномалии ПТВ Земли, 19,4% в северном полушарии и 8,3% дисперсии аномалии ПТВ

в южном полушарии. При учете в качестве поправок средних для отдельных фаз 60-летнего колебания значений расхождения фактических и рассчитанных значений влиянием двух факторов (инсоляционной контрастностью и 60-летним колебанием) объясняется 84,1 % изменения аномалии ПТВ Земли, 81,3 % изменения аномалии ПТВ в северном полушарии и 81,7 % в южном полушарии. Остающаяся без объяснения часть изменения аномалии ПТВ (приблизительно 16%–19%), вероятно, связана с изменением солнечной активности, вулканической деятельностью и другими факторами.

В соответствии с рассмотренным алгоритмом, по значениям инсоляционной контрастности (<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>) и на основе полученных уравнений регрессии рассчитывались значения аномалии ПТВ на период с 2017 г. по 2050 г. Расчеты выполнялись для Земли и полушарий. Последовательные этапы вычислений иллюстрируются графиками, отражающими результаты соответствующих «шагов» такого алгоритма (рис. 4.22–4.30). На всех представленных графиках в диапазоне с 2017 г. по 2050 г. отмечается медленное увеличение значений аномалии ПТВ. Однако оно не происходит равномерно. На всех графиках синхронно на фоне медленного увеличения отмечаются два четко выраженных минимума и два максимума.

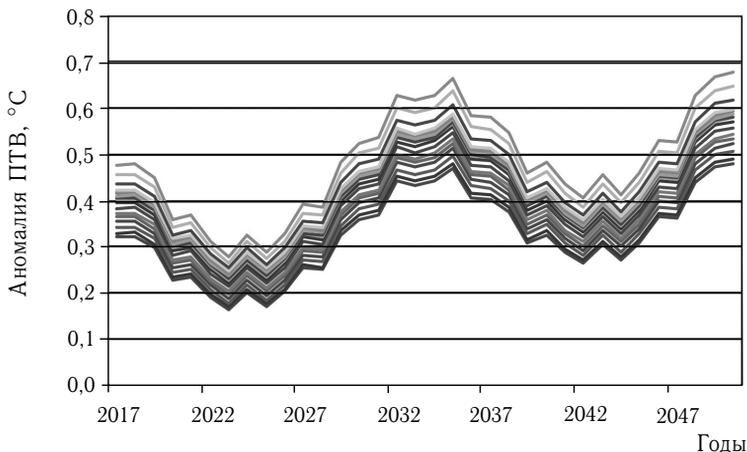


Рис. 4.22. Серия графиков значений аномалии ПТВ Земли, рассчитанных по уравнению линейной регрессии

Минимальные значения аномалии ПТВ приходятся на 2023 г. (абсолютный минимум), 2025 г., 2042 г. и 2044 г., максимальные — на 2032 г., 2035 г. и 2050 г. (абсолютный максимум). Однако значения аномалии как в экстремумах, так и на всем диапазоне, несколько различаются как для Земли и полушарий, так и для разных способов расчета (ансамбль линейных или полиномиальных решений). Интересно,

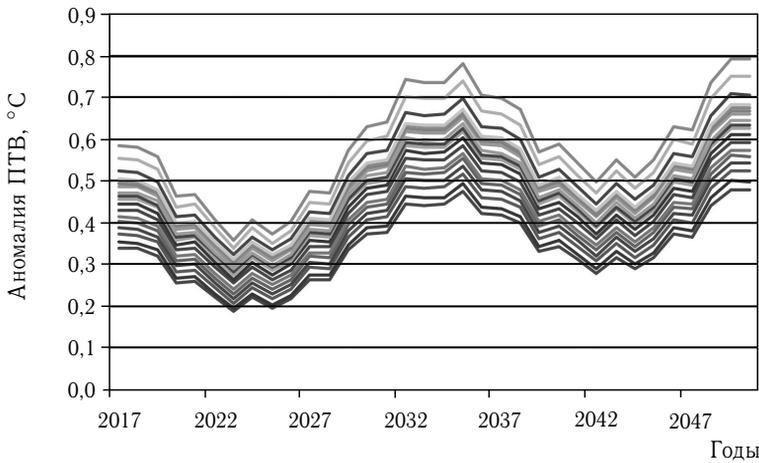


Рис. 4.23. Серия графиков значений аномалии ПТВ северного полушария, рассчитанных по уравнению линейной регрессии

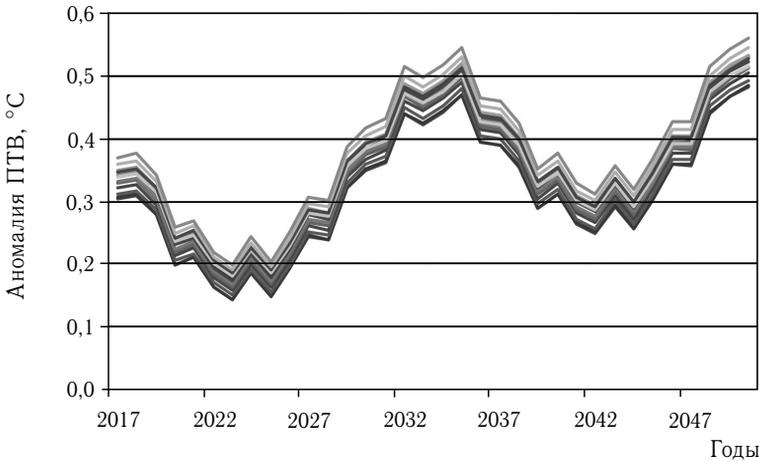


Рис. 4.24. Серия графиков значений аномалии ПТВ южного полушария, рассчитанных по уравнению линейной регрессии

что отмеченные минимальные значения аномалии ПТВ приходятся на положение восходящего (северного) лунного узла вблизи точки весеннего равноденствия (при этом нисходящий лунный узел находится вблизи точки осеннего равноденствия). Положение северного лунного узла в точке весеннего равноденствия отмечается, например, в 1987 г., 2006 г., 2025 г. и 2043 г. (<http://ssd.jpl.nasa.gov>). Максимальные значения хронологически локализованы вблизи положения восходящего (северного) лунного узла в точке осеннего равноденствия.

В точке осеннего равноденствия восходящий узел находится, например, в 1997 г., 2015 г., 2034 г. и 2052 г. Напомним, что восходящий лунный узел — это точка лунной орбиты, в которой Луна, пересекая эклиптику, переходит в северное полушарие небесной сферы. Нисходящий (южный) лунный узел — точка лунной орбиты, в которой Луна, пересекая эклиптику, переходит в южное полушарие небесной сферы (Бакулин и др., 1983).

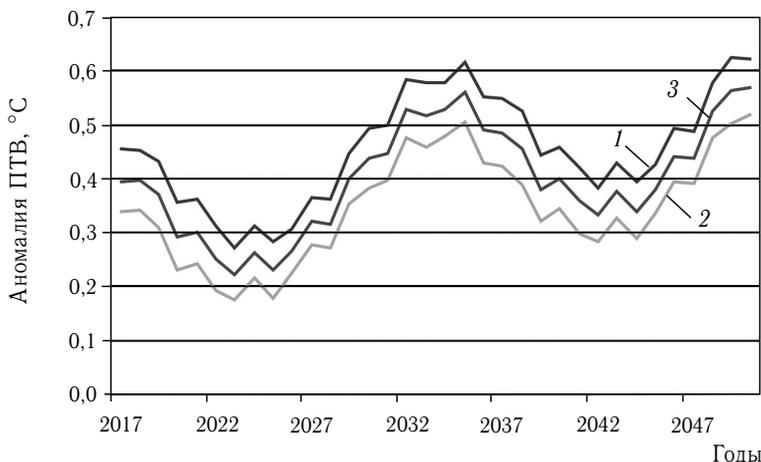


Рис. 4.25. Изменение средних значений аномалии ПТВ по ансамблю линейных решений (1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Земля)

Нами найдена связь изменения во времени аномалии ПТВ с изменением инсоляционной контрастности. Однако форма этой связи однозначно не определена. Именно поэтому для прогноза используется среднее по ансамблю (линейных и полиномиальных расчетов) решение. Минимальные разбросы значений аномалии ПТВ как для случая линейных решений, так и для расчетов на основе полиномиального уравнения регрессии, связаны с южным полушарием. Максимальные разбросы в пределах ансамбля решений относятся к северному полушарию.

Анализ средних по ансамблю линейных расчетов (рис. 4.25) показывает, что увеличение аномалии ПТВ Земли с 2017 г. по 2050 г. может составить $0,175^{\circ}\text{C}$. В северном полушарии прогнозируется увеличение аномалии ПТВ на $0,169^{\circ}\text{C}$, в южном — на $0,182^{\circ}\text{C}$. В этом случае среднее увеличение аномалии ПТВ в 2050 г. относительно 2017 г. составит: 44,4% для Земли, 37,1% для северного полушария и 53,8% для южного полушарий. Максимальные значения аномалии ПТВ составят: в 2035 г. $0,559^{\circ}\text{C}$, $0,615^{\circ}\text{C}$ и $0,505^{\circ}\text{C}$; в 2050 г. $0,570^{\circ}\text{C}$, $0,623^{\circ}\text{C}$ и $0,519^{\circ}\text{C}$ — для Земли, северного и южного полушарий

соответственно. Минимальные значения аномалии ПТВ приходятся на 2023 г. (абсолютный минимум на интервале) и составят $0,223^{\circ}\text{C}$, $0,272^{\circ}\text{C}$ и $0,174^{\circ}\text{C}$ для Земли, для северного и южного полушарий соответственно.

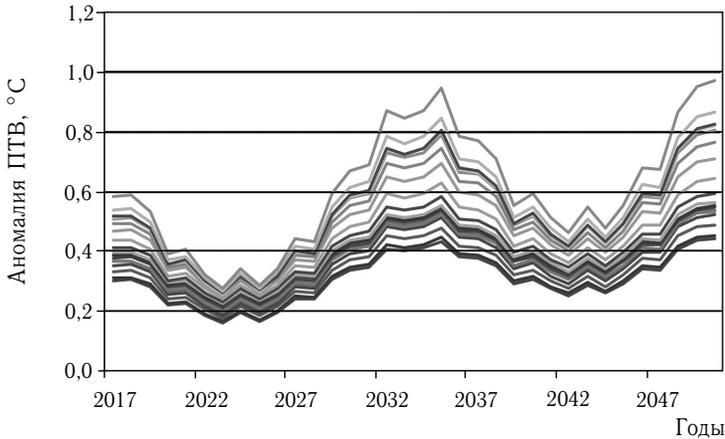


Рис. 4.26. Серия графиков значений аномалии ПТВ Земли, рассчитанных по полиномиальному уравнению регрессии для Земли

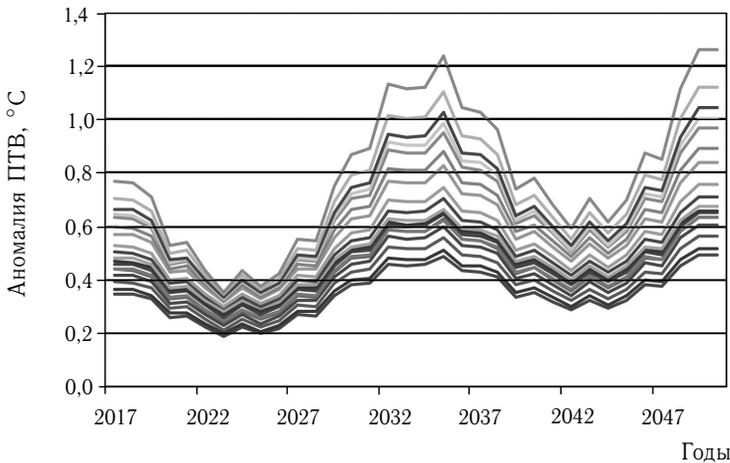


Рис. 4.27. Серия графиков значений аномалии ПТВ, рассчитанных по полиномиальному уравнению регрессии для северного полушария до 2050 г.

Из анализа результатов, полученных по ансамблю полиномиальных расчетов (рис. 4.29), следует, что увеличение аномалии ПТВ для Земли с 2017 г. по 2050 г. может составить $0,221^{\circ}\text{C}$. В северном

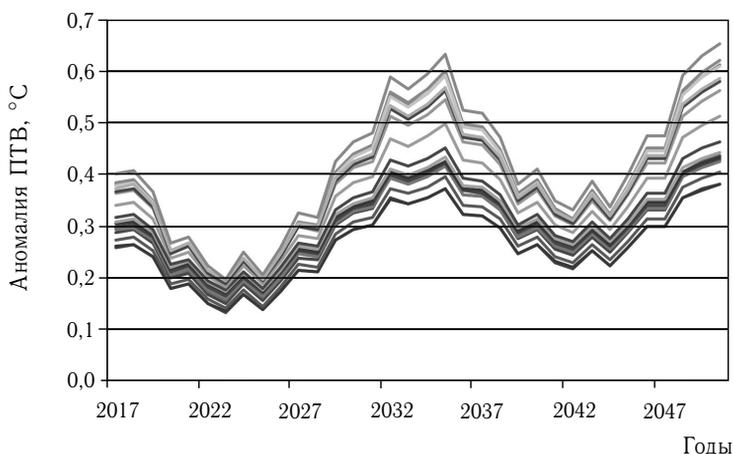


Рис. 4.28. Серия графиков значений аномалии ПТВ, рассчитанных по полиномиальному уравнению регрессии для южного полушария до 2050 г.

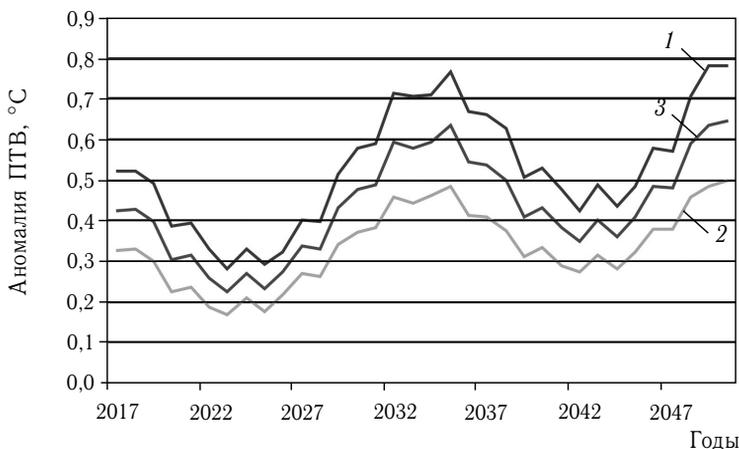


Рис. 4.29. Изменение средних значений аномалии ПТВ по ансамблю полиномиальных решений (1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Земля)

полушарии аномалия ПТВ увеличится на $0,256^{\circ}\text{C}$, в южном — на $0,171^{\circ}\text{C}$. Следовательно, среднее увеличение аномалии ПТВ в 2050 г. относительно 2017 г. составит: 51,8% для Земли, 49,0% для северного полушария и 52,4% для южного полушария. Максимальные значения аномалии ПТВ составят: в 2035 г. $0,632^{\circ}\text{C}$, $0,767^{\circ}\text{C}$ и $0,482^{\circ}\text{C}$, в 2050 г. $0,646^{\circ}\text{C}$, $0,778^{\circ}\text{C}$ и $0,498^{\circ}\text{C}$ для Земли, северного и южного полушарий соответственно. Минимальные значения (по расчетам) приходятся на 2023 г. (абсолютный минимум)

и составят $0,225^{\circ}\text{C}$, $0,280^{\circ}\text{C}$ и $0,170^{\circ}\text{C}$ для Земли, северного и южного полушарий соответственно. Экстремальные значения в среднем линейном и полиномиальном решениях очень близки (рис. 4.25, 4.29).

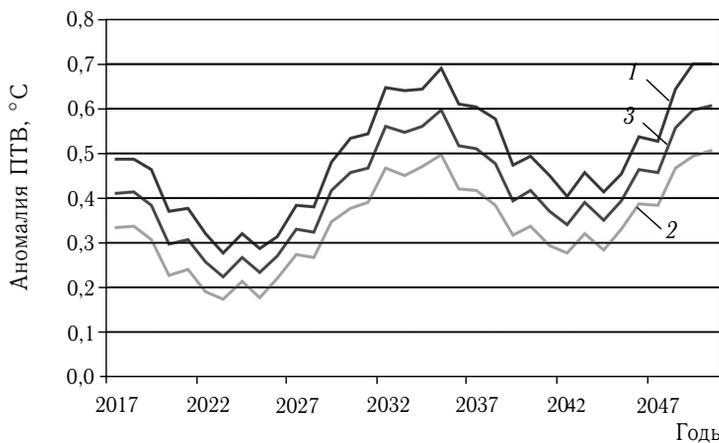


Рис. 4.30. Прогноз изменения аномалии ПТВ по ансамблю линейных и полиномиальных решений (1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Земля)

Анализ средних по ансамблям линейных и полиномиальных решений (рис. 4.30) показывает, что увеличение аномалии ПТВ для Земли с 2017 г. по 2050 г. может составить $0,198^{\circ}\text{C}$. Прогнозируется увеличение аномалии ПТВ на $0,212^{\circ}\text{C}$ в северном полушарии и на $0,176^{\circ}\text{C}$ в южном. Увеличение аномалии ПТВ в 2050 г. (относительно 2017 г.) составит: 48,3% для Земли, 43,5% для северного полушария и 53,1% для южного полушария. Максимальные значения аномалии ПТВ ожидаются в 2035 г. — $0,696^{\circ}\text{C}$, $0,691^{\circ}\text{C}$ и $0,495^{\circ}\text{C}$ для Земли, северного и южного полушарий соответственно. Минимальные значения, по расчетам, приходится на 2023 г. Они составят: $0,224^{\circ}\text{C}$, $0,276^{\circ}\text{C}$ и $0,172^{\circ}\text{C}$ для Земли, северного и южного полушария соответственно.

Следует отметить, что значения аномалии ПТВ, указанные в архиве HadCRUT4 для 2015 г. и 2016 г., вероятно, можно считать только предварительными (иначе они могут классифицироваться «отскоками»). Указанные значения, например в 2016 г., составляют для Земли $0,930^{\circ}\text{C}$, для северного полушария — $1,211^{\circ}\text{C}$, для южного полушария — $0,648^{\circ}\text{C}$. Эти значения представляются (как и по 2015 г.) существенно завышенными.

Для уточнения рассчитанного нами прогноза необходимо учитывать отмеченную уже поправку на 60-летнее колебание (климатическая мультидекадная осцилляция — КМО). Однако амплитудно-периодические характеристики этого колебания еще однозначно не определены. Наши исследования в интервале от 1850 г.

до 2015 г. изменения температуры поверхности океана (ТПО) и ПТВ показывают, что период колебания расхождения соответствующих фактических и рассчитанных значений аномалии ТПО (<http://www.solar-climate.com/geo/ocean.htm>) на этом интервале приблизительно равен 62–69 годам (раздел 5.2). С учетом продолжительности эпох окончание текущей «теплой» фазы колебания можно ожидать в диапазоне 2018–2022 гг. (в принятом варианте временных границ «теплых» и «холодных» фаз колебания). В настоящее время, в «теплой» фазе колебания фактические значения аномалии ПТВ превышают рассчитанные значения. Превышение фактических значений аномалии ПТВ в текущей фазе составляет в среднем $0,169^{\circ}\text{C}$ для Земли, $0,231^{\circ}\text{C}$ для северного полушария и $0,108^{\circ}\text{C}$ для южного полушария. Ожидается, что в следующей «холодной» фазе колебания фактические значения аномалии ПТВ будут уступать рассчитанным значениям аномалии ПТВ в среднем на $0,107^{\circ}\text{C}$ для Земли (рис. 4.31).

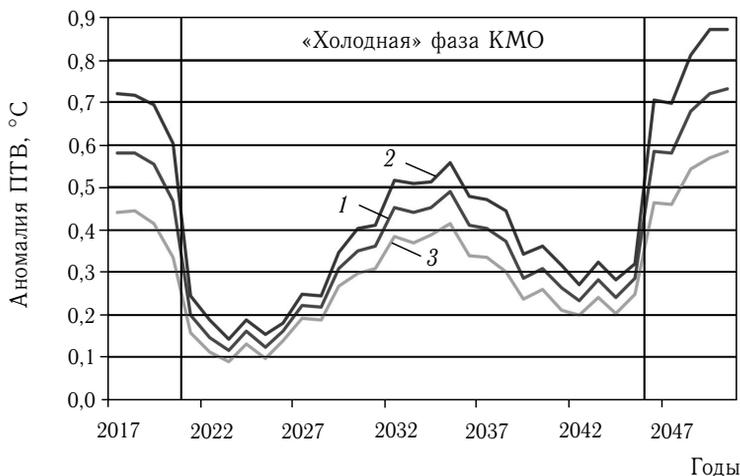


Рис. 4.31. Прогноз изменения аномалии ПТВ по ансамблю линейных и полиномиальных решений с учетом 60-летнего колебания — КМО (1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Земля)

Возможно, что в действительности переход от «теплой» фазы КМО к «холодной» будет менее резким. В северном полушарии фактические значения аномалии ПТВ в среднем будут на $0,133^{\circ}\text{C}$, а в южном полушарии на $0,080^{\circ}\text{C}$ ниже рассчитанных нами для соответствующих полушарий значений аномалии ПТВ. Увеличение аномалии ПТВ Земли и полушарий будет в основном проявляться в областях стока тепла, т. е. в широтных зонах, расположенных выше 45° в каждом полушарии. При этом, в северной области стока тепла увеличение аномалии ПТВ будет бóльшим, чем в южной.

Глава 5

ИЗМЕНЕНИЕ АНОМАЛИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ МИРОВОГО ОКЕАНА

Более 2/3 поверхности Земли занято Мировым океаном, обладающим большой теплоемкостью и являющимся основным поставщиком водяного пара (основного парникового газа) в атмосферу. Океан активно обменивается веществом (водяной пар — испарение, атмосферные осадки) и энергией (теплом) с атмосферой. Поэтому велика его роль в формировании и изменении климата Земли. Влияние неоднородности подстилающей поверхности (более океаническая и менее океаническая) на изменение ПТВ отмечалось в 4.1. Теплообмен океана с атмосферой во многом определяется температурой поверхности океана (ТПО), которая, в свою очередь, тесно связана с инсоляцией. «Как бы ни были разнообразны и разнохарактерны периодические движения, возникающие в водах мирового океана, корни их кроются обычно в одном и том же: лучистой энергии Солнца» (Шулейкин. 1953, с. 7).

5.1. Вековые тренды и прогноз изменения аномалии ТПО

Прогноз аномалии ТПО рассчитывался на основе уравнений регрессии в соответствии с приведенным в предыдущей главе алгоритмом (раздел 4.2). При расчетах и анализе использовались ранее рассчитанные значения инсоляционной контрастности (рис. 4.11). Исследование связи данных ТПО и значений ИК проводилось на основе корреляционного анализа. Корреляционная связь исследовалась по временным рядам с постоянной продолжительностью в 100 лет (вековым интервалам) с последовательным смещением (с шагом в 1 год) их от начала массива фактических данных (1850 г.) к его концу (2016 г.). Таким образом, определялись значения коэффициента корреляции R для интервалов 1850–1949 гг., 1851–1950 гг. и т. д., всего для 68 вековых интервалов (рис. 5.1).

Значения R между величинами аномалии ТПО и инсоляционной контрастности, в свою очередь, характеризуются высокой степенью корреляционной связи со средними для соответствующих вековых интервалов значениями показателя метеоанных (представленных

в архиве HadSST3). Показатель метеоданных — это выраженная в процентах доля поверхности Мирового океана (и доля занятых океаном поверхности полушарий), охваченная 5-градусными ячейками с метеоданными относительно всей поверхности Мирового океана (и относительно поверхности, занятой океаном в полушариях) (рис. 5.2).

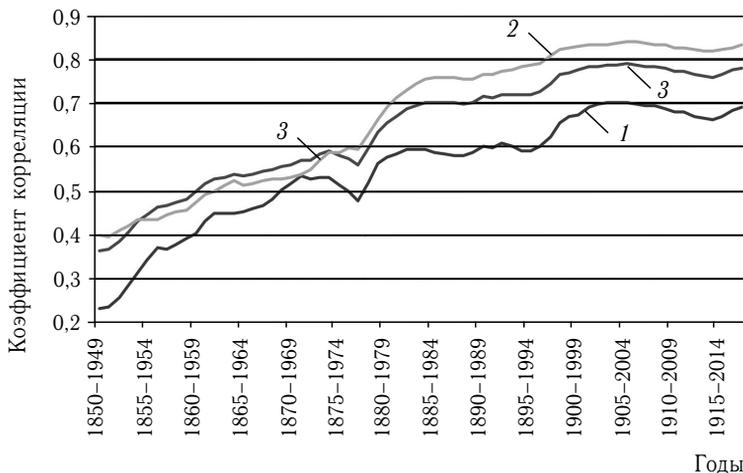


Рис. 5.1. Распределение значений коэффициента корреляции между аномалией ТПО и инсоляционной контрастностью по вековым интервалам (1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Мировой океан)

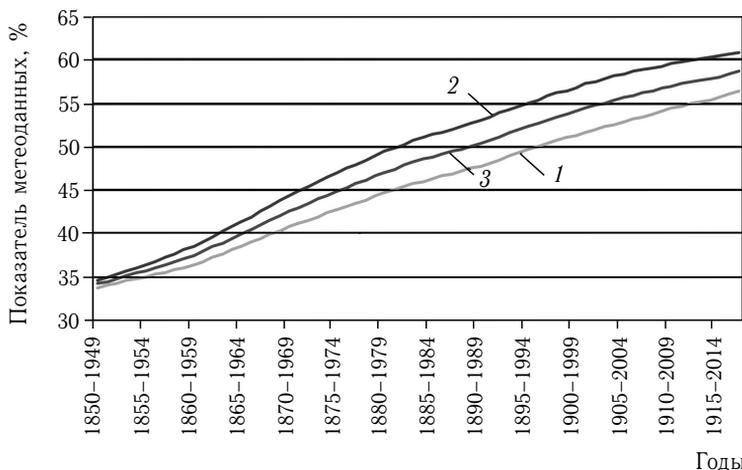


Рис. 5.2. Распределение показателя метеоданных по вековым интервалам (1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Мировой океан)

Связь представленных на рис. 5.1 и 5.2 рядов характеризуется значениями R , равными: для Мирового океана 0,976, для северного полушария 0,965, для южного полушария 0,971. Изменение значений R (рис. 5.1) по вековым интервалам отражает неоднородный характер распределения метеоданных в массиве HadSST3 по степени полноты и достоверности (Kennedy et al., 2011). При анализе полученных данных выделяются вековые интервалы (последние в массиве) с 1900–1999 гг. и т. д. до 1917–2016 гг. (всего 18 интервалов), на которых значения R становятся высокими и весьма близкими (рис. 5.1). Изменения R по 18 вековым интервалам относительно соответствующего среднего значения составляют: для Мирового океана 1,03%, для северного полушария 1,59%, для южного 0,63%. Вековые интервалы, охватывающие период наиболее достоверных данных, имеющие высокие и стабильные значения R , отражающие фактическую и достоверную связь аномалии ТПО и широтного градиента инсоляции, приняты нами в качестве основы для построения уравнений линейной и полиномиальной (полином 2-й степени) регрессии.

Значения коэффициента корреляции аномалии ТПО и ИК для достоверных вековых интервалов приведены в табл. 5.1.

В южном полушарии отмечается более тесная корреляционная связь аномалии ТПО с инсоляционной контрастностью, чем в северном полушарии.

По уравнениям линейной и полиномиальной регрессии, полученным для достоверных вековых интервалов, были рассчитаны значения аномалии ТПО для Мирового океана и полушарий на период с 1900 г. по 2050 г. Для вычислений использовались значения ИК, рассчитанные по данным солнечной радиации, приходящей на земной эллипсоид (<http://www.solar-climate.com>). Расчет проводился по 18 уравнениям линейной (рис. 5.3, 5.4) и 18 уравнениям полиномиальной регрессии (рис. 5.5), полученным для достоверных вековых интервалов для Мирового океана, северного и южного полушария. Значения коэффициента детерминации R^2 для Мирового океана меняются от 0,576 до 0,637, в среднем составляя 0,608. Для северного полушария значения R^2 ограничены диапазоном от 0,440 до 0,511 при среднем значении 0,478. В южном полушарии значения R^2 по отношению к северному полушарию возрастают. Среднее значение R^2 составляет 0,667, значения R^2 находятся в диапазоне от 0,667 до 0,712.

По семействам уравнений регрессии (из 18 уравнений в каждом семействе) для достоверных вековых интервалов для Мирового океана, северного и южного полушария рассчитывались значения аномалии ТПО в период от 1900 г. до 2016 г. Затем рассчитывались средние по ансамблю значения аномалии ТПО отдельно по линейным и полиномиальным решениям. Полученные по уравнениям линейной и полиномиальной регрессии средние значения аномалии ТПО также усреднялись (рис. 5.6).

Таблица 5.1

Значения коэффициента корреляции аномалии ТПО (HadSST3) и инсоляционной контрастности для достоверных вековых интервалов

Вековой интервал	Мировой океан	Северное полушарие	Южное полушарие
1900–1999	0,774	0,674	0,828
1901–2000	0,782	0,690	0,831
1902–2001	0,784	0,697	0,831
1903–2002	0,787	0,701	0,834
1904–2003	0,787	0,700	0,835
1905–2004	0,789	0,700	0,838
1906–2005	0,788	0,699	0,838
1907–2006	0,783	0,694	0,834
1908–2007	0,782	0,692	0,833
1909–2008	0,779	0,688	0,831
1910–2009	0,773	0,681	0,827
1911–2010	0,772	0,678	0,826
1912–2011	0,765	0,670	0,822
1913–2012	0,762	0,666	0,819
1914–2013	0,759	0,663	0,817
1915–2014	0,764	0,669	0,820
1916–2015	0,775	0,684	0,827
1917–2016	0,780	0,692	0,831
Среднее	0,777	0,686	0,829

Рассчитанные таким образом значения аномалии ТПО сравнивались с соответствующими фактическими значениями аномалии ТПО (<http://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature>, массив HadSST3) в интервале с 1900 г. по 2016 г. (рис. 5.7).

Рассчитанные ряды аномалии ТПО (рис. 5.7) характеризуются тесной корреляционной связью с фактическими значениями аномалии ТПО. Для Мирового океана значение R составляет 0,836, для северного полушария — 0,775, для южного полушария — 0,873. Средние по модулю расхождения составляют: для Мирового океана 0,120 °С, для северного полушария 0,147 °С, для южного полушария 0,107 °С. Средние по модулю значения фактической аномалии ТПО составляют:

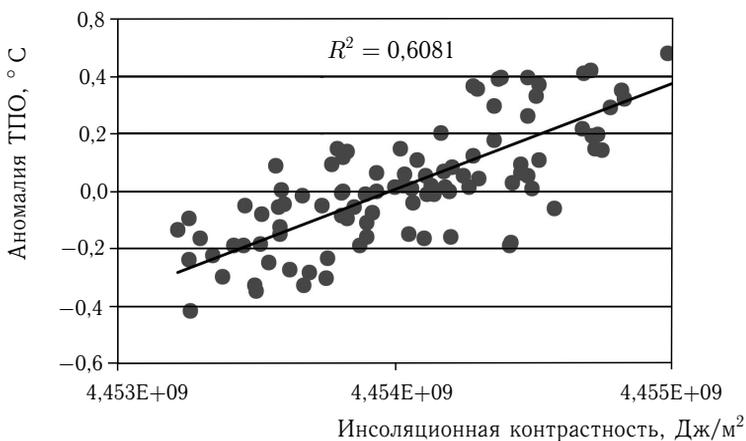


Рис. 5.3. Связь аномалии ТПО с инсоляционной контрастностью и график уравнения линейной регрессии для векового интервала 1917–2016 гг. (Мировой океан)

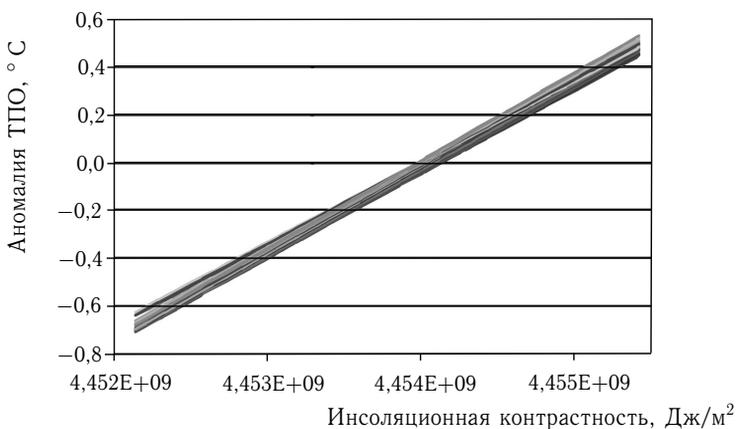


Рис. 5.4. Семейство уравнений линейной регрессии для достоверных вековых интервалов (Мировой океан, период с 1850 г. по 2050 г.)

для Мирового океана $0,206\text{ }^{\circ}\text{C}$, для северного полушария $0,208\text{ }^{\circ}\text{C}$, для южного полушария $0,230\text{ }^{\circ}\text{C}$. Полученные расхождения (по модулю) оказались равными $58,2\%$ для Мирового океана, $70,8\%$ для северного полушария и $46,5\%$ для южного полушария от соответствующих средних (по модулю) значений фактической аномалии ТПО. По знаку фактические значения аномалии ТПО имеют хорошие совпадения с расчетными. Ряды аномалии ТПО (фактические и расчетные) представлены относительно среднего для периода 1961–1990 гг. значения. Расхождения в знаке отмечают только вблизи перехода значений

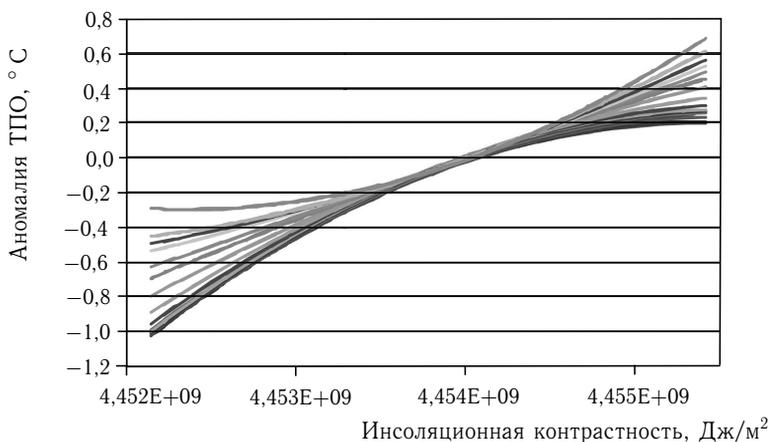


Рис. 5.5. Семейство полиномиальных уравнений регрессии (полином 2-й степени) для достоверных вековых интервалов (Мировой океан, период от 1850 г. до 2050 г.)

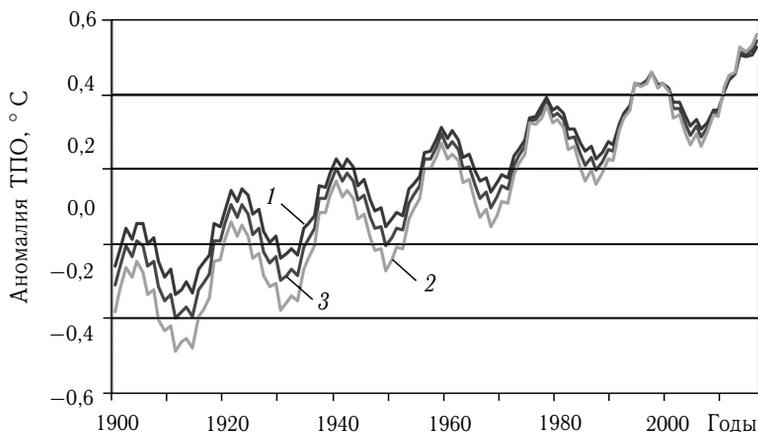


Рис. 5.6. Средние значения аномалии ТПО по ансамблям расчетов на основе линейной и полиномиальной регрессии (1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Мировой океан)

аномалии через ноль. Совпадения по знаку для аномалии ТПО Мирового океана составляют 82,9% (97 из 117 значений), для северного полушария — 76,9% (90 из 117 значений), для южного полушария — 81,2% (95 из 117 значений). Разность фактических и рассчитанных (рис. 5.7) значений аномалии ТПО Мирового океана представлена на рис. 5.8. Сходное распределение характерно и для полушарий.

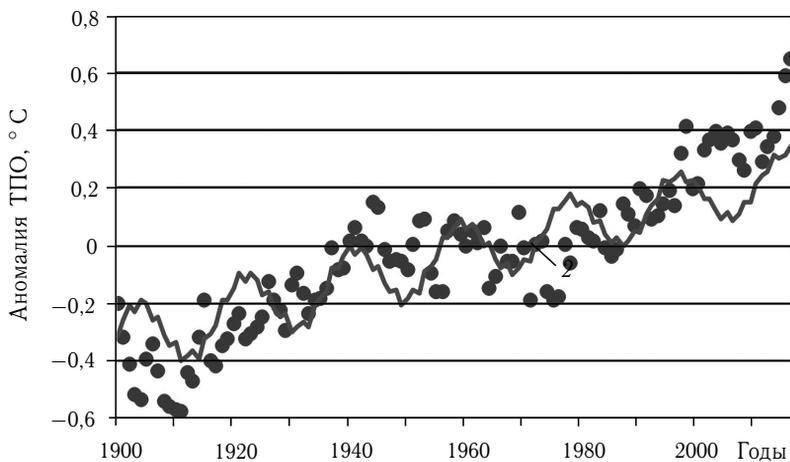


Рис. 5.7. Рассчитанные с 1900 г. по 2016 г. (средние по линейным и полиномиальным решениям — сплошная линия) для Мирового океана и фактические с 1900 г. по 2016 г. (данные HadSST3 — кружки) значения аномалии ТПО

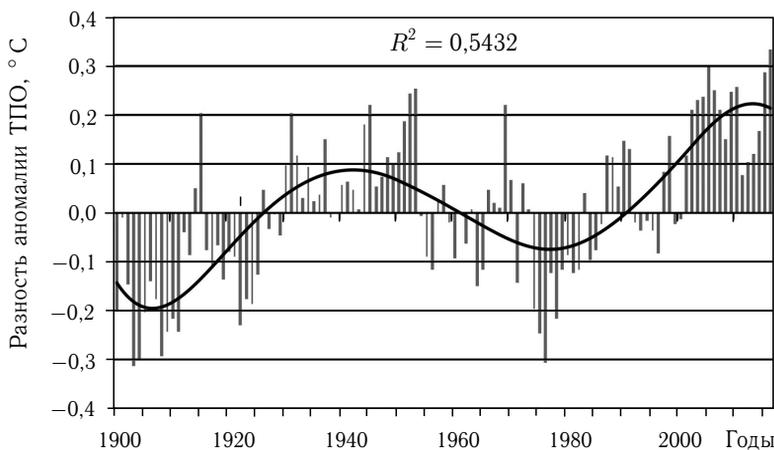


Рис. 5.8. Разность фактических и рассчитанных (по ансамблю линейных и полиномиальных решений) значений аномалии ТПО Мирового океана (аппроксимация — полином 5-й степени)

Представленные на рис. 5.8 величины расхождения показывают, что существуют группы фактических значений аномалии (продолжительностью на данном интервале в среднем около 30 лет), расположенные либо выше рассчитанных значений аномалии, либо ниже. Сходные группы выделяются и для полушарий. Для определения характеристик

колебания использовались выбранные для ПТВ (раздел 4.1) диапазоны «теплых» и «холодных» фаз колебания разности фактических и рассчитанных значений аномалии. При выбранном варианте временных границ фаз колебания (с 1902 г. по 1925 г. — «холодная» фаза, с 1926 г. по 1953 г. — «теплая» фаза, с 1954 г. по 1986 г. — «холодная» фаза, с 1987 г. по 2016 г. — «теплая» фаза) для Мирового океана в каждой группе в среднем 79,8% фактических значений находятся либо выше расчетных значений, либо ниже. В северном полушарии однородность (по критерию *выше* или *ниже* расчетных) значений в группах в среднем составляет 79,4%. Хронологически эти группы (фазы), вероятно, синхронизируются с выделяемыми в типизации атмосферных процессов для северного полушария циркуляционными эпохами (Кононова, 2009). Они также сходны с интервалами различных состояний современного климата, отражающими этапы многолетнего взаимодействия в системе океан–атмосфера (Анисимов и др., 2012). Однородность групп в южном полушарии в среднем составляет 80,9%. Таким образом, определяемые эпохи соотносятся с «теплыми» и «холодными» фазами выделяемого в гидрометеорологических процессах колебания со средним периодом около 60 лет (Федоров, 2015 в). Выделяемое колебание в расхождении фактических значений аномалии ПТВ и аномалии ТПО с соответствующими рассчитанными значениями проявляются, в общем, синхронно (в атмосфере и океане). Амплитуда колебания в океане ($0,120^{\circ}\text{C}$) на интервале с 1900 г. по 2016 г. меньше, чем в атмосфере ($0,137^{\circ}\text{C}$, рис. 4.18, 5.1).

Средние значения расхождения для «теплых» и «холодных» фаз (при рассматриваемом варианте их границ) составляют: для Мирового океана $0,099^{\circ}\text{C}$ и $-0,098^{\circ}\text{C}$, для северного полушария $0,127^{\circ}\text{C}$ и $-0,114^{\circ}\text{C}$; для южного полушария $0,068^{\circ}\text{C}$ и $-0,077^{\circ}\text{C}$ соответственно. Так как отмеченное колебание на данном интервале является относительно систематическим, то можно приблизительно учесть связанные с ним ошибки в моделировании (на основе уравнения регрессии) аномалии ТПО. С учетом полученных для эпох средних значений расхождения (рис. 5.8) в качестве поправок (алгебраическим сложением с рассчитанными значениями аномалии ТПО) расхождения фактических и рассчитанных значений в среднем по модулю для Мирового океана сокращаются до $0,092^{\circ}\text{C}$ (44,6% от модуля средней фактической аномалии), что на 13,6% меньше, чем без учета поправки. В северном полушарии среднее расхождение по модулю с учетом поправок составляет $0,104^{\circ}\text{C}$ (50,1%, что на 20,7% меньше, чем без учета поправок). В южном полушарии среднее расхождение по модулю равняется $0,093^{\circ}\text{C}$ (40,4%, что на 6,1% меньше, чем без учета поправок). Значение R для рассчитанных значений аномалии ТПО, учитывающих поправку с рядами фактических значений аномалии ТПО, возрастает для Мирового океана до 0,893, для северного полушария — до 0,857, для южного полушария — до 0,904.

Рассчитывалась дисперсия значений аномалии ТПО в рядах фактических значений (D_1) и в рядах разности фактических и рассчитанных (средних по ансамблю линейных и полиномиальных решений) значений аномалии ТПО (D_2). Затем находилось отношение дисперсии в соответствующих рядах разности фактических и рассчитанных значений аномалии ТПО и дисперсии фактических значений (D_2/D_1). Вычитанием из единицы полученных значений и затем умножением их на 100 были посчитаны значения (в процентах) объясняемых регрессионной моделью изменений аномалии ТПО. Для Мирового океана регрессионной моделью объясняется 68,3% аномалии ТПО, для северного полушария — 57,3%, для южного полушария — 75,4%. Для рядов, учитывающих поправки на 60-летнее колебание (средние для «теплых» и «холодных» фаз), эти значения увеличиваются. Для Мирового океана в этом случае регрессионная модель объясняет 82,7% дисперсии аномалии ТПО, в северном полушарии — 77,1%, в южном полушарии — 82,8%. Таким образом, 60-летнее колебание объясняет 14,4% изменения аномалии температуры поверхности Мирового океана, 19,8% аномалии ТПО в северном полушарии и 7,4% аномалии ТПО в южном полушарии. При учете в качестве поправок средних для отдельных фаз 60-летнего колебания значений расхождения фактических и рассчитанных значений влиянием двух факторов (инсоляционной контрастностью и 60-летним колебанием) объясняется 84,2% изменения аномалии ТПО Мирового океана, 79,1% изменения аномалии ТПО в северном полушарии и 83,8% в южном полушарии.

В соответствии с рассмотренным в разделе 4.2 алгоритмом по значениям инсоляционной контрастности (<http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>) на основе полученных уравнений регрессии рассчитывались значения аномалии ТПО на период с 2017 г. по 2050 г. Расчеты выполнялись для Мирового океана и полушарий. Последовательные этапы расчетов иллюстрируются графиками, отражающими результаты соответствующих этапов алгоритма (рис. 5.9–5.17). На всех представленных графиках в диапазоне с 2017 г. по 2050 г. отмечается медленное увеличение значений аномалии ТПО. На фоне медленного увеличения заметны два четко выраженных минимума и два максимума. Минимальные значения аномалии ТПО приходятся на 2023 г. и 2025 г., на 2042 г. и 2044 г.; максимальные — на 2032 г., 2035 г. и на 2050 г. Однако значения аномалии как в экстремумах, так и на всем диапазоне, различаются как для Мирового океана и полушарий, так и для разных способов расчета (ансамбль линейных или полиномиальных решений). Здесь, так же как и в случае аномалии ПТВ (глава 4), минимальные значения аномалии ТПО приходятся на положение восходящего (северного) лунного узла вблизи точки весеннего равноденствия. Максимальные значения аномалии ТПО связаны с положением восходящего (северного) лунного узла в окрестностях точки осеннего равноденствия.

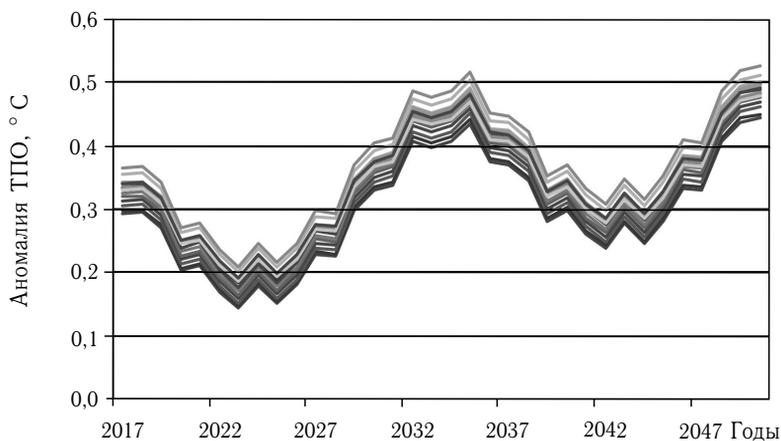


Рис. 5.9. Серия графиков значений аномалии ТПО, рассчитанных по уравнению линейной регрессии для Мирового океана

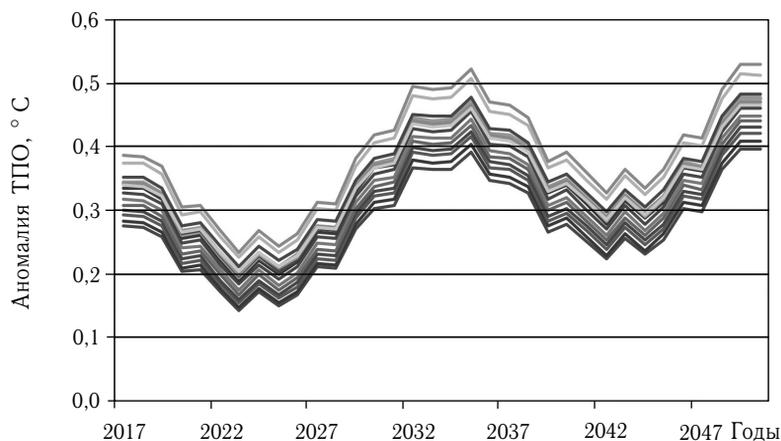


Рис. 5.10. Серия графиков значений аномалии ТПО, рассчитанных по уравнению линейной регрессии для северного полушария

Таким образом, найдена связь изменения во времени аномалии ТПО с изменением инсоляционной контрастности. Однако форма этой связи однозначно не определена. Именно поэтому для прогноза используются средние по ансамблю (линейных и полиномиальных решений) значения аномалии ТПО. Минимальные разбросы значений аномалии ТПО как для случая линейных решений, так и для расчетов на основе полиномиального уравнения регрессии, связаны с южным полушарием.

Максимальная дисперсия отмечается в полиномиальных решениях вблизи максимумов значений ТПО (рис. 5.13–5.15). Вблизи минимумов расхождения между отдельными полиномиальными решениями минимальные.

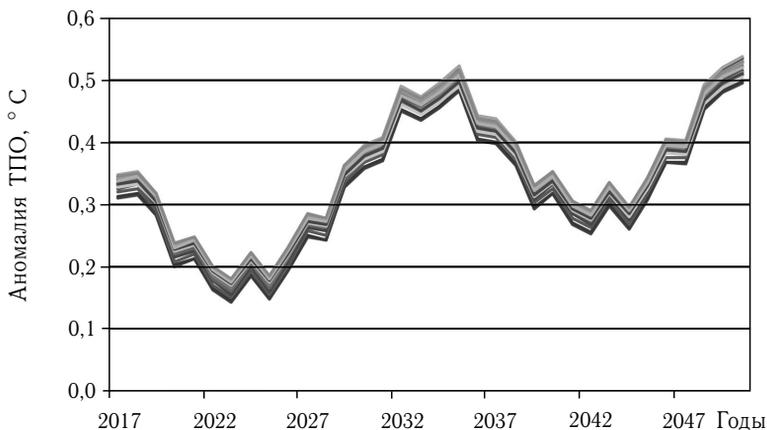


Рис. 5.11. Серия графиков значений аномалии ТПО, рассчитанных по уравнению линейной регрессии для южного полушария

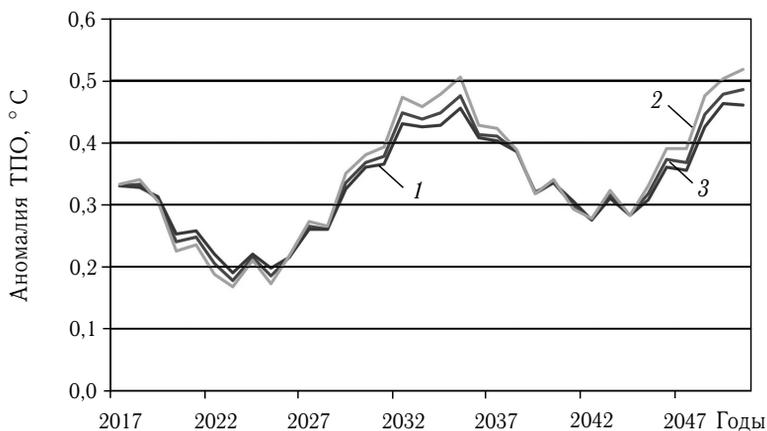


Рис. 5.12. Изменение средних по ансамблю линейных решений значений аномалии ТПО (1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Мировой океан)

Анализ средних по ансамблю линейных расчетов (рис. 5.12) показывает, что увеличение аномалии температуры поверхности Мирового океана с 2017 г. по 2050 г. может составить $0,155^{\circ}\text{C}$. В северном

полушарии прогнозируется увеличение аномалии ТПО на $0,131\text{ }^{\circ}\text{C}$, в южном — на $0,186\text{ }^{\circ}\text{C}$. В этом случае среднее увеличение аномалии ТПО в 2050 г. относительно 2017 г. составит 47,0% для Мирового океана, 39,7% для северного полушария и 55,9% для южного полушария. Максимальные значения аномалии ТПО составят: в 2035 г. $0,475\text{ }^{\circ}\text{C}$, $0,455\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $0,505\text{ }^{\circ}\text{C}$; в 2050 г. $0,485\text{ }^{\circ}\text{C}$, $0,461\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $0,519\text{ }^{\circ}\text{C}$ — для Мирового океана, северного и южного полушария соответственно. Минимальные значения аномалии ТПО приходятся на 2023 г. и 2025 г. Они составляют: в 2023 г. $0,178\text{ }^{\circ}\text{C}$, $0,189\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $0,167\text{ }^{\circ}\text{C}$; в 2025 г. $0,185\text{ }^{\circ}\text{C}$, $0,197\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $0,172\text{ }^{\circ}\text{C}$ — для Мирового океана, для северного и южного полушария соответственно. Минимальные значения в 2042 г. составляют: $0,274\text{ }^{\circ}\text{C}$, $0,275\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $0,277\text{ }^{\circ}\text{C}$; в 2044 г. $0,281\text{ }^{\circ}\text{C}$, $0,282\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $0,284\text{ }^{\circ}\text{C}$ — для Мирового океана, для северного и южного полушария соответственно.

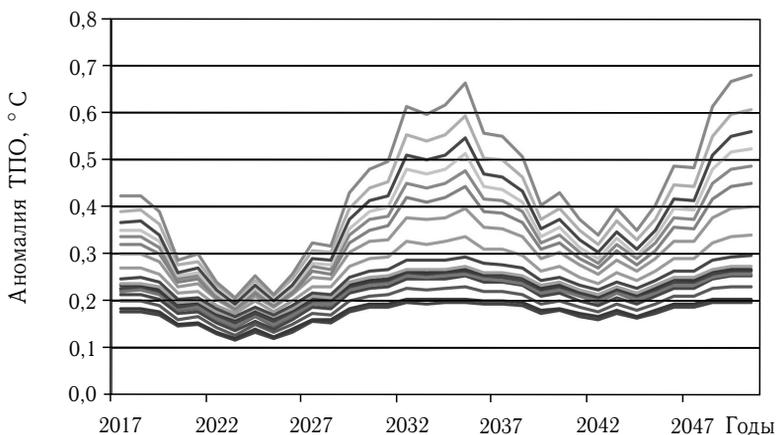


Рис. 5.13. Серия графиков значений аномалии ТПО Мирового океана, рассчитанных по полиномиальному уравнению регрессии

Для полиномиальных решений отмечаются значительные разбросы значений вблизи максимумов аномалии ТПО, особенно в северном полушарии. Из анализа результатов, полученных по ансамблю полиномиальных расчетов (рис. 5.16), следует, что увеличение аномалии ТПО Мирового океана с 2017 г. по 2050 г. может составить $0,091\text{ }^{\circ}\text{C}$. В северном полушарии аномалия ТПО увеличится на $0,063\text{ }^{\circ}\text{C}$, в южном — на $0,117\text{ }^{\circ}\text{C}$. Следовательно, среднее увеличение аномалии ТПО в 2050 г. относительно 2017 г. составит 33,3% для Мирового океана, 24,0% для северного полушария и 41,6% для южного полушария. Максимальные значения аномалии ТПО составят: в 2035 г. $0,359\text{ }^{\circ}\text{C}$, $0,324\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $0,390\text{ }^{\circ}\text{C}$; в 2050 г. $0,364\text{ }^{\circ}\text{C}$, $0,326\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $0,398\text{ }^{\circ}\text{C}$, — для Мирового океана, северного и южного полушарий соответственно.

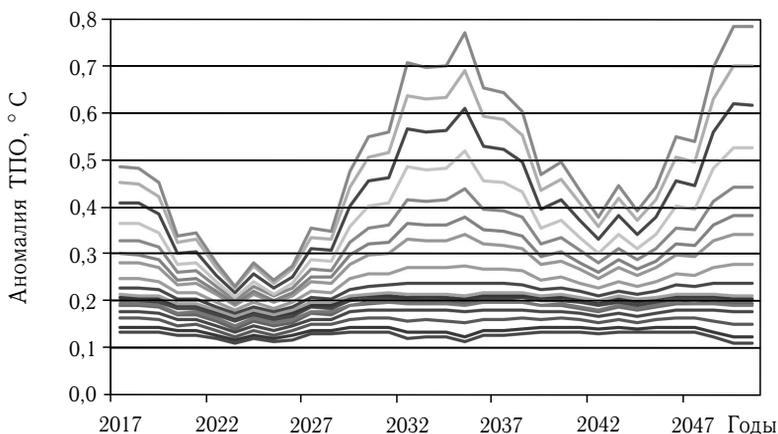


Рис. 5.14. Серия графиков значений аномалии ТПО северного полушария, рассчитанных по полиномиальному уравнению регрессии

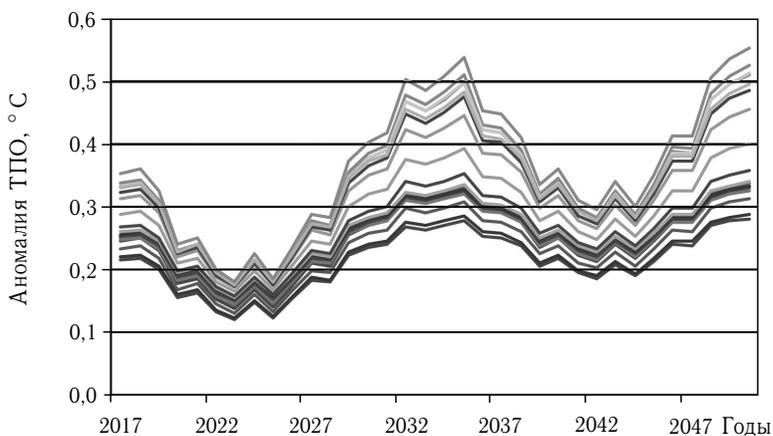


Рис. 5.15. Серия графиков значений аномалии ТПО южного полушария, рассчитанных по полиномиальному уравнению регрессии

Минимальные значения, по расчетам, приходятся на 2023 г. и 2025 г. Они составляют: в 2023 г. $0,164^{\circ}\text{C}$, $0,172^{\circ}\text{C}$ и $0,155^{\circ}\text{C}$; в 2025 г. $0,169^{\circ}\text{C}$, $0,177^{\circ}\text{C}$ и $0,159^{\circ}\text{C}$, — для Мирового океана, северного и южного полушарий, соответственно. Второй минимум приходится на 2042 г. и 2044 г. В 2042 г. аномалии ТПО составляют: $0,235^{\circ}\text{C}$, $0,230^{\circ}\text{C}$ и $0,240^{\circ}\text{C}$; в 2044 г. $0,240^{\circ}\text{C}$, $0,234^{\circ}\text{C}$ и $0,245^{\circ}\text{C}$, — для Мирового океана, северного и южного полушарий соответственно. Экстремальные значения в среднем линейном и полиномиальном решениях очень близки.

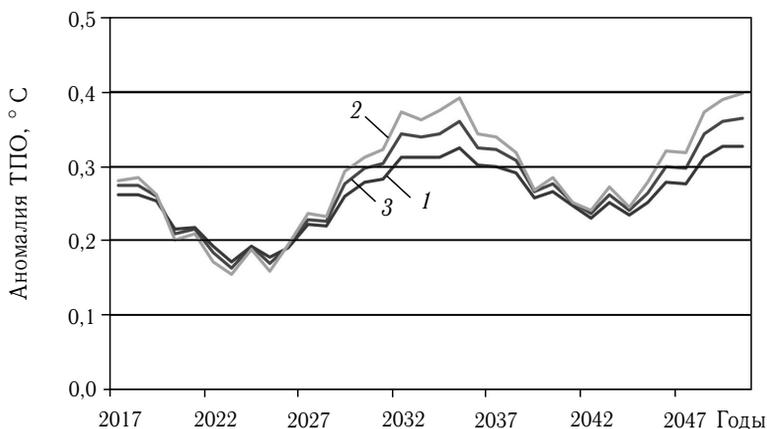


Рис. 5.16. Изменение средних по ансамблю полиномиальных решений значений аномалии ТПО (1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Мировой океан)

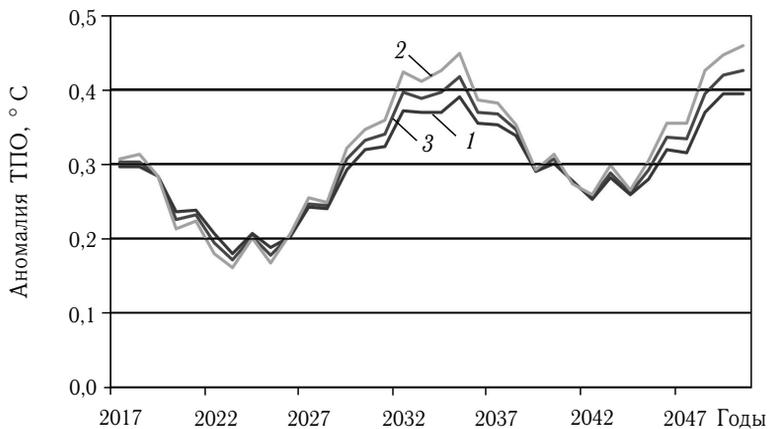


Рис. 5.17. Прогноз изменения аномалии ТПО по ансамблю линейных и полиномиальных решений (1 — северное полушарие, 2 — южное полушарие, 3 — Мировой океан)

Анализ средних по ансамблям линейных и полиномиальных решений (рис. 5.17) показывает, что увеличение аномалии ТПО Мирового океана с 2017 г. по 2050 г. может составить $0,124^{\circ}\text{C}$. Увеличение аномалии ТПО ожидается на $0,098^{\circ}\text{C}$ в северном полушарии и на $0,151^{\circ}\text{C}$ в южном. Увеличение аномалии ТПО в 2050 г. (относительно 2017 г.) составит 41,1 % для Мирового океана, 33,1 % для северного полушария и 49,1 % для южного полушария. Максимальные значения аномалии ТПО ожидаются: в 2035 г. $0,417^{\circ}\text{C}$, $0,390^{\circ}\text{C}$ и $0,448^{\circ}\text{C}$, а в 2050 г.

0,424 °С, 0,394 °С и 0,458 °С для Мирового океана, северного и южного полушарий соответственно. Минимальные значения (по расчетам) приходится на 2023 г. и 2025 г. Они составляют: в 2023 г. 0,171 °С, 0,180 °С и 0,161 °С; в 2025 г. 177 °С, 0,187 °С и 0,166 °С, — для Мирового океана, северного и южного полушария соответственно. Второй минимум отмечается в 2042 г. и 2044 г. В 2042 г. значения аномалии ТПО составляют: 0,254 °С, 0,252 °С и 0,258 °С; в 2044 г. 0,261 °С, 0,258 °С и 0,264 °С, — для Мирового океана, северного и южного полушария соответственно.

Следует отметить, что значения аномалии ТПО, указанные в архиве HadSST3 для 2015 г. и 2016 г., вероятно, можно считать только предварительными (иначе они могут классифицироваться «отскоками»). Указанные значения, например, в 2016 г. составляют для Мирового океана 0,592 °С, для северного полушария 0,737 °С, для южного полушария 0,425 °С. Эти значения, как и значения аномалии ПТВ за 2015 г. и 2016 г., представляются завышенными.

Результаты изменения аномалии ПТВ, полученные (в главе 4) по ансамблю линейных и полиномиальных решений, показывают, что аномалия ПТВ на всем интервале с 1850 г. по 2050 г. увеличивается в северном полушарии больше, чем в южном (рис. 4.17, 4.28). Результаты изменения аномалии ТПО показывают, что с 1850 г. по приблизительно 2010 г. увеличение аномалии ТПО в северном полушарии превышает увеличение аномалии ТПО в южном полушарии (рис. 5.6). Однако, начиная приблизительно с 2010 г., увеличение аномалии ТПО в южном полушарии начинает превышать увеличение аномалии ТПО в северном полушарии. Это превышение особенно заметно в диапазонах максимальных значений аномалии ТПО. В диапазонах минимальных значений увеличение аномалии ТПО в северном полушарии приблизительно до 2025–2030 гг. по-прежнему превосходит увеличение аномалии ТПО в южном полушарии (рис. 5.17). После этого увеличение аномалии ТПО в южном полушарии начинает превосходить увеличение аномалии ТПО в северном полушарии на всем интервале до 2050 г. В среднем значение аномалии ПТВ в диапазоне с 2000 г. по 2050 г. составит в северном полушарии 0,433 °С, в южном полушарии 0,295 °С. Средние значения аномалии ТПО в этом диапазоне ожидаются равными 0,263 °С и 0,272 °С для северного и южного полушарий соответственно. Вопрос о том, к каким климатическим последствиям могут привести более высокие темпы роста аномалии ТПО в ближайшее будущее в южном полушарии, вероятно, может быть решен проведением модельных экспериментов.

Для уточнения рассчитанного нами прогноза необходимо учитывать отмеченную уже поправку на 60-летнее колебание (*Климатическое мультидекадное колебание* — КМО). Однако амплитудно-периодические характеристики этого колебания еще однозначно не определены. Наши исследования в интервале от 1850 г. до 2015 г. изменения аномалии ТПО и ПТВ показывают, что период колебания

расхождения соответствующих фактических и рассчитанных значений аномалии ТПО (<http://www.solar-climate.com/geo/ocean.htm>) на этом интервале находится в пределах приблизительно от 62 до 69 лет (раздел 5.2). С учетом продолжительности эпох окончание текущей «теплой» фазы колебания можно ожидать в диапазоне 2018–2022 гг. (в принятом варианте временных границ фаз, при котором начало текущей «теплой» фазы приходится на 1987 г.). В настоящее время в «теплой» фазе колебания фактические значения аномалии ТПО превышают рассчитанные значения. Превышение фактических значений аномалии ТПО в текущей фазе составляет в среднем $0,118^{\circ}\text{C}$ для Мирового океана, $0,147^{\circ}\text{C}$ для северного полушария и $0,087^{\circ}\text{C}$ для южного полушария. Ожидается, что в следующей «холодной» фазе колебания фактические значения аномалии ТПО будут уступать рассчитанным значениям аномалии ТПО в среднем на $0,098^{\circ}\text{C}$ для Мирового океана (рис. 5.18).

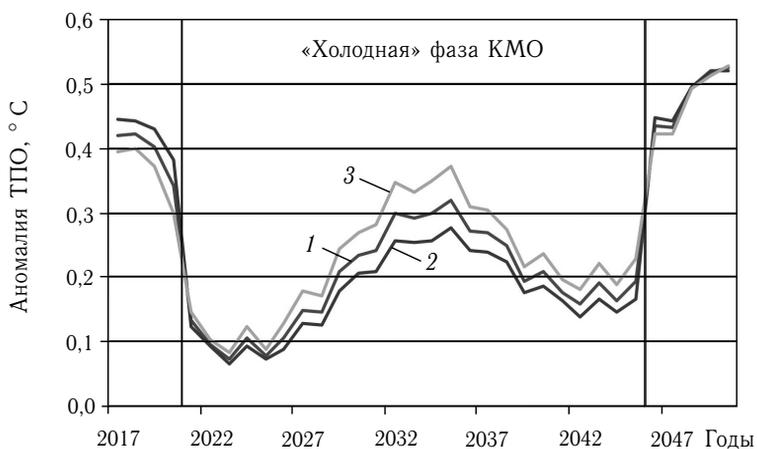


Рис. 5.18. Прогноз изменения аномалии ТПО по ансамблю линейных и полиномиальных решений с учетом КМО (1 — Мировой океан, 2 — северное полушарие, 3 — южное полушарие)

В исходных временных рядах аномалии ПТВ и ТПО (осредненных по полушариям, Земле и Мировому океану) и УМО (уровень Мирового океана) изменчивость в основном (от 69 % до 85 % в рядах ПТВ и ТПО, от 96 % до 99 % в рядах УМО) определяется трендами. Поэтому корреляционное сопоставление этих трендов с трендами угла наклона оси и ИК (83 %–85 % дисперсии в этих рядах также объясняется трендами) представляется оправданным для объяснения причин от 69 % до 85 % изменений аномалии ПТВ и ТПО и для 96 %–99 % изменений УМО определяемой трендом.

В северном полушарии фактические значения аномалии ТПО в «холодной» фазе в среднем будут на $0,114^{\circ}\text{C}$, а в южном полушарии на $0,077^{\circ}\text{C}$ ниже рассчитанных нами для соответствующих полушарий значений аномалии ТПО. Увеличение аномалии ТПО, вероятно, в основном будет проявляться в широтных зонах, расположенных выше 45° в каждом полушарии (в областях стока тепла). При этом в южном полушарии увеличение аномалии ТПО будет большим, чем в северном полушарии.

5.2. Североатлантическая осцилляция и КМО

Североатлантическая осцилляция (Atlantic Multidecadal Oscillation — АМО) — колебание в климатической системе Земли, отражающее периодическую изменчивость температуры поверхности океана в Северной Атлантике, была обнаружена в 1994 году М. Шлезингером и Н. Раманкутти (Schlesinger, Ramankutty, 1994). Эти колебания с периодом в среднем около 65–70 лет подтверждаются историческими наблюдениями и модельными расчетами (Delworth, Mann, 2000; Sutton, Hodson, 2004; Knight et al., 2006; Chylek, Lesins, 2008). Однако единства мнений относительно амплитуды и генезиса этого явления пока не существует. Оценкой Североатлантической осцилляции является индекс АМО, представляющий собой аномалию температуры поверхности океана (ТПО) в этом районе относительно среднего значения за период с 1951 г. по 1980 г. (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/amon.us.long.data>).

Отмечается корреляция температуры воздуха, атмосферных осадков и активности ураганов с индексом Североатлантической осцилляции на большей части северного полушария, в особенности в Северной Америке, Северной Африке и в Европе (Enfield et al., 2001; Goldenberg et al., 2001; Shanahan et al., 2009; Teegavarapu et al., 2013). Моделирование и прогнозирование изменения климата требует знания пространственных и временных особенностей этой мультидекадной изменчивости и ее причин.

Проведенное сравнение рассчитанных и фактических значений аномалии ПТВ Земли и аномалии ТПО показывает, что существуют группы фактических значений аномалии (продолжительностью в среднем около 30 лет на интервале 1900–2016 гг.), расположенные либо выше рассчитанных значений аномалии, либо ниже (раздел 4.2, 5.1). Отмеченные для ПТВ и ТПО колебания происходят (в атмосфере и поверхностном слое океана) в общем синхронно. Ряды значений расхождения фактических с расчетными значениями аномалии ПТВ и ТПО тесно связаны корреляционно. Значения R для рядов с 1900 г. по 2016 г. составляет 0,820, для рядов с 1850 г. по 2016 г. — 0,839. Также из полученных результатов следует, что амплитуда колебания как для ПТВ, так и для ТПО, в северном полушарии выше, чем

в южном полушарии. На интервале с 1900 г. по 2016 г. среднее по модулю значения аномалии ПТВ в северном полушарии составляет $0,173^{\circ}\text{C}$ и в южном $0,113^{\circ}\text{C}$. Среднее значения аномалии ТПО (на этом же интервале) в северном полушарии равно $0,147^{\circ}\text{C}$ и $0,107^{\circ}\text{C}$ в южном полушарии. Колебание с периодом около 60 лет выявляется вейвлет анализом данных аномалии ПТВ, приведенных в архиве HadCRUT3 (рис. 5.19). При спектральном анализе архива HadCRUT3 выявляются два четких максимума спектральной плотности вблизи периодов 60 и 20 лет (Малинин, 2012).

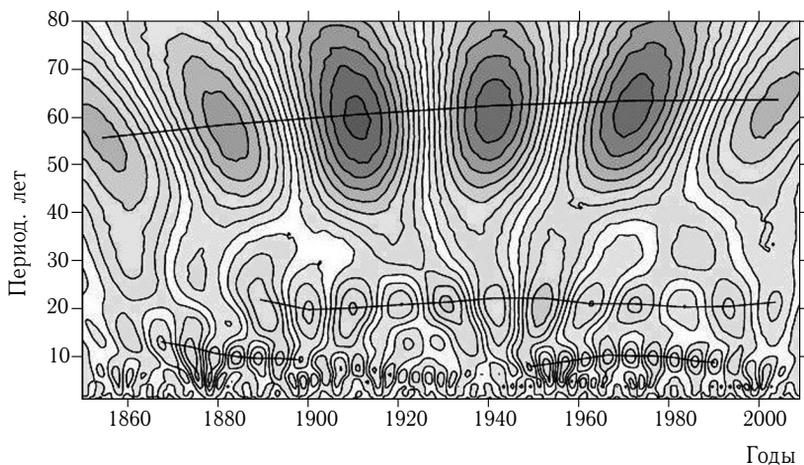


Рис. 5.19. Вейвлет-разложение ряда аномалии ПТВ (Малинин, Гордеева, 2011)

В связи с тем, что данные по мультидекадному колебанию представлены в архиве данных с 1856 г. (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/amon.us.long.data>), сравнение их с полученными нами расхождениями фактических и рассчитанных значений ТПО северного полушария проводилось в интервале с 1856 г. по 2016 г. (рис. 5.20).

Из-за расширения интервала данных аномалии ТПО и АМО мы рассматривали другой вариант (но в пределах диапазонов отмеченных нечетких границ фаз, глава 4) временной локализации «теплых» и «холодных» фаз колебания расхождения фактических и рассчитанных значений аномалии ТПО и индекса АМО (табл. 5.2) В этом варианте в каждой фазе в среднем 79,9% фактических значений находятся либо выше расчетных значений, либо ниже.

Среднее по модулю значение аномалии ТПО на интервале с 1856 г. по 2016 г. составляет $0,211^{\circ}\text{C}$. Среднее (по модулю) значение расхождения аномалии ТПО (с 1856 г. по 2016 г.) составляет по всему массиву $0,159^{\circ}\text{C}$ (75,4% от среднего модуля аномалии ТПО), для «теплых» и «холодных» эпох $0,150^{\circ}\text{C}$ и $-0,120^{\circ}\text{C}$ соответственно.

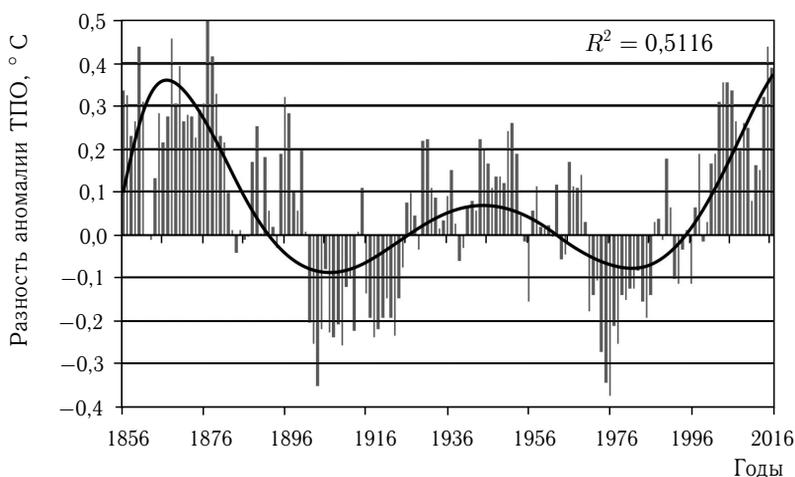


Рис. 5.20. Распределение расхождения фактических и рассчитанных по ансамблю линейных и полиномиальных решений значений аномалии ТПО в северном полушарии

Таблица 5.2

Характеристики «теплых» и «холодных» эпох ТПО северного полушария в диапазоне с 1856 г. по 2016 г.

Эпоха	Число лет		
	Всего	«Теплых»	«Холодных»
1856–1900 гг. «Теплая»	45	27 (81,8%)	6 (18,2%)
1901–1925 гг. «Холодная»	25	6 (13,9%)	37 (86,1%)
1926–1963 гг. «Теплая»	38	26 (68,4%)	12 (31,6%)
1964–1993 гг. «Холодная»	30	5 (16,7%)	25 (83,3%)
1994–.... гг. «Теплая»			

Средняя продолжительность выделяемых эпох в этом случае (на интервале с 1856 г. по 2016 г.) составляет 34,5 года. Для завершённых эпох (исключаются эпоха 1856–1900 гг., данные по которой могут быть ненадежными, и современная эпоха) средняя продолжительность составляет 31 год. Период колебания расхождения соответствующих фактических и рассчитанных значений аномалии ТПО, таким образом, равен приблизительно 62–69 годам (в случае принятого варианта временной локализации фаз колебания). С учетом продолжительности эпох (и выбранной временной локализации границ фаз) окончание текущей «теплой» эпохи можно ожидать в диапазоне 2025–2029 гг. Однако напомним, что временные границы фаз колебания не являются четкими.

Полученное распределение расхождения фактических значений ТПО северного полушария и рассчитанных сравнилось с распределением индекса АМО (рис. 5.21).

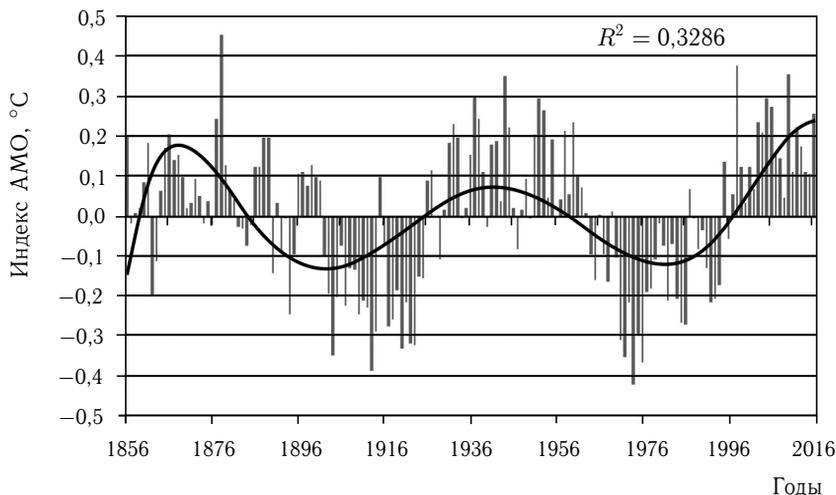


Рис. 5.21. Распределение среднегодового индекса АМО (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/amon.us.long.data>)

Сравнение полученного характера распределения расхождения фактических и расчетных значений аномалии ТПО северного полушария с распределением индекса АМО показывает их значительное сходство. Следует отметить, что некоторые различия могут быть связаны с тем, что аномалии ТПО рассчитываются относительно периода 1961–1990 гг., а индекс АМО — относительно периода 1951–1980 гг. Кроме того, аномалии ТПО определяются для всего северного полушария, а индекс АМО только для Северной Атлантики.

Коэффициент корреляции расхождения фактических и рассчитанных значений аномалии ТПО и индекса АМО составляет: по всему ряду 0,835, с 1900 г. по 2016 г. 0,842, с 1950 г. (наиболее достоверные метеоданные) 0,877. Средние модули расхождения фактических и рассчитанных значений аномалии ТПО и индекса АМО имеют довольно близкие значения: $0,159^{\circ}\text{C}$ и $0,146^{\circ}\text{C}$ соответственно. Начало и продолжительность «теплых» и «холодных» фаз индекса АМО в точности совпадает или отличается всего на год от соответствующих эпох, выделяемых (в принятом варианте границ фаз колебания) в распределении расхождения фактических и рассчитанных значений аномалии ТПО. Таким образом, расхождение фактических значений аномалии ТПО с рассчитанными значениями по данным инсоляции и значения индекса АМО на интервале 1956–2016 гг., в общем, совпадают.

Для исследования физической природы мультидекадного колебания многолетняя изменчивость аномалии ТПО и индекса АМО сравнивалась с вариациями скорости осевого вращения Земли (рис. 5.22). Изменение скорости вращения Земли характеризуется безразмерной величиной

$$\nu = \frac{(\omega - \Omega)}{\Omega} = \frac{(T - P)}{P},$$

где T — длительность земных суток; P — длительность стандартных (атомных или эфемеридных) суток, равная 86400 с; $\omega = 2\pi/P_3$ и $\Omega = 2\pi/86400$ рад/с — угловые скорости, соответствующие земным и стандартным суткам. Поскольку величина ω изменяется только в девятом–восьмом знаке, то значения ν имеют порядок 10^{-9} – 10^{-8} (Сидоренков, 2002).

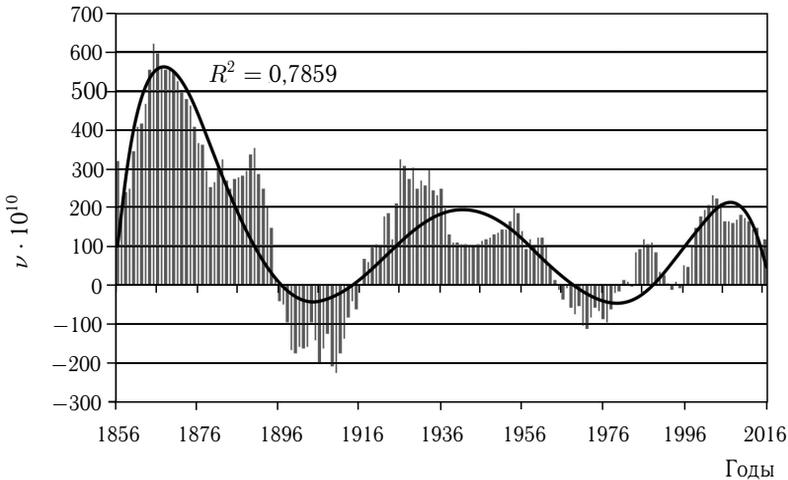


Рис. 5.22. Вариации скорости осевого вращения Земли (по данным, предоставленным Н.С. Сидоренковым)

Значения R между разностью фактических и расчетных значений аномалии ТПО и отклонением скорости осевого вращения по всему массиву данных (с 1856 г. по 2016 г.) составляют: 0,506, с 1900 г. 0,550, с 1950 г. 0,684. Сходным образом изменяется значение R между индексом АМО и величиной отклонения скорости осевого вращения Земли. По массиву данных с 1856 г. по 2016 г. значение R составляет: 0,438, с 1900 г. 0,551, с 1950 г. 0,763. Таким образом, по мере увеличения достоверности данных (ближе к современности) связь становится более тесной. Повышение достоверности данных ТПО определяется увеличением числа станций и точности наблюдений. Повышение достоверности данных по отклонению скорости осевого вращения

Земли связано с введением в практику наблюдений атомного времени (с 1955 г.). После сглаживания рядов методом 5-летнего скользящего среднего значения R между вариациями скорости осевого вращения Земли и расхождением фактических и рассчитанных значений ТПО по всему массиву (с 1856 г.) становится равным 0,607; с 1900 г. это будет 0,655; с 1950 г. 0,802. Значения R между значениями отклонения скорости осевого вращения Земли и индексом АМО по всему массиву (с 1856 г.) характеризуется значениями 0,546; с 1900 г. 0,697; с 1950 г. 0,900. Таким образом, эти явления тесно связаны между собой (рис. 5.23).

Сопоставление распределения аномалий ПТВ, ТПО рассчитанных на основе инсоляции, индекса АМО и отклонения скорости осевого вращения Земли за период с 1850 г. приведено на рис. 5.24–5.26. Значения разности фактических и рассчитанных значений аномалии ПТВ, ТПО и индекса АМО умножены на 1000.

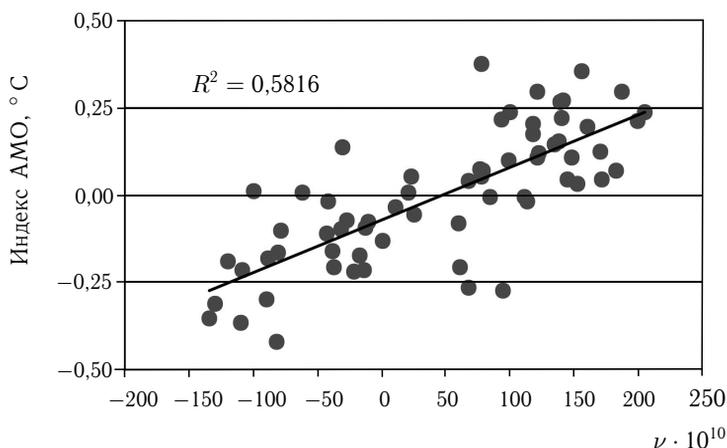


Рис. 5.23. Связь индекса АМО с вариацией скорости осевого вращения Земли на интервале 1950–2016 гг.

Вариации скорости осевого вращения рассчитывались относительно среднего для 1961–1990 гг. при сравнении с аномалией ПТВ и ТПО и относительно среднего за 1951–1980 гг. при сравнении с индексом АМО (рис 5.24–5.26).

Таким образом, Североатлантическая осцилляция (индекс АМО) приблизительно соответствует расхождению фактических и рассчитанных значений аномалии ТПО северного полушария. Алгебраическое сложение значений индекса АМО с соответствующими рассчитанными по приходящей солнечной радиации значениями аномалии ТПО (рис. 5.27) приводит к существенному увеличению R и сокращению расхождения между фактическими и рассчитанными значениями

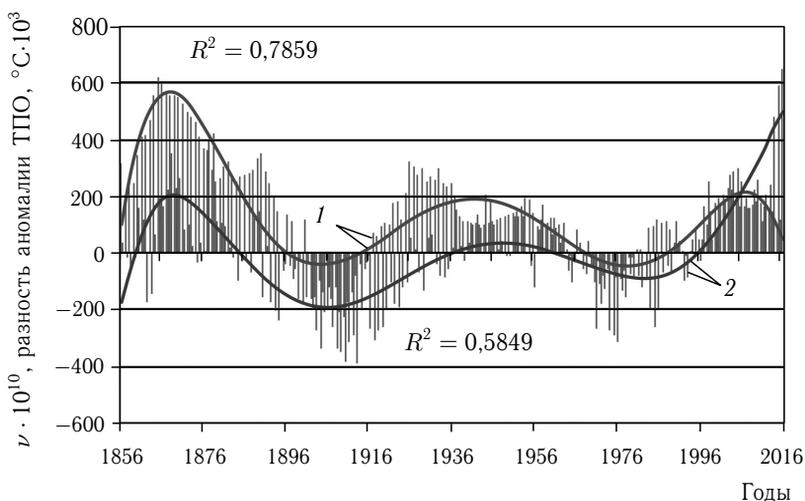


Рис. 5.24. Распределение вариаций скорости осевого вращения Земли (1) и расхождения между фактическими и рассчитанными значениями аномалии ТПО (2) (аппроксимация — полиномы 6-й степени)

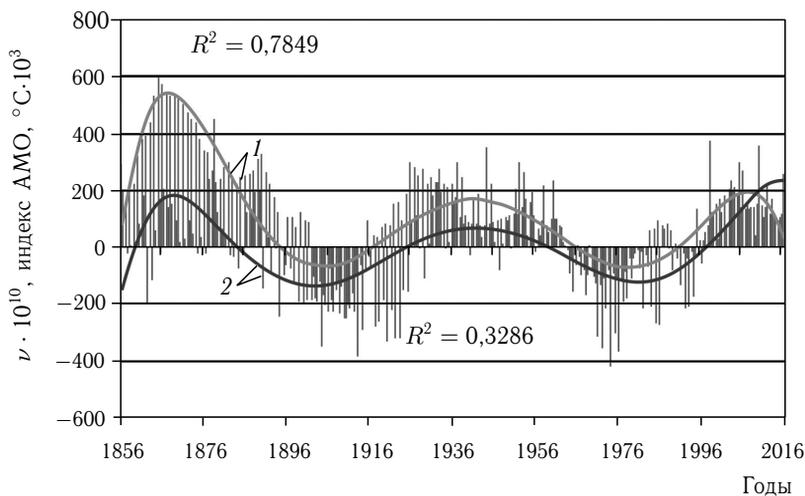


Рис. 5.25. Распределение вариаций скорости осевого вращения Земли (1) и индекса АМО (2) (аппроксимация — полиномы 6-й степени)

аномалии ТПО. Коэффициент корреляции между этими рядами с 1956 г. становится равным 0,903, а с 1900 г. 0,917. Величина среднего (по модулю) расхождения между фактическими и рассчитанными значениями ТПО с учетом индекса АМО оказывается равной 0,114 °С

для рядов с 1956 г. по 2016 г. ($0,094\text{ }^{\circ}\text{C}$ для периода с 1900 г. по 2016 г.). Это значительно меньше величины среднего по модулю ($0,159\text{ }^{\circ}\text{C}$) расхождения между фактическими и рассчитанными значениями аномалии ТПО за период с 1856 г. по 2016 г.

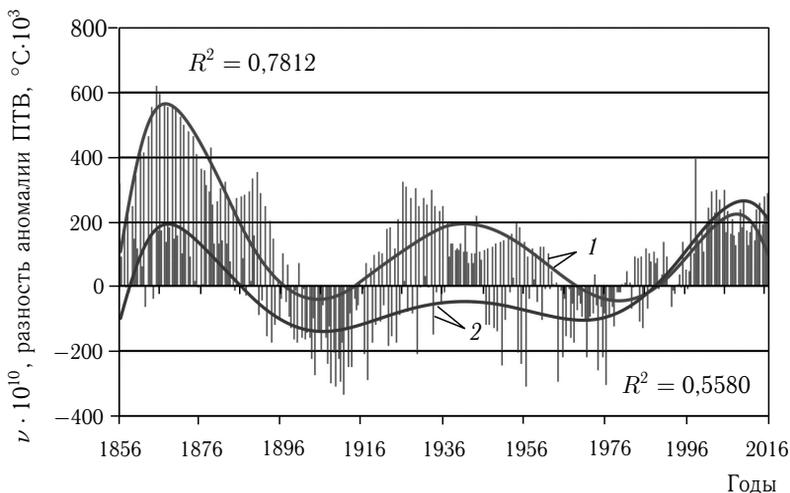


Рис. 5.26. Распределение вариаций скорости осевого вращения Земли (1) и расхождения между фактическими и рассчитанными значениями аномалии ПТВ (2), (аппроксимация — полиномы 6-й степени)

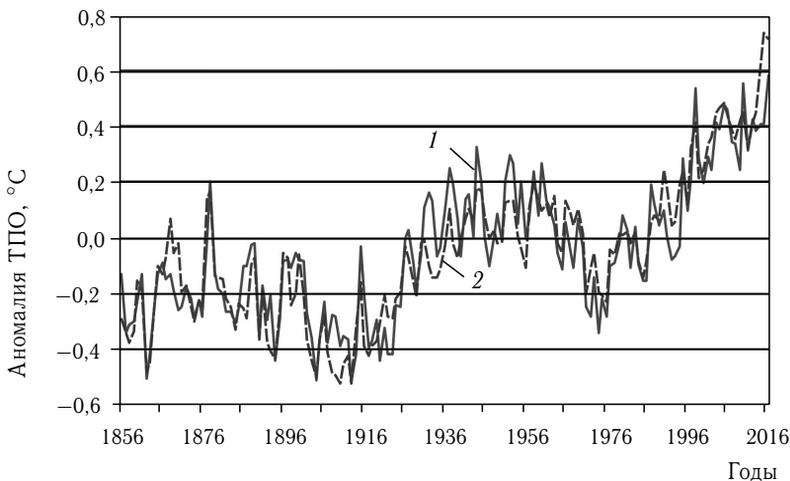


Рис. 5.27. Суммарные значения рассчитанной аномалии ТПО и соответствующих значений индекса АМО (1), фактические значения аномалии ТПО (2)

При этом отклонения скорости осевого вращения Земли тесно связаны и (в общем) синхронны с разностью фактических и рассчитанных значений аномалии ТПО в Северном полушарии и с индексом АМО. Вариации скорости осевого вращения Земли могут быть следствием закона сохранения количества движения в системе океан–атмосфера при проявлении в этой системе 60-летнего колебания.

Вследствие того, что мультидекадное колебание соответствует разности фактических и рассчитанных (на основе данных инсоляции) значений аномалии ПТВ и ТПО, физическая природа этого колебания не связана с инсоляционным фактором. Известно, что в макромире существуют два фундаментальных физических взаимодействия (электромагнитное и гравитационное). Поскольку, как показывают полученные результаты, природа мультидекадного колебания не связана с электромагнитным взаимодействием, она может определяться гравитационным взаимодействием, связанным с перемещением масс как внутри геосфер, так и в недрах Земли (происходящих под действием внутренних и внешних гравитационных факторов). Следовательно, физическая природа АМО (и разности фактических и рассчитанных значений аномалии ТПО, ПТВ и вариации скорости осевого вращения Земли), вероятно, является гравитационной (Федоров, 2000).

Корреляция значений аномалии ПТВ с отклонением скорости осевого вращения Земли по всему массиву данных слабее, чем связь аномалии ТПО с отклонением скорости осевого вращения Земли. Коэффициент корреляции аномалии ПТВ с отклонениями скорости осевого вращения составляет по ряду с 1900 г. по 2016 г. 0,434 (для ТПО и скорости вращения 0,551), по ряду с 1950 г. по 2016 г. — 0,535 (для ТПО и скорости вращения — 0,763). Таким образом, корреляционная связь аномалии ТПО (и индекса АМО) с отклонением скорости осевого вращения более тесная, чем связь аномалии ПТВ. Это указывает на то, что генерирующая роль колебания ТПО, АМО и ПТВ связана с океаном.

Обобщая результаты, полученные в главах 4 и 5 по колебанию разности, фактических и рассчитанных по инсоляции значений аномалии ПТВ и ТПО можно отметить следующее.

1. В расхождении фактических значений аномалии ТПО и ПТВ с соответствующими рассчитанными по уравнениям регрессии на основе связи с инсоляцией значениями аномалии обнаруживаются мультидекадные колебания. Период колебания изменяется в диапазоне от 62 до 69 лет. В случае если начало текущей «теплой» фазы колебания приходится на 1987 г., начало следующей «холодной» фазы ожидается в период с 2018 г. по 2022 г. Если же начало текущей «теплой» фазы приходится на 1994 г., то смена фаз мультидекадного колебания может произойти в интервале от 2025 г. до 2029 г. Средняя амплитуда (на интервале 1900–2016 гг.) составляет 0,137 °С для аномалии ПТВ и 0,120 °С для аномалии ТПО.

2. Мультидекадная периодичность проявляется в обоих компонентах системы океан–атмосфера и имеет глобальное пространственное распространение, поэтому это колебание, вероятно, правильнее называть КМО (*климатическая мультидекадная осцилляция* или Climatic Multidecadal Oscillation — СМО).

В северном (менее океаническом) полушарии амплитуды этого колебания превышают амплитуды, полученные для южного (более океанического) полушария. Для аномалии ПТВ это превышение (на интервале 1900–2016 г.) составляет $0,06\text{ }^{\circ}\text{C}$, для аномалии ТПО — $0,04\text{ }^{\circ}\text{C}$. Отмечаемое нами колебание, вероятно, соответствует выделяемой в климатической системе Земли В.И. Бышевым с коллегами ГАО — *Глобальной атмосферной осцилляции* (Бышев и др., 2012). Границы фаз колебания нечеткие, поэтому и характеристики колебания определяются только приблизительно (как и вариант смены текущей «теплой» фазы «холодной»).

3. Климатическая мультидекадная осцилляция в Североатлантическом регионе соответствует известным колебаниям — АМО. Коэффициент корреляции расхождения фактических и рассчитанных значений аномалии ТПО и индекса АМО составляет: по всему ряду $0,835$, с 1900 г. по 2016 г. $0,842$, с 1950 г. (наиболее достоверные метеоданные) $0,877$. Средние модули расхождения фактических и рассчитанных значений аномалии ТПО и индекса АМО имеют довольно близкие значения: $0,159\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $0,146\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответственно. Начало и продолжительность «теплых» и «холодных» фаз индекса АМО в точности совпадает или отличается всего на год от соответствующих эпох, выделяемых (в принятом варианте) в распределении расхождения фактических и рассчитанных значений аномалии ТПО. Таким образом, АМО — Североатлантическое региональное проявление КМО.

4. КМО синхронизирована с изменением осевой скорости вращения Земли. При этом увеличения осевой скорости вращения Земли соответствуют периоды превышения фактических значений аномалии ТПО и ПТВ над рассчитанными. При уменьшении скорости вращения фактические значения ТПО и ПТВ уступают рассчитанным, т. е., движение теплых поверхностных водных масс из низких широт в высокие (по типу зонального прилива) сопровождается увеличением скорости осевого вращения Земли и наоборот, движение поверхностных океанических вод из низких широт в высокие сопровождается уменьшением скорости осевого вращения Земли.

5. Корреляционная связь аномалии ТПО и индекса АМО с отклонением скорости осевого вращения Земли более тесная, чем связь аномалии ПТВ. Это указывает на то, что генерирующая роль КМО связана с Мировым океаном, а вариации скорости вращения Земли являются следствием закона сохранения количества движения в системе океан–атмосфера.

Рассмотрим возможные причины КМО.

Проявление колебаний со средним периодом около 60 лет известно во многих гидрометеорологических процессах. Это колебание, называемое нами в работе КМО, отмечается в процессах теплообмена в системе океан–атмосфера (Анисимов и др., 2012). КМО проявляется в изменении приповерхностной температуры воздуха (Scafetta, 2010; Груза, Ранькова, 2012) и, по мнению некоторых исследователей, в динамике площади морских льдов в Северном полушарии (Фролов и др., 2008, 2010). Как уже отмечалось, наиболее четко это колебание проявляется в Северной Атлантике. Предполагается космическая природа 60-летней периодичности (Фролов и др., 2008, 2010). Однако единства мнений относительно генезиса этого явления пока не существует (Малинин, 2015).

Как отмечалось в разделах 4.2 и 5.1, КМО (с учетом в качестве поправки средних для отдельных фаз колебания значений разности между фактическими и рассчитанными значениями) объясняется 15,8% дисперсии аномалии ПТВ Земли, 21,0% дисперсии аномалии ПТВ в северном полушарии и 9,4% в южном полушарии. КМО составляет 15,9% дисперсии аномалии ТПО Мирового океана, 21,8% дисперсии аномалии ТПО в северном полушарии и 8,4% в южном полушарии. В связи с этим возникает необходимость рассмотреть возможные причины этой климатической мультидекадной осцилляции.

Из разделов 4.2 и 5.1 следует, что природа этого колебания, вероятно, является гравитационной. А именно: КМО определяется гравитационным взаимодействием Земли с планетами Солнечной системы. Следовательно, в основе КМО должно быть существующее в природе (в окружающем Землю космическом пространстве), обусловленное гравитационным взаимодействием колебание с периодом около 60 лет (исходный гравитационный сигнал).

Известно, что планеты-гиганты Юпитер и Сатурн при движении вокруг Солнца образуют последовательные соединения (находятся на одной геоцентрической долготе) приблизительно каждые 20 лет (Белецкий, 1972; Бакулин и др., 1983; Федоров, 2000). Их приливное и возмущающее действие на Землю в эти периоды усиливается (в квадратуры ослабляется) по аналогии с сизигийными и квадратурными лунно-солнечными приливами. Соединения планет происходят в различных точках эклиптики. Но приблизительно каждые 60 лет соединение Юпитера и Сатурна имеет место в довольно узком секторе эклиптики.

Таким образом, периодически (каждые 60 лет) происходит приближительное повторение конфигурации Юпитера и Сатурна относительно Земли и Солнца. С этой периодичностью может быть связана генерация 60-летней периодичности в окружающем Землю пространстве (гравитационного сигнала).

Здесь уместно напомнить о таких физических явлениях, как синхронизация, соизмеримость и резонанс. Синхронизация определяется как «свойство материальных объектов самой различной природы вырабатывать единый ритм совместного существования, несмотря на различие индивидуальных ритмов и на подчас крайне слабые взаимные связи» (Блехман, 1971). Явление синхронизации состоит в том, что несколько, например, природных объектов, совершающих в отсутствие взаимодействия колебательные или вращательные движения с различными частотами (угловыми скоростями), при наложении даже весьма слабых связей начинают двигаться с одинаковыми, кратными или находящимися в рациональных отношениях частотами (угловыми скоростями). При этом устанавливаются определенные фазовые соотношения между колебаниями и вращениями.

Явление синхронизации — это механический процесс, возникающий, например, при движении небесных тел в Солнечной системе и приводящий к появлению соизмеримости в средних движениях планет и резонансам (Гребеников, Рябов, 1978). В связи с этим, представляется возможной синхронизация приливных явлений в Мировом океане с генерируемым Юпитером и Сатурном 60-летним колебанием. Синхронизация может определяться наличием (и колебанием) слабых гравитационных связей Земли с Юпитером и Сатурном и регулярными (с периодом 60 лет), бесконечно долгими повторениями их однотипных конфигураций относительно Земли и Солнца. Вот поэтому генезис КМО может быть связан с явлением синхронизации. Также это колебание может усиливаться вследствие резонанса из-за соизмеримости в движениях небесных тел.

Из астрономии известно, что в параметрах движений планет (и их спутников) выдерживается ряд интересных соотношений из-за наличия соизмеримостей и резонансов (Гребеников, Рябов, 1978). Периоды обращения планет-гигантов Юпитера и Сатурна равны приблизительно 12 и 30 годам соответственно, и, следовательно, отношение этих периодов близко к резонансу $2/5$. Поясним: 2 оборота Сатурна вокруг Солнца происходят приблизительно за то же время, что и 5 оборотов Юпитера. Через 60 лет взаимные положения Юпитера и Сатурна повторяются (соединения происходят в довольно узком секторе эклиптики). В таких случаях говорят, что между периодами обращения планет имеет место соизмеримость. Благодаря соизмеримости возникает нечто, подобное явлению, которое в механике называется резонансом. Резонанс возникает тогда, когда на колеблющееся тело в такт его колебаниям действует дополнительная периодическая сила. Такая дополнительная сила даже в том случае, если ее величина очень мала, приводит постепенно к большому увеличению размаха колебаний (Белецкий, 1972; Дубошин, 1975; Гребеников, Рябов, 1978).

Кроме этого, период парных соединений планет-гигантов Юпитера и Сатурна равен 19,86 годам. Период обращения лунных узлов (лунной орбиты) составляет 18,61 года (нутационный цикл проявляется

и в инсоляции Земли из-за изменения наклона оси вращения). Учитывая связь между частотой и периодом, а также то, что

$$T_1 = 18,61 \text{ г.} = 6797,157 \text{ сут}, \quad T_2 = 19,86 \text{ г.} = 7253,71 \text{ сут},$$

получаем

$$\omega_1 = 0,000924 \text{ сут}^{-1}, \quad \omega_2 = 0,000866 \text{ сут}^{-1}$$

и

$$\omega_1 - \omega_2 = 0,000058 \text{ сут}^{-1}.$$

Таким образом, в движениях парного соединения Юпитера и Сатурна и обращения лунной орбиты имеется соизмеримость (аналог резонанса в механике — орбитальный резонанс с резонансным числом 1/1). Соизмеримость в движениях Юпитера и Сатурна отмечается и с 19-летним циклом Метона (раздел 2.4). Колебания с периодом около 19 лет (связанные с нутацией и/или с 19-летним циклом Метона) проявляются в Мировом океане (Дарвин, 1965; Максимов и др. 1970; Foreman, Neufeld, 1991) и в атмосфере (Максимов, Абрамов, 1966). Из этого следует вероятность проявления в Мировом океане и зонального колебания с периодичностью около 60 лет. Одна («теплая») фаза колебания, возможно, отражает движение водных масс от экватора в сторону полюсов. Другая («холодная») фаза определяется движением водных масс в обратном направлении.

Еще одним эффектом, которым может усиливаться 60-летнее колебание, может быть стохастический резонанс. Эффект стохастического резонанса проявляется в отклике бистабильной или метастабильной нелинейной системы на слабый периодический сигнал при шумовом воздействии определенной мощности (Анищенко и др., 1999, 2006; Lean et al., 2005). Океанические приливы характеризуются значительным «шумом», в связи с этим 60-летнее колебание, генерируемое Юпитером и Сатурном, может быть слабым периодическим сигналом, находящим отклик в приливной динамике Мирового океана.

В итоге КМО может быть результатом синхронизации и резонансного усиления 60-летней периодичности (слабо, но бесконечно долго действующей на Землю), генерируемой в окружающем Землю пространстве движением Юпитера и Сатурна вокруг Солнца. Возможно, что КМО — это колебание, которое возникает в океане из-за синхронизации с повторением конфигураций Юпитера и Сатурна относительно Солнца и Земли. Оно усиливается резонансом из-за соизмеримости с нутационным циклом (периодом обращения лунных узлов) и стохастическим резонансом. Это океаническое колебание воспринимается нижней атмосферой. Оно также проявляется в изменении скорости осевого вращения Земли вследствие закона сохранения количества движения в системе океан–атмосфера.

Проведем сопоставление дат смены фаз КМО с датами астрономических конфигураций Юпитера и Сатурна в интервале с 1900 г. по 2050 г. Если за начало осцилляции принять даты смены «теплой» фазы КМО на «холодную» фазу, то окажется, что эти даты синхронны соединениям Юпитера и Сатурна в секторе, ограниченном геоцентрическими долготами от 283° до 301° . Отсчет геоцентрических долгот ведется от точки весеннего равноденствия по ходу видимого движения Солнца. Согласно астрономическим эфемеридам эти соединения приходятся на 1901 г., 1961 г., 2020 г. Даты перехода от «холодной» фазы КМО к «теплой» синхронизируются с квадратурой Юпитера и Сатурна (разность геоцентрических долгот равна 90°). Эти квадратуры Юпитера и Сатурна отмечаются в 1926 г. и в 1986 г. Очередное соединение по данным астрономических эфемерид (<http://ssd.jpl.nasa.gov>), произойдет в 2020 г. (смена «теплой» фазы КМО на «холодную») и с 2021 г. ожидается начало «холодной» фазы КМО. В 2045 г. будет образована квадратура Юпитера и Сатурна, и с 1946 г., вероятно, начнется очередная «теплая» фаза. Однако в системе океан–атмосфера эти даты могут испытывать колебания относительно дат астрономических конфигураций в связи с нелинейностью, происходящих в океане и атмосфере процессов и изменением термического состояния системы океан–атмосфера (как и климатической системы Земли).

В проведенном нами сопоставлении «теплая» и «холодная» фазы КМО имеют различную продолжительность. Продолжительность «холодных» фаз КМО составляет 25–26 лет, продолжительность «теплых» фаз составляет 34–35 лет. КМО в «теплые» фазы усиливает и в «холодные» фазы ослабляет общую тенденцию потепления современного глобального климата.

5.3. Изменение уровня Мирового океана

С тенденциями повышения ПТВ и ТПО, определяемыми усилением межширотного теплообмена (работы «тепловой машины первого рода») из-за уменьшения наклона оси вращения Земли, связано повышение уровня Мирового океана. Изменение уровня Мирового океана (УМО) определяется эвстатическими и изостатическими причинами. Эвстатические причины связаны с таянием ледников (Федоров, 2011, 2015 г) и многолетних морских льдов (Федоров, 2015 в, Федоров и др. 2016), которое определяется изменением температурных характеристик приземной атмосферы и поверхностного слоя океана (аномалии ПТВ и ТПО). От изменения температурных характеристик также зависят процессы испарения и выпадения атмосферных осадков (Клиге и др., 2009), а также плотностная (стерическая) составляющая изменения УМО, обусловленная расширением удельного объема воды в поверхностном слое океана.

В общей климатологии УМО рассматривается как интегральный индикатор глобального водообмена, перераспределяющего воды гидросферы между отдельными оболочками Земли, прежде всего между ледниковыми покровами и водами суши. Одновременно с этим УМО испытывает плотностные (стерические) колебания, возникающие под действием (главным образом) температуры верхнего слоя океана, а также частично от поступления пресных вод с ледников и речных водосборов. (Клиге, 1985; Малинин и др., 2007; Клиге и др., 2009). Объемные изменения УМО в основном представляют собой сумму эвстатических факторов и плотностной (стерической) компоненты (Малинин, 2012).

Предполагается, что в современных климатических условиях при глобальном осреднении колебания УМО за счет современных вертикальных движений земной коры, имеющих разный знак в разных регионах Земли, изменения эквстатической компоненты нивелируются (Клиге и др., 2009). Таким образом, изостатические деформации УМО предполагаются несущественными на данном временном интервале.

Основным источником энергии гидрометеорологических процессов является лучистая энергия Солнца. Причиной трендов в изменении аномалии ТПО и ПТВ, как показано в предыдущих разделах, является изменение наклона земной оси, регулирующего распределение входящей солнечной энергии по широтам и сезонам. Нами были проведены исследования нестабильности уровня Мирового океана в связи с инсоляцией Земли (приложение). При этом использовался показатель инсоляции ИК, который рассчитывался как средняя по полушариям разность солнечной радиации поступающей, за год в экваториальные и соответствующие полярные области каждого полушария. Усреднением полушарных ИК рассчитывалась ИК для Земли. Этот показатель инсоляции, названный нами инсоляционной контрастностью (ИК), близок по смыслу межширотному градиенту инсоляции, но не является удельным по расстоянию показателем. Он, таким образом, равен средней по полушариям разности инсоляции ($\text{Дж}/\text{м}^2$) в области, являющейся источником тепла, и инсоляции ($\text{Дж}/\text{м}^2$) в области стока тепла. ИК ($\text{Дж}/\text{м}^2$), как и межширотный градиент инсоляции, определяет интенсивность межширотного теплообмена в системе океан–атмосфера (в климатической системе Земли).

Исходными данными по изменению УМО были три ряда годовых значений, охватывающих период с 1861 г. по 2008 г. Ряд №1 — результат реконструкции глобального уровня океана по данным инструментальных наблюдений (с 1861 г. по 2008 г.). Ряд №1 получен в Российском государственном гидрометеорологическом университете (Малинин и др., 2007; Малинин, 2012); ряд №2 охватывает период с 1860 г. по 2008 г. (Cherch, White, 2006) и ряд №3 — (с 1861 г. по 2008 г.) (Jevrejeva et al., 2006). Для сравнения этих трех рядов УМО они были совмещены на отметке 100 мм для 1901 года (Малинин,

2012). Эти приведенные ряды УМО, любезно предоставленные автору В.Н. Малининым, анализировались в связи с изменением значений инсоляционной контрастности.

Корреляционный анализ этих рядов с ИК показывает высокую корреляционную связь между изменением уровня Мирового океана и изменением широтного распределения инсоляции. Значение R для ряда №1 составляет 0,908, для ряда №2 — 0,910, для ряда 3 — 0,929. С учетом высокого уровня корреляционной связи нами были получены линейные и полиномиальные (полином 2-й степени) уравнения регрессии инсоляционной контрастности и значений УМО для всех трех рядов (рис. 5.28, 5.29).

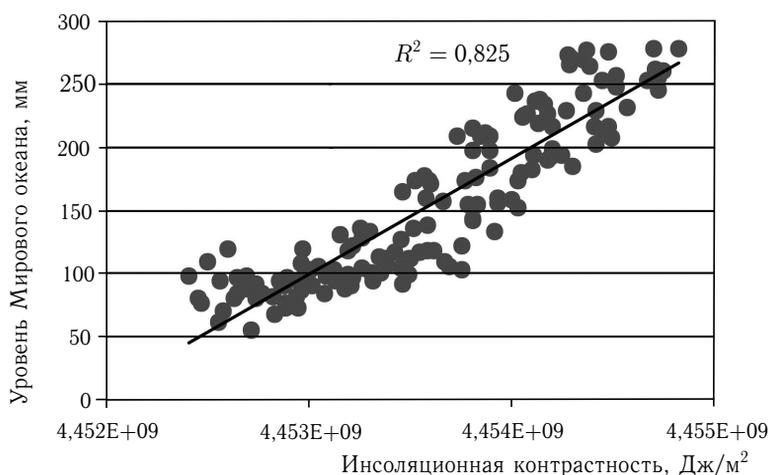


Рис. 5.28. Связь УМО и инсоляционной контрастности и график уравнения линейной регрессии (ряд №1)

По уравнениям регрессии были рассчитаны значения УМО для периода с 1861 г. по 2050 г. Затем (для каждого из трех рядов) рассчитывались средние значения УМО по ансамблю линейных и полиномиальных решений. Проведено сравнение рассчитанных по ансамблю значений УМО с фактическими, представленными в рядах тринадцатью значениями УМО (интервал с 1861 г. по 2008 г.). Сравнение проводилось вычитанием рассчитанных значений УМО из соответствующих по годам фактических значений УМО. Средние по модулю значения расхождения составили: для ряда №1 20,81 мм, для ряда №2 19,43 мм, для ряда №3 23,39 мм. Относительно значения УМО 2008 г. (последних данных в рядах УМО) эти расхождения составляют 7,56%, 7,09% и 8,91% соответственно. При этом в распределении расхождения рассчитанных значений УМО с фактическими значениями

отмечается периодичность. Выделяются периоды, в которых фактические значения превышают рассчитанные, и периоды, в которых они им уступают (рис. 5.30).

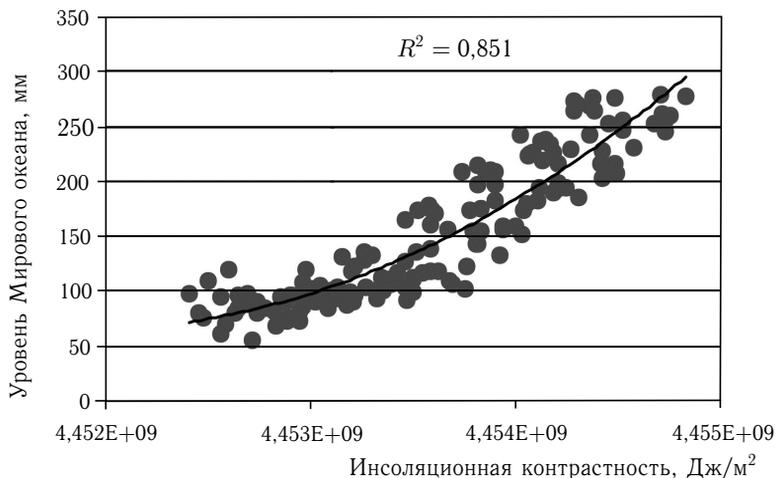


Рис. 5.29. Связь УМО и ИК и график уравнения полиномиальной (полином 2-й степени) регрессии (ряд № 1)

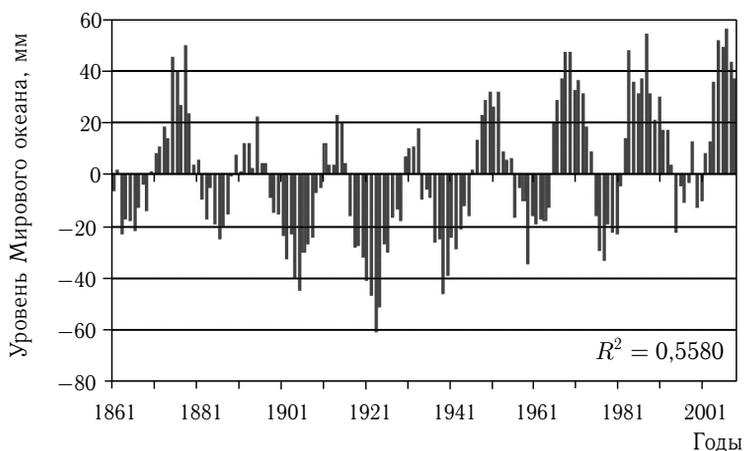


Рис. 5.30. Распределение разности фактических и рассчитанных значений УМО (ряд № 1)

На исследуемом интервале выделяется 8 групп, в которых разность фактических значений УМО, превышает рассчитанные значения УМО и 8 групп, в которых фактические значения уступают рассчитанным.

Средняя продолжительность групп, в которых разность фактических и рассчитанных значений УМО является положительной, составляет 8,67 года (9,75, 9,86 и 10,0 лет для первого, второго и третьего ряда соответственно). Средняя продолжительность групп, в которых разность фактических и рассчитанных значений УМО является отрицательной, составляет 9,87 года (9,75, 8,75 и 8,50 лет для 1, 2 и 3 ряда соответственно). Эти группы приблизительно соответствуют фазам 19-летнего нутационного цикла, проявляющегося в распределении инсоляции (Fedorov, 2015 а). Расхождения, таким образом, связаны с тем, что нутационный цикл не проявляется (или очень слабо проявляется) в изменении УМО.

Средние по модулю значения разности фактических и рассчитанных значений УМО для групп с отрицательной разностью расхождения составляют $-19,56$ мм, $-19,43$ мм и $-20,98$ мм для первого, второго и третьего ряда соответственно (среднее будет $-19,99$ мм). Средние по модулю значения разности фактических и рассчитанных значений УМО для групп с положительной разностью расхождения составляют 21,80 мм, 19,19 мм и 24,68 мм для первого, второго и третьего ряда соответственно (среднее 21,89 мм).

С учетом полученных расхождений в рассчитанные значения УМО были внесены соответствующие поправки для групп с отрицательными и положительными значениями разности (алгебраическим сложением соответствующих средних значений расхождения). В результате среднее по модулю расхождение фактических и рассчитанных значений УМО сократилось и составило 11,29 мм, 10,32 мм и 11,71 мм для рядов № 1, № 2 и № 3 соответственно. Относительно значения УМО зафиксированного для 2008 г. это составляет 4,10 %, 3,76 % и 4,46 % для рядов № 1, № 2 и № 3 соответственно. Изменение УМО по фактическим и рассчитанным (с учетом поправок) данным для ряда № 1 представлено на рис. 5.31.

Рассчитывалась дисперсия для рядов фактических данных УМО (D1) и соответствующих рядов расхождения фактических и рассчитанных значений (D2). Затем рассчитывалось значение $D2/D1$ и вычитанием полученных значений из единицы определялась доля изменений УМО, объясняемая инсоляционной контрастностью (по которой рассчитывались значения УМО). Умножением этой величины на 100 были получены величины изменения УМО, объясняемые изменением ИК в процентах. Эти значения составили 95,22 %, 95,39 % и 96,39 % для рядов № 1, № 2 и № 3 соответственно.

Таким образом, изменения УМО в основном определяются изменением инсоляционной контрастности Земли, связанной с изменением наклона оси ее вращения и регулирующей работу «тепловой машины первого рода» (Fedorov, 2015 а; Федоров, 2015 а, б).

С учетом полученных данных по продолжительности групп с положительными и отрицательными значениями разности фактических и рассчитанных значений УМО нами были внесены соответствующие

поправки (средние для этих групп значения расхождения) в рассчитанные на период с 2009 г. по 2050 г. значения УМО. В результате получены ожидаемые значения изменения УМО по данным инсоляции (ИК) на период с 2009 г. по 2050 г. (рис. 5.32).

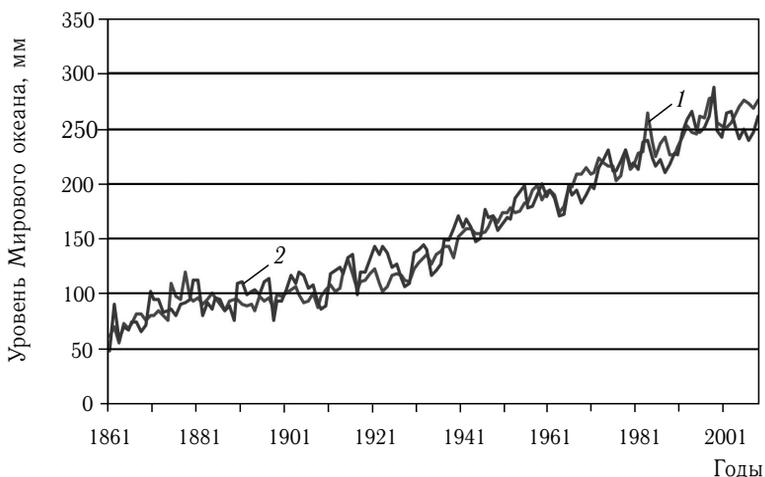


Рис. 5.31. Изменение УМО по фактическим (1) и рассчитанным (2) значениям ряда № 1

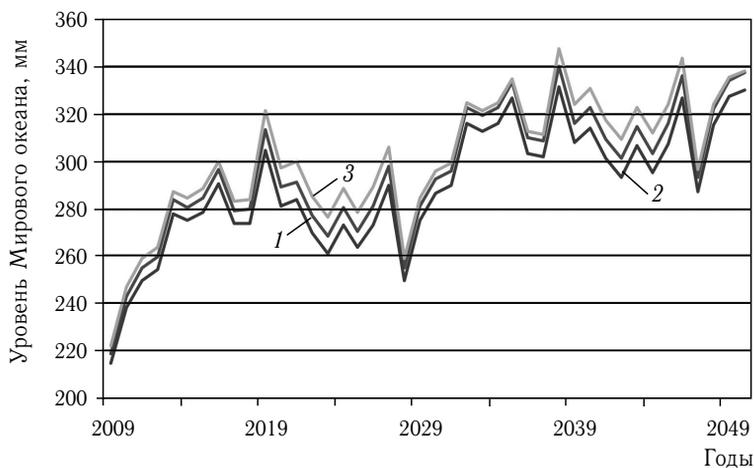


Рис. 5.32. Прогноз изменения УМО (1 — ряд № 1, 2 — ряд № 2, 3 — ряд № 3)

Полученные результаты показывают, что УМО на этом интервале в целом повышается. Однако его изменения при этом весьма существенные. Так, в 2019 г., 2038 г. и в 2046 г. ожидаются максимальные

повышения УМО, которые составят 312,74 мм (среднее по рядам № 1, № 2 и № 3), 339,63 мм и 335,17 мм соответственно. Это повышение УМО относительно 2008 г. (270,61 мм — среднее по рядам № 1, № 2 и № 3) составит 42,13 мм, 69,02 мм и 64,56 мм в 2019 г., 2038 г. и 2046 г. соответственно. Относительно текущего 2016 г. увеличение УМО в годы его максимального подъема на данном интервале может составить 17,39 мм, 44,29 мм и 39,82 мм в 2019 г., 2038 г. и 2046 г. соответственно.

Следует отметить, что ближайший максимум УМО в 2019 году (рис. 5.32) совпадает с абсолютным максимумом в прогностическом ряду УМО, рассчитанном на период с 2000 г. по 2028 г. по физико-статистической модели в РГГМУ (Малинин, 2012). В основе этой модели лежит связь аномалии ПТВ (архив HadCRUT3) и значений УМО.

Изменение УМО тесно связано с изменением ПТВ и ТПО. В интервале с 1861 г. по 2008 г. связь фактических значений УМО с фактическими значениями аномалии ПТВ и ТПО характеризуется значениями R , представленными в табл. 5.3.

Таблица 5.3

Коэффициент корреляции фактических значений УМО и фактических значений аномалии ПТВ (HadCRUT4) и ТПО (HadSST3). Ряд № 1 и № 3 представлены с 1861 г. по 2008 г., ряд № 2 — с 1870 г. по 2008 г.

	Ряд № 1	Ряд № 2	Ряд № 3
Аномалия ПТВ	0,865	0,853	0,833
Аномалия ТПО	0,850	0,827	0,813

При увеличении продолжительности фактических рядов за счет рассчитанных значений УМО аномалии ПТВ и ТПО с 2009 г. по 2050 г. значения R несколько возрастают (табл. 5.4). В рассчитанные ряды аномалии ПТВ и ТПО при этом внесены поправки на КМО, а в ряды УМО — поправки на нутационное колебание инсоляции.

Таблица 5.4

Коэффициент корреляции фактических (до 2008) и рассчитанных (с 2009 г. по 2050 г.) значений УМО с аномалией ПТВ и ТПО

	Ряд № 1	Ряд № 2	Ряд № 3
Аномалия ПТВ	0,894	0,888	0,875
Аномалия ТПО	0,882	0,868	0,862

Повышение УМО связано с потеплением глобального климата Земли. Это потепление определяется естественными причинами, основной из которых является уменьшение угла наклона оси вращения Земли и связанного с этим увеличением инсоляционной контрастности. Следствием усиления ИК является усиление межширотного теплообмена (усиление работы «тепловой машины первого рода»). Это приводит к повышению температуры в областях стока тепла, повышению содержания водяного пара в атмосфере в областях стока тепла и (в связи с этим) к усилению парникового эффекта.

Последствиями отмечаемого в связи с потеплением климата повышения УМО могут стать подтопления (особенно в результате ветровых нагонов) территорий, расположенных вблизи отмечаемых высотных уровней, абразионный размыв их берегов и отступление береговой линии.

Заключение

Климат — важнейшая характеристика природной среды обитания человека и общества, поэтому исследование изменений глобального климата всегда будет актуальной проблемой для естествознания. Наиболее важным для исследования и прогнозирования изменений климата является вопрос о причинах, вызывающих эти изменения (Монин, Шишков, 1979; Монин, 1982; Монин, Шишков, 2000; Кондратьев, 1987).

Не подвергается сомнению то, что солнечная радиация, поставляющая на Землю свет и тепло, имеет важнейшее значение в генезисе климата и в развитии жизни на Земле. Солнечная радиация — основной источник энергии, определяющий радиационный и тепловой баланс Земли, ее поверхности, атмосферы и Мирового океана, термический режим биосферы (Зубов, 1938; Шулейкин, 1953; Кондратьев, 1965; Лоренц, 1970; Будыко, 1974, 1980; Монин, 1982; Монин, Шишков, 1979, 2000). «Солнце — единственный источник тепла, достаточно сильный для того, чтобы оказывать значительное влияние на температуру поверхности земли и воздуха» (Воейков, 1948, с. 166).

Движением Земли вокруг Солнца и наклоном земной оси к плоскости этого движения определяются изменения климата в течение года — смена времени года. Еще Гиппархом было дано объяснение этому явлению. Оно связывалось с изменением наклона падения солнечных лучей при движении Земли (ось вращения которой имеет наклон) вокруг Солнца («климат», в переводе с греческого языка, означает «наклон»). Причины же межгодовой и многолетней изменчивости климата до последнего времени остаются предметом научных дискуссий.

В настоящей работе анализируется современный солярный климат Земли. Определены основные тенденции в его изменении — усиление широтной контрастности и сглаживание сезонных различий. Эти тенденции связаны с небесно-механическим процессом — вековым изменением наклона оси вращения Земли. Уменьшение угла наклона оси (относительно перпендикуляра к плоскости эклиптики) служит причиной увеличения межширотного градиента инсоляции

(инсоляционной контрастности) и сглаживания сезонных различий в инсоляции. Поверхность (ВГА), на которую рассчитан приход солнечной энергии, является поверхностью отсчета радиационного (и теплового) баланса Земли. Рассчитанные с большим временным и пространственным разрешением вариации инсоляции могут использоваться и при точных расчетах радиационного баланса Земли (Trenberth, Fasullo, 2009, 2011).

Глобальный климат Земли и его изменения в основном определяются характером и тенденциями изменения солярного климата Земли. На основе корреляционного анализа рассчитанной инсоляции Земли и климатических данных за период с 1900 г. по 2014 г. выявлены связи в многолетнем распределении по широтным зонам аномалии ПТВ и показателей инсоляции. Найдены различия в характере связи аномалии ПТВ и инсоляции, определяемые типом подстилающей поверхности. Выявлены связи временных рядов аномалии ПТВ и инсоляции в отдельных широтных зонах Земли. Определено, что распределение характера выявленной связи по широтным зонам Земли регулируется инсоляционной контрастностью.

Определены причины многолетних изменений аномалии ПТВ и ТПО (важнейшей характеристики современных изменений климата) с многолетними изменениями инсоляционной контрастности. Определены причины изменения термической составляющей современного глобального климата Земли (аномалии ПТВ и ТПО), связанные с увеличением инсоляционной контрастности, определяемым изменением наклона оси вращения Земли.

Моделирование многолетних изменений аномалии ПТВ и ТПО на основе уравнения регрессии (ансамбля линейных и полиномиальных решений) показало, что многолетними изменениями инсоляционной контрастности в диапазоне с 1900 г. по 2016 г. объясняется 68,3% дисперсии аномалии ПТВ Земли, 60,3% в северном полушарии и 72,3% в южном полушарии. Дисперсия аномалии ТПО объясняется для Мирового океана (на интервале 1900–2016 гг.) на 68,3%, в северном полушарии на 57,3%, в южном полушарии на 75,4%. С учетом поправок в расчетных значениях на 60-ти летнее колебание (КМО) эти показатели увеличиваются. Для ПТВ Земли они составляют 82,7%, для северного полушария — 79,7%, и для южного полушария — 80,6%. Для аномалии ТПО эти показатели становятся равными: 82,7%, 77,1% и 82,8% для Мирового океана, северного и южного полушария соответственно. Вклад 60-летнего колебания (КМО) в изменение аномалии ПТВ составляет: для Земли 14,4%, для северного полушария 19,4%, для южного полушария 8,3%. Изменение аномалии ТПО Мирового океана на 14,4% объясняется 60-летним колебанием (КМО). В северном и южном полушарий вклад этой осцилляции в изменение аномалии ТПО составляет соответственно 19,8% и 7,4%. Эти соотношения на длительных интервалах времени, вероятно, могут изменяться.

При учете в качестве поправок средних для отдельных фаз 60-летнего колебания значений расхождения фактических и рассчитанных значений влиянием двух факторов (инсоляционной контрастностью и 60-летним колебанием) объясняется 84,1 % изменения аномалии ПТВ Земли, 81,3 % изменения аномалии ПТВ в северном полушарии и 81,7 % в южном полушарии. Влиянием отмеченных факторов в этом случае объясняется 84,2 % дисперсии аномалии температуры поверхности Мирового океана, 79,1 % дисперсии аномалии ТПО в северном полушарии и 83,8 % в южном полушарии. Таким образом, основными причинами изменения аномалии ПТВ и ТПО в интервале с 1900 г. по 2016 г. являются инсоляционная контрастность и Климатическая мультидекадная осцилляция (КМО, Climatic Multidecadal Oscillation — СМО). Суммарно этими факторами объясняется изменение 84,1 % аномалии ПТВ для Земли и 84,2 % аномалии температуры поверхностного слоя Мирового океана. Остающаяся без объяснения часть изменения аномалии ПТВ (приблизительно 16–19 %), вероятно, связана с нестабильностью солнечной активности, вулканической деятельностью и другими факторами. На основе найденной связи аномалии ПТВ и ТПО с инсоляционной контрастностью созданы регрессионные модели изменения аномалии ТПО и ПТВ. Разработан алгоритм прогноза (оценки) и рассчитаны значения аномалии ПТВ и ТПО для Земли и полушарий до 2050 г.

С изменением ПТВ и ТПО (регулируемым ИК) связано повышение уровня Мирового океана. Повышение УМО более чем на 95 % определяются увеличением инсоляционной контрастности (ИК) Земли, связанным с уменьшением угла наклона оси ее вращения. На основе регрессионной модели выполнен прогноз изменения УМО на период с 2017 г. по 2050 г.

В целях прогноза и оценки изменения ПТВ, ТПО и УМО на данном этапе работы нами используются простые регрессионные модели. Это отчасти определяется тем, что полученные в ходе работы результаты выявили, по крайней мере, три общие проблемы в учете вариаций приходящей солнечной радиации в физико-математических моделях климата.

Проблема 1. *Входной энергетический сигнал*

В настоящее время в качестве входящего в климатическую систему Земли внешнего энергетического сигнала в радиационном блоке физико-математических моделей климата (CLIM-5) IPCC рекомендовано использование данных, полученных (Lean et al., 1995) в результате радиометрических измерений общего потока радиации (с 1978 г.) и реконструкции TSI (с 1610 г. с годовым и с 1882 г. с месячным разрешением). (<http://solarisheppa.geomar.de/cmip5>). Реконструкция общего потока радиации (TSI) выполнена на основе вариаций солнечной активности (чисел пятен и факельных вспышек). Эти

реконструированные данные не отражают изменений инсоляционной контрастности, с которыми связано усиление межширотного теплообмена (работы «тепловой машины первого рода») (Шулейкин, 1953), а также многолетняя изменчивость ПТВ, ТПО и УМО. Напомним, что инсоляционная контрастность — это разность между годовой радиацией приходящей в область 0–45 °С (источник тепла) и 45–90 °С (стока тепла) в каждом полушарии (для Земли рассчитывается среднее по полушариям). Инсоляционная контрастность отражает изменение в переносе энергии на ВГА.

Учет отмеченного измеренного и реконструированного TSI в качестве входного энергетического сигнала (<http://solarisheppa.geomar.de/stip5>) не верен при климатическом моделировании по следующим причинам.

- Во-первых, он отражает изменение общего прихода радиации к Земле. Это изменение, как показывают выполненные расчеты инсоляции Земли, незначительно (менее 0,005 % за 6000 лет). Эти вариации в приходе солнечной радиации рассчитываются и для отдельных широтных зон по косинусу широты (без учета изменения наклона оси вращения Земли). Однако, поскольку вариации приходящей к Земле радиации малы, то и вариации в широтных зонах в этом случае также малы. Важен учет не вариаций в поступлении радиации, а изменчивости в ее распределении по широтным зонам в связи с изменением наклона оси вращения Земли. Изменения ИК в годовом распределении за 6000 лет составляют около 3 % (рис. 2.1). Именно этими вариациями определяются тренды в изменении глобальной ПТВ Земли (и ее отдельных широтных зон). Применяемый в современных моделях климата учет вариаций приходящей к Земле радиации этого не учитывает (как и не учитывает изменение в переносе энергии на ВГА, а следовательно и в системе океан–атмосфера).
- Во-вторых, в моделях не учитывается изменение соотношений вариаций различной физической природы в приходящей радиации (TSI) в зависимости от временного разрешения и их различное влияние на формирование и изменение климата.

Проблема 2. Соотношение вариаций разной физической природы в изменчивости TSI

Из рассчитанных данных приходящей радиации следует, что соотношение вариаций разной физической природы даже в слабо изменяющемся приходе радиации меняется в зависимости от временного разрешения. Например, межгодовая изменчивость инсоляции в диапазоне месячного разрешения на 55 % определяется вариациями, связанными с небесно-механическими процессами и на 45 % вариациями солнечной активности (рис. 2.31). Разность значений составляющих

межгодовой изменчивости TSI, связанной с небесно-механическими процессами ($TSI_{СМР}$) и определяемой изменением активности Солнца (TSI_{SA}), имеет определенный характер годового хода (рис. 2.32). Из полученного распределения видно, что при месячном разрешении межгодовые вариации, связанные с активностью Солнца (TSI_{SA}), превышают веса межгодовых вариаций, определяемых небесно-механическими процессами ($TSI_{СМР}$) на протяжении 4 месяцев (1/3 года): июнь, июль, декабрь, январь. На протяжении остальных 8 месяцев (2/3 года) в межгодовой изменчивости TSI преобладает вариация, определяемая небесно-механическими процессами ($TSI_{СМР}$). Предлагаемые IPCC значения реконструированного TSI не учитывают этого. В связи с полученными результатами рекомендуется в качестве входящего энергетического сигнала при моделировании климата учитывать инсоляцию и/или инсоляционную контрастность, связь многолетней изменчивости аномалии ПТВ и ТПО, с которой проанализирована и оценена в работе.

Проблема 3. *Изменение переноса энергии на ВГА*

Основными блоками в физико-математических моделях климата служат модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) и модели общей циркуляции океана (МОЦО). Эти блоки описываются системой уравнений гидротермодинамики, отражающей основные физические законы (законы сохранения вещества и энергии, закон сохранения количества движения). Однако, эти уравнения описывают усредненную, статическую атмосферу и океан (Лоренц, 1970; Пальмен, Ньютон, 1973) и не учитывают, например, изменения в переносе лучистой энергии на верхней границе атмосферы (и в системе океан–атмосфера). Выполненные расчеты инсоляции показывают, что в связи с эллипсоидальной формой Земли экваториальная область получает больше лучистой энергии, чем полярные районы. В связи с неравномерностью распределения приходящей радиации на ВГА возникает межширотный градиент, которым определяется на ней перенос энергии. Отмечается постепенное увеличение переноса лучистой энергии от экватора к полярным кругам в каждом полушарии (рис. 2.39).

Физический процесс переноса энергии — излучение. Максимумы увеличения локализованы приблизительно в районе 65-й параллели в каждом полушарии (вблизи полярных кругов). В заполярных областях отмечается постепенное уменьшение (от полярных кругов к полюсам) переноса лучистой энергии. Таким образом, в каждом полушарии выделяются области увеличения (от экватора до полярного круга) и области уменьшения (от полярного круга до полюса) переноса лучистой энергии. Максимальное увеличение (на $2,61E+15$ Вт или 1,25 %) отмечается в районе полярных кругов (65° широты) в каждом полушарии. Максимальное уменьшение переноса (на $3,3E+15$ Вт или 2,56 %) приходится на полярные районы (85° широты).

Осредненный перенос энергии в системе океан–атмосфера (Лоренц, 1970; Пальмен, Ньютон, 1973) тесно связан с осредненным переносом энергии на ВГА. Коэффициент корреляции составляет 0,98. Но значения градиента переноса на ВГА на два порядка больше, чем в системе океан–атмосфера (из-за отражения и рассеяния). Поскольку средний годовой перенос энергии в системе океан–атмосфера определяется средним годовым переносом на ВГА, то и полученные для этого переноса изменения на интервале в 5998 лет (от 2999 г. до н.э. до 2999 г. н.э.), могут проявляться и в системе океан–атмосфера. Перенос энергии определяет межширотный теплообмен (работу тепловой машины «первого рода»), его в данном случае усиление. Полученные изменения в переносе энергии на ВГА также следует учитывать в системе уравнений гидротермодинамики (уравнения законов сохранения массы, импульса, энергии и состояния газа) для атмосферы (Гилл, 1986; Педлоски, 1984), используемой при численных экспериментах в физико-математических моделях климата. Модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) и океана (МОЦО) основаны на уравнениях гидротермодинамики, описывающих статическую атмосферу и океан, которые таковыми в реальности не являются. Решение этих общих проблем может способствовать созданию принципиально новых физико-математических моделей климата адекватно учитывающих влияние климатообразующих факторов, и тем самым — совершенствованию прогноза изменений глобального климата.

Идеологическую основу современного климатического моделирования, в котором основным фактором изменения климата считается увеличение содержания CO_2 , связанное с деятельностью человека (Гор, 2007; <http://www.ipcc.ch/>), составляют представления о сценариях выбросов. Поскольку точно невозможно определить содержание CO_2 в будущем, то предполагаются различные сценарии его содержания в зависимости от уровня развития промышленного производства в мире (<https://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/spm/sres-ru.pdf>). При этом, вероятно, не в полном объеме учитывается деятельность современных (от 600 до 1000) действующих вулканов (Федоров, 2001, 2002, 2007). Для отдельных предполагаемых сценариев выбросов CO_2 на основе физико-математических и др. моделей рассчитываются разные предполагаемые сценарии изменения климата в будущем. Такое прогностическое решение представляется слишком неопределенным и сомнительным. В связи с полученными в работе результатами и определением реальных факторов изменения климата научная идеология в моделировании климата, национальная политика в области изменения климата и оценка последствий его изменений, вероятно, нуждаются в пересмотре.

Форма найденной связи инсоляционной контрастности с аномалиями ПТВ и ТПО (и другими характеристиками природной среды) однозначно не определена. Это также создает сложности при разработке прогностических схем. Прогнозируемость климата ограничивается

некоторыми пространственными и временными пределами. Это связано с тем, что наряду с регулярными изменениями в климатической системе (смена сезонов года) существуют и хаотические изменения. Эти пределы изменяются в зависимости от пространственного и временного разрешения. Исследование формы и устойчивости связи инсоляции Земли с характеристиками природной среды, а также пространственных и временных пределов прогнозируемости этих характеристик представляется в настоящее время важнейшей задачей для анализа климата Земли и прогнозе его изменений в будущем.

В историческом аспекте полученные результаты, по сути, переносят и расширяют объяснение причины изменения климатических сезонов года, данное Гиппархом, в качестве первопричины для объяснения межгодовых и тенденции многолетних изменений глобального климата Земли на современную эпоху. Иными словами, годовой ход, межгодовые и многолетние изменения климата связаны с общей причиной — наклоном земной оси и его изменениями, а полученные новые данные подтверждают старые представления о солнечной энергии как основном факторе формирования и изменения климата на планете. Основным фактором формирования климата Земли служит солнечная радиация. Изменение потока солнечной радиации определяется двумя причинами, имеющими различную физическую природу. Одна связана с изменением физической активности Солнца, другая — с небесно-механическими процессами (изменение расстояния Земля–Солнце, продолжительность тропического года и др.). Основным регулятором распределения полного потока приходящей солнечной радиации по широтам и сезонам есть наклон оси вращения Земли. Смена климатических сезонов в годовом ходе определяется углом наклона оси вращения Земли (в современную эпоху около $23,5^\circ$). Межгодовая и многолетняя изменчивость климата определяется изменением этого угла наклона в связи с прецессией и нутацией. Изменения глобального климата Земли, таким образом, определяются естественными факторами, основным из которых является изменение наклона оси вращения Земли.

Приложение

РАСЧЕТ ИНСОЛЯЦИИ ЗЕМЛИ ДЛЯ ПЕРИОДА ОТ 3000 ЛЕТ ДО Н. Э. ДО 2999 ЛЕТ Н. Э.

Исходными астрономическими данными для расчетов инсоляции были склонение и эклиптическая долгота Солнца, расстояние от Земли до Солнца, разность хода равномерно текущего (среднего солнечного) и всемирного корректируемого времени (истинного солнечного). Поверхность Земли аппроксимировалась эллипсоидом (GRS80 — Geodetic Reference System, 1980) с длинами полуосей, равными 6 378 137 м (большие) и 6 356 752 м (малая).

Основные идеи нашего подхода: расстояние от Земли до Солнца и ориентация земной оси берутся из высокоточной модели NASA DE-406 (<http://ssd.jpl.nasa.gov>), земной эллипсоид разбивается на широтные полоски, а каждый тропический год — на дольки; и каждой паре (полоска, долька) сопоставляется интеграл (Дж) инсоляции (Вт/м^2) на полоску от начала до конца дольки. Делением интеграла на площадь полоски получается удельная энергия (Дж/м^2), собранная полоской в пределах дольки. Умножением интеграла на отношение длины фрагмента полоски к длине полоски получается оценка энергии (Дж), собранной этим фрагментом в пределах дольки.

Для расчета указанных величин применен ряд теоретических упрощений. Основные упрощения: солнечная активность считается постоянной, излучение — исходящим из центра Солнца, влияние земной атмосферы не учитывается. Все теоретические упрощения изложены в разделе 1. Строгие формулы для расчетов собраны в разд. 2. Технологии приближенных вычислений и характерные для нее погрешности описаны в разд. 3.

П.1. Выбранный подход к описанию приходящей солнечной энергии

Рассматривается промежуток времени с 3000 года до н.э. по 2999 год н.э. Поверхность Земли аппроксимирует покачивающийся относительно геоида эллипсоид, именуемый далее MRS80, с длинами больших полуосей $p_1 = p_2 = A = 6\,378\,137$ м и малой полуоси $p_3 = B = 6\,356\,752$ м. Малая полуось в каждый момент совмещается с осью вращения Земли, а центр эллипсоида — с центром масс Земли.

Длины полуосей с округлением до метра соответствуют параметрам общеземного эллипсоида GRS80, который неподвижен относительно геоида ¹⁾.

Покачивающийся эллипсоид MRS80 снабжается воображаемой сеткой параллелей и меридианов, системой нормалей и геодезических координат, в соответствии с которыми определяются вертикальные линии, горизонтальные плоскости и широтные зоны Земли. Эти линии, плоскости и зоны вместе с эллипсоидом слегка покачиваются относительно геоида. Покачивания связаны с отклонениями оси вращения Земли от ее среднего положения в теле Земли. Отклонения регистрируются с конца 19-го века в терминах движения географических полюсов ²⁾.

Покачивающийся эллипсоид выбран вместо неподвижного по двум причинам: во-первых, чтобы не усложнять расчеты, во-вторых, из-за отсутствия надежной модели покачивания, охватывающей весь рассматриваемый промежуток времени.

Если нет преград для лучей, то солнечная радиация, достигающая заданной точки земной поверхности, в общем случае раскладывается на вертикальную (по нормали к поверхности) и горизонтальную (касательную к поверхности) составляющие. Вертикальная составляющая далее именуется падающей вертикальной радиацией (ПВР).

Рассматривается модель солнечной радиации и ее воображаемого измерения на поверхности Земли, согласно которой:

- 1) изотропное излучение поступает к Земле из центра Солнца ³⁾;
- 2) затмения игнорируются;
- 3) плотность мощности радиации на удалении 1 а.е. от центра Солнца в каждый момент равна $u_0 = 1361 \text{ Вт/м}^2$, где 1 а.е. = $r_0 = 149\,597\,870\,691 \text{ м}$;
- 4) рассеивающее влияние атмосферы не учитывается;
- 5) земную поверхность замещает покачивающийся эллипсоид MRS80.

Покачивающийся эллипсоид разбивается на Δ -градусные широтные полосы (подразумевается геодезическая широта) ⁴⁾, где $\Delta \in (1, 5)$.

¹⁾ Параметры GRS80 (Geodetic Reference System 1980) рекомендованы к применению Международным геодезическим и геофизическим союзом (International Union of Geodesy and Geophysics) в 1980 году. Расшифровка MRS80: Moving Reference System 1980.

²⁾ Каждый из географических полюсов движется относительно геоида по многовитковой незамкнутой кривой, уместающейся в квадрате со стороной 30 м. Один виток (цикл Чендлера) длится около 14 месяцев.

³⁾ Из чего следует, что плотность мощности солнечной радиации убывает обратно пропорционально квадрату расстояния от центра Солнца.

⁴⁾ Проекция каждой полосы на геоид «плавает» относительно геоида, уходя от своего среднего положения максимум на 15 метров согласно циклам Чендлера.

Вычисляются интегралы ПВР, энергия (в джоулях), поступающая к Земле через каждую из полосок в каждой из L долек каждого исследуемого тропического года, где $L \in (12, 360)$, а также — линейные комбинации этих интегралов (тропические декады, месяцы, кварталы, полугодия, года).

Тропические года выбраны вместо календарных для исключения четырехлетней календарной ритмики. Номер тропического года совпадает с номером того календарного года, в котором он начинается. Под тропическим годом понимается проективный тропический год, отслеживаемый по движению проекции Солнца на эклиптику. Если L — число долек, на которые разбивается проективный тропический год, то n -я долька стартует в момент, когда эклиптическая долгота Солнца принимает значение $360(n - 1)/L$ (в градусах).

Для учета удлинения суток из-за постепенного замедления вращения Земли используется шкала календарного времени, на которой каждым суткам соответствует массив из 86400 календарных секунд (исключая сутки, корректируемые на 1 секунду), и шкала равномерно текущего времени, по которой суточные промежутки измеряются в истинных секундах и между собою не равны. Интегралы солнечной радиации вычисляются по шкале равномерно текущего времени.

Воображаемые часы, ведущие счет равномерно текущего времени, располагаются в центре Земли. Событие на малом участке поверхности Земли («приход порции солнечной радиации») привязывается к оси равномерно текущего времени следующим образом.

Берется момент воображаемого старта соответствующего пучка порции из центра Солнца. В этом пучке выделяется порция, направленная к центру Земли. Вычисляется момент воображаемого прибытия этой порции в центр Земли (если бы преград на ее пути не было). Этот момент прибытия и выбирается в качестве момента, к которому привязывается упомянутое событие.

При таком способе привязки возникают малые (от 20 до 40 мс) запаздывания (разные в разных местах полоски). Однако (с точки зрения влияния на масштабные земные процессы) такие систематические запаздывания привязки несущественны. Они эквивалентны малым (порядка 30 мс) изменениям границ долек тропических лет. Вариант с запаздываниями выбран потому, что их исключение привело бы к излишним осложнениям вычислений.

П.2. Строгие расчетные формулы

В соответствии с выбранной моделью солнечной радиации и ее измерения расчет интегралов ПВР (в джоулях) опирается на расчет вертикальной инсоляции $\Lambda(\varphi, t, \alpha)$, ($\text{Вт}/\text{м}^2$), которая наблюдалась бы при отсутствии земной атмосферы в заданный момент в заданном точке MRS80. Здесь t — момент на шкале равномерно текущего времени (s), φ и α — выраженные в радианах геодезическая широта

(относительно MRS80) и скользящая долгота (переведенный в радианы часовой угол) точки воображаемого измерения ПВР.

Элементарный фрагмент тропического года получается его дроблением на 360 частей. Энергию ПВР, поступающую к Земле через полосу ограждающей поверхности, ограниченную широтами φ_1 и φ_2 (в радианах), в n -м элементарном фрагменте m -го тропического года, обозначим $I_{nm}(\varphi_1, \varphi_2)$. Энергию ПВР, поступающую через ту же полосу в q -й дольке m -го тропического года, обозначим $J_{qm}(\varphi_1, \varphi_2)$. Имеем

$$L = 360 \Rightarrow J_{qm}(\varphi_1, \varphi_2) = I_{qm}(\varphi_1, \varphi_2),$$

$$L = 12 \Rightarrow J_{qm}(\varphi_1, \varphi_2) = \sum_{n=30(q-1)+1}^{n=30q} I_{nm}(\varphi_1, \varphi_2). \quad (\text{П.1})$$

Пусть t_{nm1} и t_{nm2} — начало и конец n -го элементарного фрагмента m -го тропического года на шкале равномерно текущего времени (с). Тогда

$$I_{nm}(\varphi_1, \varphi_2) = \int_{t_{nm1}}^{t_{nm2}} \left(\int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \sigma(\varphi) \left(\int_{-\pi}^{\pi} \Lambda(t, \varphi, \alpha) d\alpha \right) d\varphi \right) dt, \quad (\text{П.2})$$

где $\sigma(\varphi)$ — площадный множитель в месте воображаемого измерения солнечной радиации. С его помощью вычисляется $\sigma(\varphi) d\alpha d\varphi$ — площадь (м^2) бесконечно малой трапеции на эллипсоиде MRS80. Длина средней линии трапеции (вдоль местной параллели): $q_1(\varphi) d\alpha$, высота трапеции (вдоль местного меридиана): $q_2(\varphi) d\varphi$. Имеем

$$\sigma(\varphi) = q_1(\varphi)q_2(\varphi), \quad q_1(\varphi) = \frac{A^2}{B} h(\varphi) \cos \varphi, \quad q_2(\varphi) = \frac{A^2}{B} h^3(\varphi), \quad (\text{П.3})$$

$$h(\varphi) = \frac{1}{\sqrt{1 + \varepsilon^2 \cos^2 \varphi}}, \quad \varepsilon^2 = \left(\frac{A}{B} \right)^2 - 1. \quad (\text{П.4})$$

Пусть $b(t)$ — момент старта из центра Солнца воображаемого светового импульса, достигающего центра Земли в момент t . Пусть в момент $b(t)$ $r(t)$ — расстояние (м) между центрами Солнца и Земли, $\gamma(t)$ — склонение центра Солнца в радианах, $\lambda(t)$ — эклиптическая долгота центра Солнца в градусах. Тогда

$$\lambda(t_{nm1}) = n - 1, \quad \lambda(t_{nm2}) = n, \quad (\text{П.5})$$

$$\Lambda(t, \varphi, \alpha) = u_0 \left(\frac{r_0}{r(t)} \right)^2 \max \left(\frac{D_0(t, \varphi) + D_1(t, \varphi) \cos \alpha}{(C_0(t, \varphi) - C_1(t, \varphi) \cos \alpha)^{3/2}}, 0 \right), \quad (\text{П.6})$$

$$D_0(t, \varphi) = \sin(\varphi) \sin \gamma(t) - \frac{B}{r(t)h(\varphi)}, \quad D_1(t, \varphi) = \cos(\varphi) \cos \gamma(t), \quad (\text{П.7})$$

$$C_0(t, \varphi) = 1 - \frac{2Bh(\varphi) \sin(\varphi) \sin \gamma(t)}{r(t)} + \frac{B^2 + \varepsilon^2 A^2 h^2(\varphi) \cos^2 \varphi}{r^2(t)}, \quad (\text{П.8})$$

$$C_1(t, \varphi) = \frac{2A^2 h(\varphi) \cos(\varphi) \cos \gamma(t)}{Br(t)}, \quad (\text{П.9})$$

$$A = 6\,378\,137, \quad B = 6\,356\,752, \quad r_0 = 149\,597\,870\,691, \quad u_0 = 1361. \quad (\text{П.10})$$

Перед интегрированием по формуле (П.2) полезно задаться вопросом: если t, φ заданы, то при каких α существует ПВР? Множество значений α из интервала $(-\pi, \pi)$, при которых наблюдается ПВР, определяется неравенством $|\alpha| < \alpha_M(t, \varphi)$, где $\alpha_M(t, \varphi)$ — рубеж наблюдаемости ПВР на заданной широте φ . Если заданная широта φ близка к нулевой, то α_M при изменении t колеблется в малой окрестности $\pi/2$. При возрастании модуля заданной широты размах колебаний α_M увеличивается. Если φ близок к $\pi/2$, то промежуток колебаний α_M простирается от 0 до π , причем α_M принимает крайние значения и задерживается на них. В периоды, когда $\alpha_M = 0$, на заданной широте наблюдается полярная ночь. В периоды, когда $\alpha_M = \pi$, на заданной широте наблюдается полярный день.

Если $\alpha_M = 0$, то ПВР при заданных значениях t, φ не наблюдается. В этом случае вертикальная инсоляция при $\alpha = 0$ равна 0. Если $\alpha_M > 0$, то с ростом α вертикальная инсоляция убывает от положительного максимума при $\alpha = 0$ до некоторого минимума при $\alpha = \alpha_M$. Если $\alpha_M < \pi$, то минимум равен 0. Если $\alpha_M = \pi$, то минимум либо равен 0, либо больше 0 (между началом и концом полярного дня). Во втором случае ПВР существует не только при $\alpha < \alpha_M$, но также и при $\alpha = \alpha_M$.

Одно из свойств вертикальной инсоляции — четность по α : $\Lambda(t, \varphi, \alpha) = \Lambda(t, \varphi, -\alpha)$. Учитывая это свойство, формулу (П.2) можно преобразовать к более удобному для расчетов виду

$$I_{nm}(\varphi_1, \varphi_2) = \int_{t_{nm1}}^{t_{nm2}} u_0 \left(\frac{r_0}{r(t)} \right)^2 \times \left(\int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \frac{2\sigma(\varphi)}{C_0^{3/2}(t, \varphi)} \left(\int_0^{\alpha_M(t, \varphi)} \frac{D_0(t, \varphi) + D_1(t, \varphi) \cos \alpha}{(1 - E(t, \varphi) \cos \alpha)^{3/2}} d\alpha \right) d\varphi \right) dt, \quad (\text{П.11})$$

$$\alpha_M(t, \varphi) = \arccos \left(\max \left(-1, \min \left(-\frac{D_0(t, \varphi)}{D_1(t, \varphi)}, 1 \right) \right) \right), \quad (\text{П.12})$$

$$E(t, \varphi) = C_1(t, \varphi)/C_0(t, \varphi), \quad 0 < E(t, \varphi) < 10^{-4}. \quad (\text{П.13})$$

П.3. Приближенные вычисления и их погрешности в случае $\Delta = 5$, $L = 12$

П.3.1. План вычислений. Расчеты по формулам (П.1), (П.3)–(П.13) не могут производиться с абсолютной точностью. Неточности присущи исходным данным, процедурам интерполирования и отыскания корней уравнений при обработке исходных данных, а также процедурам интегрирования. Для варианта $\Delta = 5$, $L = 12$ нами была испробована следующая система приближенных вычислений, соответствующая формулам (П.1), (П.3)–(П.13).

Первый этап — рабочая разметка используемых шкал времени, обращение к интернет-сервису HORIZONS NASA (http://ssd.jpl.nasa.gov/?horizons_doc#specific_quantities; Giorgini et al., 1996) и получение первичных исходных данных, привязанных к началам суток по Гринвичу. Первичные данные — расстояние Земля–Солнце (км), склонение и эклиптическая долгота Солнца (градусы), а также разность хода (с) равномерно текущего и прерывистого (корректируемого) всемирного времени.

Второй этап — вычисление смещений начал и концов элементарных фрагментов тропических лет относительно начал суток по Гринвичу (для этого требуется отыскание корней уравнений с участием эклиптической долготы) и на этой основе заготовка вторичных исходных данных, привязанных к началам, концам и промежуточным моментам элементарных фрагментов тропических лет (для этого понадобится интерполяция первичных данных). Вторичные исходные данные — расстояние Земля–Солнце (м), склонение Солнца (радианы), а также длительности фрагментов (с) на шкале равномерно текущего времени.

Третий этап — расчет интегралов ПВР по вторичным исходным данным (для этого — вычисление вспомогательных переменных и их подстановка в процедуры интегрирования).

П.3.2. Три шкалы времени и их рабочая разметка. Используются три шкалы: СТ (Coordinate Time — координатное, оно же равномерно текущее время), UT1 (Universal Time Without Correction — непрерывное всемирное время) и UT2 = UTC (Universal Time With Correction — прерывистое всемирное время). Шкала UT2 получается из шкалы UT1 эпизодическими (раз в несколько лет) подвижками на ± 1 календарную секунду для выравнивания хода UT2-часов с СТ-часами (с 1962 года).

Единица шкалы СТ — истинная секунда. На шкале СТ вводят две разметки: тропическая и календарная. Тропическую разметку составляют основные моменты $[t_{nm1}, t_{nm2}]$ — начала и концы элементарных фрагментов тропических лет — и промежуточные моменты $[t_{nm4/3}, t_{nm5/2}]$:

$$q \in \{4/3, 5/3\} \Rightarrow t_{nmq} = t_{nm1} + (q - 1)(t_{nm2} - t_{nm1}). \quad (\text{П.14})$$

Тропическая разметка простирается от первого фрагмента тропического года 3000BC до последнего фрагмента тропического года 2999AD. Истинная длительность d_{nm} (в истинных секундах) n -го фрагмента m -го тропического года равна

$$d_{nm} = t_{nm2} - t_{nm1}. \quad (\text{П.15})$$

Календарную разметку $\{t_k\}$ составляют начала суток по Гринвичу: нулевым суткам соответствует дата 3000BC-02-23, далее сквозная нумерация до даты 3000AD-05-05. Моментам $\{t_k\}$, выделенным на шкале СТ, соответствуют моменты $\{T_k\}$ на шкале UT2 (по этой шкале отсчитываются календарные секунды):

$$T_k - T_{k-1} - 86400 \in \{-1, 0, 1\}. \quad (\text{П.16})$$

Далее используются функции $\tau_1(\cdot)$ и $\tau_2(\cdot)$:

$$\tau_1(t_k) = t_k - t_{k-1}, \quad (\text{П.17})$$

$$\tau_2(t_k) = T_k - T_{k-1}. \quad (\text{П.18})$$

Их смысл: $\tau_1(t_k)$ и $\tau_2(t_k)$ — длительности суток с номером k в истинных и в календарных секундах.

Последовательность $\{t_k - T_k\}$ — часть первичных исходных данных. Для получения $\{\tau_1(t_k)\}$ используется формула

$$\tau_1(t_k) = (t_k - T_k) - (t_{k-1} - T_{k-1}) + \tau_2(t_k). \quad (\text{П.19})$$

П.3.3. Извлечение первичных исходных данных. Первичные исходные данные — массив величин вида $r(t_k)/1000$, $(180/\pi)\gamma(t_k)$, $(180/\pi)\lambda(t_k)$, $t_k - \bar{T}_k$. Здесь $r/1000$ — расстояние между центрами Солнца и Земли в километрах, $180\gamma/\pi$ и $180\lambda/\pi$ — склонение и эклиптическая долгота центра Солнца в градусах, $t_k - T_k$ — разность хода СТ-часов и UT2-часов в секундах. Как уже отмечалось в разделе 2, величины $r(t)$, $\gamma(t)$, $\lambda(t)$, регистрируемые в момент t , относятся к более раннему моменту $b(t)$ (важна поправка на пробег светового импульса от центра Солнца к центру Земли).

Первичные исходные данные были извлечены нами из эфемерид NASA DE406 с помощью интернет-сервиса HORIZONS. В производимых запросах задавались следующие параметры (для *Time Span* приведен образец):

Ephemeris Type = OBSERVER,
Target Body = Sun [Sol] [10],
Observer Location = Geocentric [500],
Time Span = Start=2001-01-01, Stop=2200-12-31, Step=1 d
Table Settings = QUANTITIES=2,20,30,31; extra precision=YES.

П.3.4. Вычисление вторичных исходных данных по первичным. Вторичные исходные данные — массив величин вида $r(t_{nmq})$, $\gamma(t_{nmq})$, d_{nm} , где $q \in \{1, 4/3, 5/3, 2\}$. Вторичные данные вычисляются по первичным с помощью гладкой сплайн-интерполяции (непрерывен как сам сплайн, так и его первая и вторая производные). Формулы сплайн-интерполяции:

$$\begin{aligned} f_M &= f(x_M), \quad f_0 = f(x_0), \quad f_1 = f(x_1), \\ f_2 &= f(x_2), \quad x_0 \leq x \leq x_1, \quad u = (x - x_0)/(x_1 - x_0), \end{aligned} \quad (\text{П.20})$$

$$\begin{aligned} (0 < x_0 - x_M = x_1 - x_0 = x_2 - x_1, \\ x_0 \leq x \leq x_1) \Rightarrow f(x) \approx \text{spl}(f_M, f_0, f_1, f_2, u), \end{aligned} \quad (\text{П.21})$$

$$\text{spl}(f_M, f_0, f_1, f_2, u) = d_0 + d_1u + d_2u^2 + d_3\text{pol}(u), \quad (\text{П.22})$$

$$\begin{aligned} d_0 &= f_0, \quad d_1 = \frac{f_1 - f_M}{2}, \\ d_2 &= \frac{f_1 - 2f_0 + f_M}{2}, \quad d_3 = \frac{f_2 - 3f_1 + 3f_0 - f_M}{2}, \end{aligned} \quad (\text{П.23})$$

$$\text{pol}(u) = \frac{-31u^3 + 35u^4 + 21u^5 - 35u^6 + 10u^7}{12}. \quad (\text{П.24})$$

Формулы применения сплайн-интерполяции:

$$\lambda_M(n, t) = \begin{cases} \lambda(t) - 2\pi & (\pi \leq \lambda(t)) \ \& \ (n \leq 3), \\ \lambda(t) & (\lambda(t) < \pi) \ \vee \ (3 < n), \end{cases} \quad (\text{П.25})$$

$$\lambda_P(n, t) = \begin{cases} \lambda(t) + 2\pi & (\lambda(t) \leq \pi) \ \& \ (358 \leq n), \\ \lambda(t) & (\pi < \lambda(t)) \ \vee \ (n < 358), \end{cases} \quad (\text{П.26})$$

$$j = j(n, m, q), \quad \lambda_M(n, t_j) \leq \pi(n + q - 2)/180 \leq \lambda_P(n, t_j + 1), \quad (\text{П.27})$$

$$r(t_{nmq}) = \text{spl}(r(t_{j-1}), r(t_j), r(t_{j+1}), r(t_{j+2}), u_{nmq}), \quad (\text{П.28})$$

$$\gamma(t_{nmq}) = \text{spl}(\gamma(t_{j-1}), \gamma(t_j), \gamma(t_{j+1}), \gamma(t_{j+2}), u_{nmq}), \quad (\text{П.29})$$

$$\tau_1(t_{nm2}) = \text{spl}(\tau_1(t_{j-1}), \tau_1(t_j), \tau_1(t_{j+1}), \tau_1(t_{j+2}), u_{nm2}), \quad (\text{П.30})$$

$$d_{nm} = ((j(n, m, 2) + u_{nm2}) - (j(n, m, 1) + u_{nm1}))\tau_1(t_{nm2}), \quad (\text{П.31})$$

где u_{nmq} — корень уравнения

$$\lambda(t_{nmq}) = \frac{\pi(n+q-2)}{180} = \text{spl}(\lambda_M(n, t_{j-1}), \lambda_M(n, t_j), \lambda_P(n, t_{j+1}), \lambda_P(n, t_{j+2}), u_{nmq}). \quad (\text{П.32})$$

Корень каждого уравнения вида (П.32) ищется методом последовательных приближений с погрешностью 10^{-9} (в сутках).

П.3.5. Расчет интегралов ПВР по вторичным исходным данным. После перехода от (П.2) к (П.11) дальнейшее упрощение заключается в приближенном аналитическом вычислении интеграла по α . Применяя разложение

$$\frac{1}{(1-x)^{3/2}} = 1 + \frac{3}{2}x + \frac{15}{8}x^2 + \frac{35}{16}x^3 + \frac{315}{128}x^4 + Q_5(x), \quad (\text{П.33})$$

$$0 < x < 10^{-4} \Rightarrow 0 < Q_5(x) < 2,71x^5, \quad (\text{П.34})$$

и опуская для краткости аргументы t, φ введенных выше функций α_M, D_0, D_1, E и вспомогательных функций $\mu, F_0, h_0, \dots, h_5$ находим

$$\int_0^{\alpha_M} \frac{D_0 + D_1 \cos \alpha}{(1 - E \cos \alpha)^{3/2}} d\alpha = (1 + \mu) F_0, \quad 0 < \mu < 3 \cdot 10^{-20}, \quad (\text{П.35})$$

$$F_0 = h_0 \alpha_M + \sum_{j=1}^5 \frac{h_j}{j} \sin(j\alpha_M),$$

$$h_0 = \frac{3E}{4} \left(1 + \frac{35}{32}E^2\right) D_1 + \left(1 + \frac{15}{16}E^2 + \frac{945}{1024}E^4\right) D_0, \quad (\text{П.36})$$

$$h_1 = \left(1 + \frac{45}{32}E^2 + \frac{1575}{1024}E^4\right) D_1 + \frac{3E}{2} \left(1 + \frac{35}{32}E^2\right) D_0, \quad (\text{П.37})$$

$$h_2 = \frac{E}{4} \left(3 + \frac{35}{8}E^2\right) D_1 + \frac{15E^2}{16} \left(1 + \frac{21}{16}E^2\right) D_0, \quad (\text{П.38})$$

$$h_3 = \frac{15E^2}{32} \left(1 + \frac{105}{64}E^2\right) D_1 + \frac{35}{64}E^3 D_0,$$

$$h_4 = \frac{35E^3}{128} \left(D_1 + \frac{9}{8}ED_0\right), \quad h_5 = \frac{315E^4}{2048} D_1. \quad (\text{П.39})$$

При интегрировании $(1 + \mu(t, \varphi))F_0(t, \varphi)$ по φ и по t слагаемое $\mu(t, \varphi)$ ввиду его малости отбрасывается:

$$I_{nm}(\varphi_1, \varphi_2) \approx \int_{t_{nm1}}^{t_{nm2}} F_2(t) dt, \quad F_2(t) = u_0 \left(\frac{r_0}{r(t)} \right)^2 \left(\int_{\varphi_1}^{\varphi_2} F_1(t, \varphi) d\varphi \right), \quad (\text{П.40})$$

$$F_1(t, \varphi) = \frac{\sigma(\varphi)}{C_0^{3/2}(t, \varphi)} F_0(t, \varphi). \quad (\text{П.41})$$

Перед интегрированием по φ уточняются его пределы (чтобы не проходить впустую значения φ , при которых $\alpha_M = 0$). Пара (φ_1, φ_2) заменяется парой $(\varphi_{1M}, \varphi_{2M})$, и в случае $\varphi_{1M} < \varphi_{2M}$ вычисляется шаг интегрирования $(\varphi_{2M} - \varphi_{1M})/set$, приближенно соответствующий 1 градусу. Опуская для краткости аргумент t введенных выше функций r , γ и вспомогательных функций F_1 , φ_{1M} , φ_{2M} , γ_H , γ_B , η , η_H , η_{H1} , η_{H2} , η_B , η_{B1} , η_{B2} , находим

$$\gamma = \arcsin \frac{B}{r}, \quad \gamma = -\gamma, \quad \eta(x) = \arcsin \frac{B\sqrt{1 + \varepsilon^2 \sin^2(\gamma + x)}}{r}, \quad (\text{П.42})$$

$$\gamma \leq \gamma \Rightarrow \varphi_{1M} = \varphi_1, \quad \gamma > \gamma \Rightarrow \varphi_{1M} = \max \left(\varphi_1, -\frac{\pi}{2} + \gamma + \eta \right), \quad (\text{П.43})$$

$$\eta = \eta(\eta),$$

$$\gamma \geq \gamma \Rightarrow \varphi_{2M} = \varphi_2, \quad \gamma < \gamma \Rightarrow \varphi_{2M} = \min \left(\varphi_2, \frac{\pi}{2} + \gamma - \eta \right), \quad (\text{П.44})$$

$$\eta = \eta(-\eta),$$

$$\eta \approx \eta_2 = \eta(\eta_1), \quad \eta_1 = \eta(0), \quad |\eta - \eta_2| < 3,7 \times 10^{-18}, \quad (\text{П.45})$$

$$\eta \approx \eta_2 = \eta(-\eta_1), \quad \eta_1 = \eta(0), \quad |\eta - \eta_2| < 3,7 \times 10^{-18}, \quad (\text{П.46})$$

$$\varphi_{1M} < \varphi_{2M} \Rightarrow set = \left[\frac{\varphi_{2M} - \varphi_{1M}}{\pi/180} \right] + 1, \quad (\text{П.47})$$

$$\varphi_{MK} = \varphi_{1M} + \frac{\varphi_{2M} - \varphi_{1M}}{set} K,$$

$$\varphi_{1M} \geq \varphi_{2M} \Rightarrow \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} F_1(\varphi) d\varphi = 0, \quad (\text{П.48})$$

$$\varphi_{1M} < \varphi_{2M} \Rightarrow \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} F_1(\varphi) d\varphi = \sum_{K=0}^{set-1} \left(\int_{\varphi_{MK}}^{\varphi_{M(K+1)}} F_1(\varphi) d\varphi \right).$$

Каждое слагаемое в интегральной сумме по φ вычисляется путем замены подинтегральной функции полиномом 3-й степени¹⁾ (метод полинома 3-й степени):

$$\int_{\varphi_{MK}}^{\varphi_{M(K+1)}} F_1(\varphi) d\varphi \approx \left(\frac{\varphi_{2M} - \varphi_{1M}}{set} \right) \frac{1}{8} \left(F_1(\varphi_{MK}) + 3F_1\left(\frac{\varphi_{MK}}{3/2} + \frac{\varphi_{M(K+1)}}{3}\right) + 3F_1\left(\frac{\varphi_{MK}}{3} + \frac{\varphi_{M(K+1)}}{3/2}\right) + F_1(\varphi_{M(K+1)}) \right). \quad (П.49)$$

Интеграл $\int_{t_{nm1}}^{t_{nm2}} F_2(t) dt$ берется по промежутку, в котором эллиптическая долгота центра Солнца прирастает на 1 градус. Этот прирост близок к изменению широты на шаге интегрирования по широте. Поэтому естественно вычислять интеграл $\int_{t_{nm1}}^{t_{nm2}} F_2(t) dt$ так же, как интеграл

$$\int_{\varphi_{MK}}^{\varphi_{M(K+1)}} F_1(\varphi) d\varphi, \text{ т. е. методом полинома 3-й степени:}$$

$$\int_{t_{nm1}}^{t_{nm2}} F_2(t) dt \approx \frac{d_{nm}}{8} (F_2(t_{nm1}) + 3F_2(t_{nm4/3}) + 3F_2(t_{nm5/3}) + F_2(t_{nm2})). \quad (П.50)$$

В итоге практический расчет интегралов ПВР производится на основе вторичных исходных данных по формулам (П.1), (П.40), (П.50), (П.41), (П.48), (П.49) с использованием (П.42)–(П.47), (П.35)–(П.39), (П.12)–(П.13), (П.7)–(П.10), (П.3)–(П.4).

П.3.6. Итоговые погрешности вычислений. Итоговая погрешность вычисления каждого интеграла ПВР — максимум несколько процентов от среднего модуля его межгодовой изменчивости. Относительная погрешность не превосходит 0,005% для интегралов ПВР вблизи полюсов и 0,00005% для интегралов ПВР вблизи экватора.

¹⁾ При использовании полинома первой степени получился бы широко известный метод трапеций. От него пришлось отказаться, поскольку характерное для него «срезание» кривизны подинтегральной функции приводило бы к систематической ошибке. Третья степень полинома минимальна среди степеней, дающих приемлемую погрешность.

Литература

1. *Абдусаматов Х.И.* Солнце диктует климат Земли. — СПб.: Логос, 2009. 197 с.
2. *Алексеев Г.В.* Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // *Фундаментальная и прикладная климатология*, 2015. № 1. С. 11–26.
3. *Алисов Б.П., Полтараус Б.В.* Климатология. — М.: Московский университет, 1974. 210 с.
4. *Анисимов М.В., Бышев В.И., Залесный В.Б., Мошонкин С.Н.* Междекадная изменчивость термической структуры вод Северной Атлантики и ее климатическая значимость // *ДАН*, 2012. Т. 443. № 3. С. 372–376.
5. *Анищенко В.С., Ануфриева М.В., Вадивасова Т.Е.* Стохастический резонанс в бистабильной системе под воздействием хаотического сигнала // *Письма в ЖТФ*, 2006. Т. 32 (20). С. 12–17.
6. *Анищенко В.С., Нейман А.Б., Мосс Ф., Шиманский–Гайер Л.* Стохастический резонанс как индуцированный шумом эффект увеличения порядка // *Успехи физических наук*, 1999. Т. 169. № 1. С. 7–38.
7. *Арнольд В.И.* Малые знаменатели и проблема устойчивости движения в классической и небесной механике // *Успехи математических наук*, 1963. Т. XVIII. Вып. 6 (114). С. 91–192.
8. *Бакулин П.И., Кононович Э.В., Мороз В.И.* Курс общей астрономии. — М.: Наука, 1983. 560 с.
9. *Белецкий В.В.* Очерки о движении космических тел. — М.: Наука, 1972. 360 с.
10. *Берри А.* Краткая история астрономии. — М.: Типография Т-ва И.Д. Сытина, 1904. 608 с.
11. *Блехман И.И.* Синхронизация динамических систем. — М.: Наука, 1971. 896 с.

12. *Божокин С.В., Паршин Д.А.* Фракталы и мультифракталы. — М.-Ижевск, Регулярная и хаотическая динамика, 2001. 128 с.
13. *Большаков В.А.* Новая концепция орбитальной теории климата. — М.: 2003. 256 с.
14. *Большаков В.А., Капица А.П.* Уроки развития орбитальной теории палеоклимата // Вестник РАН, 2011. Т. 81. № 7. С. 603–612.
15. *Бронштэйн В.А.* Как движется Луна? — М.: Наука, 1990. 205 с.
16. *Будыко М.И.* Изменение климата. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. 280 с.
17. *Будыко М.И.* Климат в прошлом и будущем. — Л.: Гидрометеоздат, 1980. 351 с.
18. *Будыко М.И.* Радиационные факторы современных изменений климата // Известия АН СССР. Серия географическая, 1968. № 5. С. 36–41.
19. *Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В.* Эль-Ниньо как следствие глобальной атмосферной осцилляции в динамике климатической системы Земли // Доклады РАН, 2012. Т. 446. № 1. С. 1–6.
20. *Вангенгейм Г.Я.* Опыт применения синоптических карт к изучению характеристик климата. — Л.: Гидрометеоздат, 1935. 125 с.
21. *Ван-дер-Верден Б.* Пробуждающаяся наука II. Рождение астрономии. — М.: Наука, 1991. 384 с.
22. *Вегенер А.* Происхождение материков и океанов. — М.-Л.: Государственное издательство, 1925. 148 с.
23. *Витинский Ю.И.* Солнечная активность. — М.: Наука, 1983. 192 с.
24. *Витинский Ю.И., Оль Ю.А., Сазонов Б.И.* Солнце и атмосфера Земли. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. 351 с.
25. *Воейков А.И.* Метеорология. — С.-Петербург, Издание картографического заведения А. Ильина, 1903. 737 с.
26. *Гарвей Д.* Атмосфера и океан. — М.: Прогресс, 1982. 184 с.
27. *Гилл А.* Динамика атмосферы и океана. — М.: Мир, 1986. Т. 1. 397 с.
28. *Гирс А.А.* Основы долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометеоздат, 1960. 560 с.
29. *Гор А.* Неудобная правда. Глобальное потепление: как остановить планетарную катастрофу. — СПб.: Амфора, 2007. 328 с.
30. *Гребеников Е.А., Рябов Ю.А.* Резонансы и малые знаменатели в небесной механике. — М.: Наука, 1978. 128 с.
31. *Груза Г.В., Ранькова Э.Я.* Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. — М.: ИГКЭ, 2012. 194 с.

32. Гумбольдт А. Космос (опыт физического мироописания). — М.: Братья Салаевы, 1866. 408 с.
33. Дарвин Дж. Г. Приливы и родственные им явления в Солнечной системе. — М.: Наука, 1965. 252 с.
34. Дзердзеевский Б.Л., Монин А.С. Типовые схемы общей циркуляции атмосферы в Северном полушарии и индекс циркуляции // Известия АН СССР. Серия геофизика, 1954. № 6. С. 562–574.
35. Дроздов О.А., Васильев Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный В.П. Климатология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 568 с.
36. Дубошин Г.Н. Небесная механика. Аналитические и качественные методы. — М.: Наука, 1978. 456 с.
37. Дубошин Г.Н. Небесная механика. Основные задачи и методы. — М.: Наука, 1975. 800 с.
38. Дуванин А.И. Приливной год и системы времени // Вестник Московского ун-та. Серия 5, география, 1999. № 2. С. 8–13.
39. Зельдович Я.Б., Соколов Д.Д. Фракталы, подобие, промежуточная асимптотика // Успехи физических наук, 1985. Т. 146. Вып. 3. С. 493–506.
40. Зосимов В.Ф., Лямшев Л.Н. Фракталы в волновых процессах // Успехи физических наук, 1995. Т. 165. № 4. С. 361–402.
41. Зубов Н.Н. Морские воды и льды. — М.: Гидрометеоиздат, 1938. 453 с.
42. Идельсон Н.И. Этюды по небесной механике. — М.: Наука, 1975. 496 с.
43. Имбри Д., Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох. — М.: Прогресс, 1988. 264 с.
44. Истошин Ю.В. Океанография. — Л.: Гидрометеоиздат, 1956. 304 с.
45. Клиге Р.К. Изменение глобального водообмена. — М.: Наука, 1985. 247 с.
46. Клиге Р.К., Малинин В.Н., Шевчук О.И. Колебания уровня Мирового океана в XX столетии // Вестн. Моск. ун-та, серия 5, география, 2009. № 1. С. 7–13.
47. Климишин И.А. Астрономия наших дней. — М.: Наука, 1976. 456 с.
48. Климишин И.А. Элементарная астрономия. — М.: Наука, 1991. 464 с.
49. Колосов Д.М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. — М.-Л.: Главсевморпуть, 1947. 176 с.

50. *Кондратьев К.Я.* Актинометрия. — Л.: Гидрометеиздат, 1965. 692 с.
51. *Кондратьев К.Я.* Глобальный климат и его изменения. — Л.: Наука, 1987. 232 с.
52. *Кондратьев К.Я.* Глобальный климат. — СПб.: Наука, 1992. 359 с.
53. *Кондратьев К.Я.* Лучистая энергия Солнца. Л.: Гидрометеиздат, 1954. 600 с.
54. *Кондратьев К.Я.* Радиационные факторы современных изменений глобального климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. 279 с.
55. *Кондратьев К.Я., Никольский Г.А.* Вариации солнечной постоянной по аэростатным исследованиям в 1962–1968 гг. // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1970. Т. 6. № 3. С. 227–238.
56. *Кондратьев К.Я., Никольский Г.А.* Стратосферный механизм солнечного и антропогенного влияния на климат / Солнечно-земные связи, погода и климат. — М.: Мир, 1982. С. 354–360.
57. *Кондратьев К.Я., Никольский Г.А., Есипова Е.Н.* Аэростатные исследования радиационных потоков в свободной атмосфере // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1966. Т. 2. № 4. С. 380–393.
58. *Кононова Н.К.* Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзерdzeевскому. — М.: Воентехиниздат, 2009. 372 с.
59. *Котляков В.М., Сонечкин Д.М.* Современное прочтение истории межледниковых циклов плейстоцена // Лед и снег, 2015. № 2 (130). С. 103–122.
60. *Лаплас П.С.* Изложение системы мира. — Л.: Наука, 1982. 375 с.
61. *Ле Пишон К., Францито Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. — М.: Мир, 1977. 288 с.
62. *Личков Б.Л.* Движение материков и климаты прошлого. — Л.: АН СССР, 1935. 127 с.
63. *Лоренц Э.Н.* Природа и теория общей циркуляции атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. 260 с.
64. *Макарова Е.А., Харитонов А.В., Казачевская Т.В.* Поток солнечного излучения. — М.: Наука, 1991. 400 с.
65. *Макарова Е.И., Харитонов А.В.* Распределение энергии в спектре Солнца и солнечная постоянная. — М.: Наука, 1972. 288 с.
66. *Макдональд Г. Дж.* Приливное трение / Приливы и резонансы в Солнечной системе. — М.: Мир, 1975. С. 9–96.

67. *Максимов И.В., Абрамов Р.В.* К изучению нутационной миграции исландского минимума атмосферного давления // Проблемы Арктики и Антарктики, 1966. Вып. 23. С. 14–20.
68. *Максимов И.В., Саруханян Э.И., Смирнов Н.П.* Океан и космос. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. 216 с.
69. *Малинин В.Н., Гордеева С.М., Шевчук О.И.* Изменчивость уровня Мирового океана за последние 140 лет // Уч. Зап. РГГМУ. Вып. 4, 2007. С. 27–33.
70. *Малинин В.Н., Гордеева С.М.* О современных изменениях глобальной температуры воздуха // Общество. Среда. Развитие, 2011. № 2. С. 215–221.
71. *Малинин В.Н.* Уровень океана: настоящее и будущее. — СПб.: РГГМУ, 2012. 260 с.
72. *Малинин В.Н.* Изменения уровня Мирового океана и климата // Ученые записки РГГМУ, 2015. № 41. С. 100–115.
73. *Малинин В.Н., Гордеева С.М.* Изменчивость влагосодержания атмосферы над океаном по спутниковым данным // Исследование Земли из Космоса, 2015. № 1. С. 3–11.
74. *Мандельброд +Б* Фрактальная геометрия природы. — М.: Институт компьютерных исследований, 2002. 656 с.
75. *Марков К.К.* Палеогеография. — М.: МГУ, 1960. 268 с.
76. *Маров М.Я.* Планеты солнечной системы. — М.: Наука, 1981. 256 с.
77. *Мельников В. П., Смутьский И.И.* Астрономические факторы воздействия на криосферу Земли и проблемы их исследования // Криосфера Земли, 2004. Т. VIII. № 1. С. 3–14.
78. *Мельников В.П., Смутьский И.И.* Астрономическая теория ледниковых периодов: Новые приближения. Решенные и нерешенные проблемы. — Новосибирск.: ГЕО, 2009. 98 с.
79. *Миланкович М.* Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. — М.-Л.: ГОНТИ, 1939. 208 с.
80. *Монин А.С.* Введение в теорию климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. 246 с.
81. *Монин А.С., Шишков Ю.А.* История климата. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. 408 с.
82. *Монин А.С., Шишков Ю.А.* Климат как проблема физики // Успехи физических наук, 2000. Т. 170. № 4. С. 419–445.
83. *Мультон Ф.* Введение в небесную механику. — М.-Л.: ОНТИ, 1935. 480 с.
84. *Олемский А.И., Флат А.Я.* Использование концепции фрактала в физике конденсированной среды // Успехи физических наук, 1993. Т. 163. № 12. С. 1–50.

85. *Пальмен Э., Ньютон Ч.* Циркуляционные системы атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1973. 616 с.
86. *Педлоски Дж.* Геофизическая гидродинамика. — М.: Мир, 1984. Т. 1. 400 с.
87. *Перрен де Бришамбо Ш.* Солнечное излучение и радиационный обмен в атмосфере. — М.: Мир, 1966. 320 с.
88. *Погосян Х.* Циклоны. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. 148 с.
89. Поток энергии Солнца и его изменения / Ред. О.Р. Уайт. — М.: Мир, 1980. 560 с.
90. *Птолемей К.* Альмагест: Математическое сочинение в тринадцати книгах. — М.: Физматлит, 1998. 672 с.
91. Рой А. Движение по орбитам. — М.: Мир, 1981. 544 с.
92. *Сидоренков Н.С.* Небесно-механические причины изменения погоды и климата // Геофизические процессы и биосфера, 2015. Т.15. №3. С. 5–26.
93. *Сидоренков Н.С.* Физика нестабильностей вращения Земли. — М.: Физматлит, 2002. 384 с.
94. *Силкин Б.И.* Земля и Солнце. — М.: Просвещение, 1967. 102 с.
95. *Синицин В.М.* Введение в палеоклиматологию. — Л.: Недра, 1980. 248 с.
96. *Смирнов В.М.* Фрактальные кластеры // Успехи физических наук, 1986. Т. 149. Вып. 2. С. 177–219. DOI: 10.3367/UFNг0149.198606а0177.
97. *Смутьский И.И.* Анализ уроков развития астрономической теории палеоклимата // Вестник РАН, 2013. Т. 83. № 1. С. 40–44.
98. *Смутьский И.И., Кротов О.И.* Новый алгоритм расчета инсоляции Земли / Институт криосферы Земли СО РАН. — Тюмень, 2013. 38 с. Деп. ВИНТИ. 08.04.2013. №103-В2013.
99. *Струве О., Линдс Б., Пилланс Э.* Элементарная астрономия. — М.: Наука, 1967. 468 с.
100. *Сун В., Яскелл С.* Минимум Маундера и переменные солнечно-земные связи. — М.-Ижевск. НИЦ Регулярная и хаотическая динамика, институт компьютерных исследований, 2008. 336 с.
101. *Такеучи Х., Уеда С., Канамори Х.* Двигаются ли материки? — М.: Мир, 1970. 248 с.
102. *Толстых М.А., Мизяк В.Г.* Параллельная версия полулагранжевой модели ПЛАВ с горизонтальным разрешением порядка 20 км // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации, 2011. Вып. 346. С. 181–190.
103. *Уеда С.* Новый взгляд на Землю. — М.: Мир, 1980. 214 с.

104. Уилсон Р.К., Хики Дж.Р. Ракетные измерения солнечной постоянной в 1976 г. и данные об изменении потока солнечной энергии за время цикла № 20 / Поток энергии Солнца и его изменения. — М.: Мир, 1980. С. 128–133.
105. Ушаков С.А., Ясаманов Н.А. Дрейф материков и климаты Земли. — М.: Мысль, 1984. 206 с.
106. Федер Е. Фракталы. — М.: Мир. 1991. 254 с.
107. Федоров В.М. Астрономическая климатология. — М.: Московский университет, 2002 (б). 236 с.
108. Федоров В.М. Астрономическая хронология глобальных климатических событий в верхнем плейстоцене и голоцене // Криосфера Земли, 1999. Т. III. № 3. С. 106–110.
109. Федоров В.М. Гравитационные факторы и астрономическая хронология геосферных процессов. — М.: Московский университет, 2000. 368 с.
110. Федоров В.М. Сопоставление хронологии вулканической активности Земли с характером ее орбитального движения // Вулканология и сейсмология, 2001. № 5. С. 65–67.
111. Федоров В.М. Особенности широтного распределения вулканических извержений // Вулканология и сейсмология, 2002. № 4. С. 39–43.
112. Федоров В.М. Многомерный анализ и хронологическая структура геодинамической активности Земли // Вестник Моск. ун-та, 2007. Серия 4. Геология. № 4. С. 24–31.
113. Федоров В.М. Динамика баланса массы ледников в связи с макроциркуляционными процессами в атмосфере. — М.: Физматлит, 2011. 376 с.
114. Федоров В.М. Изменения ледовых ресурсов отдельных ледниковых районов северного полушария в XX в. // Водные ресурсы, 2015 г. Т. 42. № 1. С. 3–12. DOI: 10.7868/S0321059614060066.
115. Федоров В.М. Межгодовые вариации продолжительности тропического года // Доклады РАН, 2013. Т. 451. № 1. С. 95–97. DOI: 10.7868/S086956521319016X.
116. Федоров В.М. Периодические возмущения и малые вариации солярного климата Земли // Доклады РАН, 2014, Т. 457. № 2. С. 222–225. DOI: 10.7868/S0869565214200213.
117. Федоров В.М. Пространственные и временные вариации солярного климата Земли в современную эпоху // Геофизические процессы и биосфера, 2015 (а). Т. 14. № 1. С. 5–22.
118. Федоров В.М. Системы отсчета времени в географии // Вестник Московского университета. Серия 5, география, 2002 (а). № 4. С. 21–26.

119. Федоров В.М. Статистические оценки межгодовых колебаний климата // Вестник Московского ун-та. Серия 5, география, 2001 (а). № 1. С. 16–19.
120. Федоров В.М. Структура многолетней изменчивости климатических элементов и ее локализация // Известия РАН. Серия географическая, 2001 (б). № 2. С. 25–31.
121. Федоров В.М. Тенденции изменения площади морских льдов в Северном полушарии и их причины // Криосфера Земли, 2015 (в). Т. XIX. № 3. С. 52–64.
122. Федоров В.М. Теоретический расчет межгодовой изменчивости инсоляции Земли с суточным разрешением // Астрономический вестник, 2016. Т. 50. № 3. С. 233–238. DOI: 10.7868/S0320930X16030014.
123. Федоров В.М. Теоретический расчет межгодовой изменчивости солнечной постоянной // Астрономический вестник, 2012. Т. 46. № 2. С. 184–189.
124. Федоров В.М. Широтная изменчивость приходящей солнечной радиации в различных временных циклах // Доклады РАН, 2015 (б). Т. 460. № 3. С. 339–342. DOI: 10.7868/S0869565215030196.
125. Федоров В.М. Широтные соответствия в распределении приходящей солнечной радиации и общей циркуляции атмосферы // Сложные системы, 2015 (в), № 1 (14). С. 39–55.
126. Федоров В.М. Бухаров О.Е., Боголюбов Д.П., Гребенников П.Б. Опыт среднесрочного прогнозирования площади морских льдов в Северном полушарии на основе расчетов приходящей солнечной радиации и нейросетевого моделирования // Криосфера Земли, 2016. Т. XX. № 3. С. 43–50.
127. Федоров В.М. Теоретический расчет межгодовой изменчивости инсоляции Земли с суточным разрешением // Астрономический вестник. Исследования Солнечной системы, 2016 (а). Т. 50. № 3. С. 220–224. DOI: 10.7868/S0320930X16030014.
128. Федоров В.М. Корреляционный анализ инсоляции Земли и аномалии приповерхностной температуры // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета, 2016 (б). № 45. С. 151–168.
129. Федоров В.М., Гребенников П.Б. Расчет климатической нормы приповерхностной температуры воздуха на основе данных инсоляции // Геофизические процессы и биосфера, 2017. Т. 16. № 1. С. 5–22. DOI: 10.21455/GPB2017.1-1.
130. Федоров Е.Е. Климат как совокупность погод // Метеорологический вестник, 1925. № 7. С. 3–16.

131. *Федоров Е.Е.* Основной вопрос советской климатологии // Проблемы физической географии, 1950. Т. XV. С. 222–227.
132. Фракталы в физике / Ред. Л. Пьетронеро и Э. Тозатти. — М.: Мир, 1988. 670 с.
133. *Фрёлых К.* Современные измерения солнечной постоянной / Поток энергии Солнца и его изменения. Ред. О. Уайт. — М.: Мир, 1980. С. 110–127.
134. *Фролов Е.И., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М.* Изменения климата Арктики и Антарктики: результат действия естественных причин // Проблемы Арктики и Антарктики, 2010. № 2 (85). С. 52–61.
135. *Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М.* Шестидесятилетняя цикличность в изменениях климата полярных регионов // МГИ, 2008. № 105. С. 158–165.
136. *Хргиан А.Х.* Физика атмосферы. — М.: МГУ, 1986. 328 с.
137. *Хренов Л.С., Голуб И.Я.* Время и календарь. — М.: Наука, 1989. 128 с.
138. *Хромов С.П., Петросянц М.А.* Метеорология и климатология. — М.: МГУ, 2006. 582 с.
139. *Шараф Ш.Г., Будникова Н.А.* Вековые изменения орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климата // Труды Института теоретической астрономии АН СССР, 1969. Вып. 14. С. 48–84.
140. *Шараф Ш.Г., Будникова Н.А.* Колебания солнечного облучения Земли, вызванные вековыми изменениями элементов земной орбиты // ДАН СССР, 1968. Т. 182. № 2. С. 291–293.
141. *Шараф Ш.Г., Будникова Н.А.* О вековых изменениях элементов орбиты Земли, влияющих на климаты геологического прошлого // Бюллетень Института теоретической астрономии АН СССР, 1967. Т. 11. № 4 (127). С. 231–261.
142. *Шварцбах М.* Климаты прошлого. — М.: Иностранная литература, 1955. 284 с.
143. *Шулейкин В.В.* Физика моря. — М.: АН СССР, 1953. 990 с.
144. *Эдди Дж. А.* Интегральный поток солнечной энергии / Поток энергии Солнца и его изменения. Ред. О. Уайт. — М.: Мир, 1980 (а). С. 32–36.
145. *Эдди Дж. А.* Исторические свидетельства существования цикла солнечной активности / Поток энергии Солнца и его изменения. Ред. О. Уайт. — М.: Мир, 1980 (б). С. 64–87.
146. *Эйгенсон М.С.* Солнце, погода и климат. — Л.: Гидрометеиздат, 1963. 276 с.

147. *Эйгенсон М.С., Гневыхшев М.Н., Оль А.И., Рубашев Б.М.* Солнечная активность и ее земные проявления. — М.-Л.: Гостехиздат, 1948. 286 с.
148. *Abbot C.G.* Weather and solar variation // *J. Solar Energy Sci. and Eng.*, 1957. V. 1. P. 3–5.
149. *Adhémar J.A.* *Revolutions de la mer: déluges périodiques.* — Paris.: Carilian-Goeury et V. Dalmont, 1842. 184 p.
150. *Anderson S.N.* A representation of the sunspot cycle // *Bell. System Tech. J.*, 1939. V. 18. P. 292–299.
151. *Anishchenko V., Astakhov V., Neiman A., et al.* *Nonlinear Dynamics of Chaotic and Stochastic Systems / Tutorial and Modern Developments.* — Berlin: Springer Publ., 2002. 374 p.
152. *Baker G., Gollub J.* *Chaotic dynamics:* Cambridge University Press. — Cambridge, 1990. 182 p.
153. *Ball R.* *The cause of an Ice Age.* — New York, D. Appleton and company, 1891.
154. *Berger A., Loutre M.F.* Astronomical solutions for paleoclimate studies over the last 3 million years // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992. V. 111. P. 369–382.
155. *Berger A.* Support for the astronomical theory of climatic change // *Nature*, 1977. V. 268. P. 44–45.
156. *Berger A.* (Ed), *Climatic variations and variability — facts and theories.* — Dordrecht.–Reidel, 1981. 795 p.
157. *Berger A.* Long-term variation of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements // *Quat. Res.*, 1978 a. V. 9. P. 139–167.
158. *Berger A.* Long-term variations of daily insolation and Quaternary Climatic Changes // *Journal of Atmospheric Science*, 1978 b. V. 35 (12). P. 2362–2367.
159. *Berger A., Loutre M.F.* Insolation values for the climate of the last 10 million years? // *Quatern. Sci. Rev.*, 1991. V. 10. P. 297–317.
160. *Berger A., Loutre M.F., Yin Q.* Total irradiation during any time interval of the year using elliptic integrals // *Quaternary science reviews*, 2010. V. 29. P. 1968 — 1982. DOI: 10.1016/j.quascirev.2010.05.07.
161. *Bertrand C., Loutre M.F., Berger A.* High frequency variations of the Earth's orbital parameters and climate change // *Geophysical research letters*, 2002. V. 29. No 18. P. 40-1–40-3. DOI: 10.1029/2002GL015622.
162. *Bertrand C., Van Ypersele J.P.* Potencial role solar variability as an agent for climate change // *Climatic Change*, 1999. V. 43. P. 387–411.

163. *Borisenkov E.P., Tsvetkov A.V., Eddy J.A.* Combined Effects of Earth Orbit Perturbations and Solar Activity on Terrestrial Insolation. Part 1: Sample Days and Annual Mean Values // *Journal of the atmospheric sciences*, 1985. V. 42. No 9. P. 933–940.
164. *Borisenkov E.P., Tsvetkov A.V., Agaponov S.V.* On some characteristics of insolation changes in the past and the future // *Climatic Change*, 1983. No 5. P. 237–244.
165. *Bretagnon P.* Theorie du mouvement de l'ensemble des planetes. Solution VSOP82 // *Astronomy and Astrophysics*, 1982. V. 114. P. 278–288.
166. *Brohan P., Kennedy J.J., Harris I., et al.* Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850 // *J. Geophys. Res.*, 2006. V. 111. D12106. DOI: 10.1029/2005JD006548.
167. *Brouwer D., Van Woerkom A.J.J.* The secular variation of the orbital elements of the principal planets // *Astronomical Papers*, 1950. V. 13. P. 81–107.
168. *Chapman G.A., Cookson A.M., Dobias J.J.* Variations in total solar irradiance during solar cycle 22 // *J. Geophys. Res.*, 1996. V. 101. P. 13541–13548.
169. *Chernosky E.J., Hagan M.P.* The Zurich sunspot number and its variations for 1700–1957 // *J. Geophys. Research*, 1958. V. 63 (II.4). P. 775–788.
170. *Church J.A., White N.J.* A 20th century acceleration in global sea-level rise // *J. Geophys. Research Letters*, 2006. V. 33. No 1. L01602. Doi:10.1029/2005GL024826
171. *Chylek P., Lesins G.* Multidecadal variability of Atlanhurricane activity: 1851–2007 // *Journal of Geophysical Research*, 2008. V. 113. No D22106. DOI:10.1029/2008JD010036
172. *Climate Change*, 2013. Chapter 8. Anthropogenic and natural radiative forcing. P. 659–740.
173. *Croll J.* Climate and time in their geological relations: a theory of secular changes of the Earth's climate. — London.: Edward Stanford, 1875. 577 p.
174. *Culverwell E.P.* A criticism of the astronomical theory of the ice age // *Nature*, 1894. LI 33–35.
175. *Culverwell E.P.* The astronomical theory of the ice age // *Nature*, 1895. LII 53.
176. *Delworth T.L., Mann M.E.* Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere // *Climate Dynamics*, 2000. V. 16. P. 661–676. DOI:10.1007/s003820000075

177. *Doodson A.T., Warburg H.D.* Admiralty manual of tides. London, 1946. 131 p.
178. *Eddy J.A.* The Maunder Minimum // *Science*, 1976. V. 192. P. 1189–1202.
179. *Ekholm N.G.* On the Variations of the Climate of the Geological and Historical Past and Their Causes // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1901. V. 27. P. 1–61.
180. *Enfield D.B., Mestas-Nunez A.M., Trimble P.J.* The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S. // *Geophys. Res. Lett.*, 2001. V. 28. P. 2077–2080. DOI:10.1029/2000GL012745.
181. *Fedorov V.M.* Changes in resources in some glacial regions in the Northern Hemisphere in the XX century // *Water Resources*, 2015 (d). V. 42. No 1. P. 1–10. DOI:10.1134/S0097807814060062.
182. *Fedorov V.M.* Interannual Variability of the Solar Constant // *Solar System Research*, 2012. V. 46. No. 2. P. 170–176. DOI: 10.1134/S0038094612020049.
183. *Fedorov V.M.* Interannual Variations in the Duration of the Tropical Year // *Doklady Earth Sciences*, 2013. V. 451. Part 1. P. 750–753. DOI: 10.1134/S1028334X13070015.
184. *Fedorov V.M.* Latitudinal variability of incoming solar radiation invarious time cycles // *Doklady Earth Sciences*, 2015 b. V. 460. Part 1. P. 96–99. DOI: 10.1134/S1028334X15010183.
185. *Fedorov V.M.* Periodic perturbations and small variations of the solar climate of the Earth // *Doklady Earth Sciences*, 2014. V. 457. Part 1. P. 869–872. DOI: 10.1134/S1028334X14070137.
186. *Fedorov V.M.* Spatial and temporal variation in solar climate of the Earth in the present epoch // *Izvestiya, Atmospheric and oceanic physics*, 2015 (a). V. 51. No 8. P. 779–791. DOI: 10.1134/S0001433815080034.
187. *Fedorov V.M.* Theoretical calculation of the interannual variability of the Earth's insolation with daily resolution // *Solar System Research*, 2016. V. 50. No. 3. P. 220–224. DOI: 10.1134/S0038094616030011.
188. *Fedorov V.M.* Trends of the changes in sea ice extent in the northern hemisphere and their causes // *Kriosfera Zemli*, 2015 c. V. XIX. No 3. P. 46–57.
189. *Foreman M.G.G., Neufeld E.T.* Analyses harmoniques de la mare portant sur de longues series chronologiques // *Revue hydrographique internationale*. Monaco, LXIII (1), 1991. P. 89–113.
190. *Foukal P.V.* Solar astrophysics. — 2nd rev. (ed). Weinheim: Wiley-VCH, 2004. 480 p.

191. *Foukal P., Fröhlich C., Spruit H., Wigley T.M.L.* Variations in solar luminosity and their effect on the Earth's climate // *Nature*, 2006. V. 443. P. 161–166. Doi: 10.1038/nature05072.
192. *Fröhlich C.* Observations of irradiance variability // *Space Science Reviews*, 2000. V. 94. P. 15–24.
193. *Fröhlich C.* Total solar irradiance observations // *Surveys in Geophysics*, 2012. V. 33. P. 453–473. DOI: 10.1007/s10712-011-9168-5.
194. *Fröhlich C.* Variability of the solar constant. — In: *Long and Short-Term Variability of Climate*. — New York.: Springer-Verlag, 1988. P. 6–17.
195. *Fröhlich C., Foukal P.V., Hickey J.R., et al.* Solar irradiance variability from modern measurements / *The Sun in Time*. Univ. of Arizona Press. — Tucson., AZ., 1991. P. 11–29.
196. *Fröhlich C., Lean J.* The Sun's total irradiance: cycles and trends in the past two decades and associated climate change un-certainties // *Geophys. Res. Lett.*, 1998. V. 25. P. 4377–4380.
197. *Fröhlich C.* Solar Irradiance Variability // *Atmospheric Research.*, 1989. V. 23. P. 379–390.
198. *Giorgini J.D., Yeomans D.K., Chamberlin A.B., et al.* JPL's On-Line Solar System Data Service // *Bulletin of the American Astronomical Society*, 1996. V. 28 (3). P. 1158.
199. *Gleissberg W.* The eighty-year sunspot cycle // *J. Brit. Astron. Assoc.*, 1958. V. 68. P. 148–152.
200. *Goldenberg S.B., Landsea C.W., Mestas-Nunez A.M., Gray W.M.* The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications // *Science*, 2001. V. 293. No 5529. P. 474–479. DOI:10.1126/science.1060040.
201. *Hansen J., Sato M., Kharecha P., Von Schuckmann K.* Earth's energy imbalance and implications // *Atmospheric chemistry and physics*, 2011. V. 11. P. 13421–13449. DOI: 10.5194/acp-11-13421-2011.
202. *Hargreaves R.* Distribution of solar radiation on the surface of the Earth and its dependence on astronomical elements // *Trans. Cambridge Philos. Soc.*, 1896. V. 16. 58 p.
203. <http://earthobservatory.nasa.gov/Features/EnergyBalance/page6.php>
204. <http://solarisheppa.geomar.de/cmip5>
205. <http://ssd.jpl.nasa.gov>. — NASA, Jet Propulsion Laboratory California Institute of Technology (JPL Solar System Dynamics). — Электронный ресурс национального аэрокосмического агентства США.

206. http://ssd.jpl.nasa.gov/?horizons_doc#specific_quantities
207. <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature> — Электронный ресурс университета Восточной Англии и метеобюро Хэдли.
208. <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/absolute.nc>
209. <http://www.icsu-fags.org/ps11sidc.htm>
210. <http://www.ipcc.ch/> — Электронный ресурс Международной группы экспертов по изменению климата.
211. <http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadcrut4/data/current/download.html>
212. <http://www.noaa.gov>
213. <http://www.pmodwrc.ch/> — Электронный ресурс Мирового радиационного центра — World Radiation Center — Швейцария.
214. <http://www.sidc.be>
215. <http://www.solar-climate.com/en/ensc/bazard.htm>
216. <http://www.solar-climate.com/geo/ocean.htm>
217. <http://www.solar-climate.com/sc/bd01.htm>
218. <http://www.solar-climate.com/sc/mtd.htm>
219. <http://www.thesis.lebedev.ru/>
220. http://www.wmo.int/pages/index_ru.html — Электронный ресурс Всемирной метеорологической организации.
221. <http://planet.iitp.ru>
222. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/amon.us.long.data> — Электронный ресурс Национального управления США по исследованиям океана и атмосферы.
223. *Imbrie J.* Astronomical Theory of the Pleistocene ice ages brief historical review // *Icarus*, 1982. V. 50. P. 408–422.
224. *Imbrie J., Berger A., Boyle E.A., et al.* On the structure and origin of major glacial cycles, 2. The 100,000-year cycle // *Paleoceanology*, 1993. V. 8. P. 699–735.
225. *Jevrejeva S., Grinsted A., Moore J.C., Holgate S.* Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records // *J. Geophysical Research*, 2006. V. 111. No C9. C09012. Doi: 10.1029/2005JC003229.
226. *Jones P.D., New M., Parker D.E., Martin S., Rigor I.G.* Surface air temperature and its variations over the last 150 years // *Reviews of Geophysics*, 1999. V.37. P. 173–199. DOI:10.1029/1999RG900002.
227. *Jones P.D., Osborn T.J., Briffa K.R., et al.* Adjusting for sampling density in grid-box land and ocean surface temperature time series // *J. Geophys. Res.*, 2001. V. 106. P. 3371–3380. DOI:10.1029/2000JD900564.

228. Jones P.D., Lister D.H., Osborn T.J., et al. Hemispheric and large-scale land surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2010 // *J. Geophys. Res.*, 2012. V. 117. DO5127. DOI: 10.1029/2011JD017139.
229. Kennedy J.J., Rayner N.A., Smith R.O., Saunby M., Parker D.E. Reassessing biases and other uncertainties in sea-surface temperature observations measured in situ since 1850. Part 2: Biases and homogenisation. // *Journal of Geophysical Research*, 2011. V. 116. D14104. DOI:10.1029/2010JD015220.
230. Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation // *Geophys. Res. Lett.*, 2006. V.33. No L17706. DOI:10.1029/2006GL026242.
231. Koop G., Fehlmann A., Finsterle W., et al. Total solar irradiance data record accuracy and consistency improvements // *Metrologia*, 2012. V. 49. P. 29. DOI: 10.1088/0026-1394/49/2/S29.
232. Kopp G., Lean J.A. New lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance // *Geophysical Research Letters*, 2011. V. 37. L01706. DOI: 10.1029/2010GL045777.
233. Kukla G. Missing link between Milankovitch and climate // *Nature*, 1975. V. 253. P. 600–603.
234. Köppen W., Wegener A. Die Klimate der geologischen Vorzeit. — Berlin.: Gebr. Bornetraeger, 1924. 256 p.
235. Lagrange J.-L. Theorie des variations seculaires des elements des planets. — Berlin. Decker, 1781.
236. Laplace P.S. Traite de Mecanique Celeste. — Paris, Bachelier libraire, 1825.
237. Laskar J. Secular evolution of the Solar System over 10 million years // *Astron. Astrophys.*, 1988. V. 198. P. 341–362.
238. Laskar J., Correia A.C.M., Gastineau M., et al. Long-term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars // *Icarus*, 2004. V. 170. P. 343–364.
239. Laskar J., Joutel F., Boudin F. Orbital, precessional and insolation quantities for the Earth from –20 Myr to + 10 Myr // *Astron. and Astrophys.*, 1993. V. 287. P. 522–533.
240. Lean J., Beer J., Bradley R. Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change // *Geophys. Res. Lett.*, 1995. V. 22, P. 3195–3198.
241. Lean J., Rottman G., Harder J., Kopp G. *SORCE* contributions to new understanding of global change and solar variability // *Solar Physics*, 2005. V. 230. P. 27–53.
242. Leverrier U.J.J. Recherches astronomiques // *Annales de l'Observatoire imperial de Paris*. V. I. — 1855. V. II — 1856.

-
243. *Livingston W, Wallace L., White O.R., Giampapa M.S.* Sun-as-a-Star Spectrum ry'adations 1974–2006 // *The Astrophysical journal*, 2006. P 1–38. DOI:arXiv:astro-ph/0612554v1.
244. *Loutre M.F., Berger A., Bretagnon E., Blanc P-L.* Astronomical frequencies for climate research at the decadal to century time scale // *Climate dynamics*, 1992. V. 7. P. 181–194.
245. *Meech L.W.* On the Relative Intensity of the Heat and Light of the Sun Upon Different Latitudes of the Earth. — Washington, Smithsonian Institution, 1856. V. IX. 58 p.
246. *Meeus J., Savoie D.* The history of the tropical year // *Journal British Astronomical Association*, 1992. V. 102. No. 1. P. 40–42.
247. *Milankovitch M.* Theorie mathematique des phenomenes thermiques produits par la Radiation Solaire. — Paris. Gauthier-Villars et Cie, 1920. 339 p.
248. *Morice C.P., Kennedy J.J., Rayner N.A., Jones P.D.* Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: the HadCRUT4 dataset // *Journal of Geophysical Research*, 2012. V. 117. D08101. DOI:10.1029/2011JD017187.
249. *Newcomb S.* The elements of the four inner planets and the fundamental constants of astronomy. Washington. Govern. print. office, 1895. 202 p.
250. *Nicolis C.* Long-Term Climatic Transitions and Stochastic Resonance // *J. Stat. Phys.*, 1993. V. 70. P. 3–14.
251. *Nicolis C.* Solar variability and stochastic effects on climate // *Sol. Phys.*, 1981. V. 74, P. 473–478.
252. *Nicolis C.* Stochastic aspects of climatic transitions-response to a periodic forcing // *Tellus*, 1982. V. 34. P. 1–9.
253. *Nicolis G., Prigogine I.* Exploring complexity. New York, Freeman, 1989. 313 p.
254. *Osborn T.J., Jones P.D.* The CRUTEM4 land-surface air temperature data set: construction, previous versions and dissemination via Google Earth // *Earth System Science Data*. 2013. V. 6. P. 61–68. DOI:10.5194/essd-6-61-2014.
255. *Pap J.M., Fröhlich C.* Total solar irradiance variations // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 1999. V. 61. P. 15–24.
256. *Pilgrim L.* Versuch einer rechnerische Behandlung der Eiszeit. Jahreshefte d. Vereins f. vaterllandsche Naturkunde im Wurtemberg, 1904. V. 60.
257. *Quinn T., Tremaine S., Duncan M.A.* Three million year integration of the Earth's orbit // *Astronomical J.*, 1991. V. 101. P. 2287–2305.

258. *Shanahan T. M., Overpeck J.T., Anchukaitis K.J., et al.* Atlantic Forcing of Persistent Drought in West Africa // *Science*, 2009. V. 324. No 5925. P. 377–380. DOI:10.1126/science.1166352.
259. *Schove D.J.* The sunspot cycle, 649 B.C. to A.D. 2000. // *J. Geophys. Research*, 1955. V. 60. P. 127–146.
260. *Scafetta N.* Climate Change and Its cause: A Discussion about Some Key Issues / SPPI Original Paper, 2010. P. 3–28.
261. *Schlesinger M.E., Ramankutty N.* An oscillation in the global climate system of period 65-70 years // *Nature*, 1994. V. 367. No 6465. P. 723–726. DOI:10.1038/367723a0.
262. *Standish E.M.* Orientation of the JPL Ephemerides, DE200/LE200, to the Dynamical Equinox of J2000 // *Astron. Astrophys.*, 1982. V. 114. P. 297–302.
263. *Stockwell J.N.* Memoir on the secular variations of the elements of the orbits of the eight principal Planets, Mercury, Venus, The Earth, Mars, Jupiter, Saturn, Uranus and Neptune: with tables of the same: together with the obliquity of the ecliptic, and the precession of the equinoxes in both longitude and right ascension. — Washington, Smithsonian Institute, 1872.
264. *Sutton R.T., Hodson L.R.* Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate // *Science*, 2005. V. 309. No 5731. P. 115 –118. DOI:10.1126/science.1109496.
265. *Teegavarapu R.S.V., Goly A., Obeysekera J.* Influences of Atlantic Multi-Decadal Oscillation on Regional Precipitation Extremes // *Journal of Hydrology*, 2013. V. 495. P. 74–93.
266. *Tolstykh M., Shashkin V.* Vorticity-divergence mass-conserving semi-Lagrangian shallow-water model using the reduced grid on the sphere // *J. Comput. Phys.*, 2012. V. 231. P. 4205–4233. DOI: 10.1016/j.jcp.2012.02.016/
267. *Trenberth K.E., Fasullo J.T.* Changes in the flow of energy through the Earth's climate system // *Meteorologische Zeitschrift*, 2009. V. 18. No 4. P. 369–377.
268. *Trenberth K.E., Fasullo J.T.* Tracking Earth's energy: from El Nino to global warning // *Surv. Geophys.*, 2011. DOI: 10.1007/s10712-011-9150-2.
269. *Trenberth K.E., Fasullo J.T., Kiehl J.* Earth's global energy budget // *Bull. American meteorological Society*, 2009. P. 311–323. DOI: 10.1175/2008BAMS2634.1.
270. *Vernekar A.* Long-period global variations of incoming solar radiation // *Series: Meteorological Monographs. American Meteorological Society*, 1972. V. 12. No 34. 128 p.

271. *Vulis I.L., Monin A.S.* A contribution to the astronomical theory of variations of the climate of the Earth / *Izv. Acad. Sci. USSR, Atmos. Ocean. Phys.*, 1979. No 15. P. 3–11.
272. *Willson R.C., Mordvinov A.V.* Secular total solar irradiance trend during solar cycles 21 and 22 // *Geophys. Res. Let.*, 2003. V. 30. P. 1199–1202. DOI: 10.1029/2002GL016038.
273. *Willson R.* Total irradiance variability 1980–1988 / *The Sun as a Star*. Ed. By W. Livingston. Univ. of Arizona Press. Tucson, AZ, 1991. P. 1109–1160.
274. *Willson R.C.* Accurate solar «constant» determinations by cavity pyrhemometers // *J. Geophys. Res.*, 1978. V. 83 (C8). P. 4003–4007.
275. *Willson R.C.* Experimental comparisons of the International Pyrhemietric Scale with the Absolute Radiation Scale // *Nature*, 1972. V. 239. P. 208–223.
276. *Willson R.C.* Measurement of solar total irradiance and its variability // *Space Science Reviews*, 1984 (a). V. 38. P. 203–242.
277. *Willson R.C.* New radiometric techniques and solar constant measurements // *J. Solar Energy*, 1973. V. 14. P. 203–207.
278. *Willson R.C.* Solar irradiance variations and solar activity // *J. Geoph. Res.*, 1982. V. 86. P. 4319–4326.
279. *Willson R.C.* Solar total irradiance observations by the SMM/ACRIM I experiment, solar irradiance variations on active region timescales. — NASA Conference publication 2310. 1984 b. P. 1–42.
280. *Willson R.C.* Total solar irradiance trend during solar cycles 21 and 22 // *Science*, 1997. V. 277. P. 1963–1965. DOI: 10.1126/science.277.5334.1963.
281. *Willson R.C., Duncan C.H., Geist J.* Direct measurement of solar luminosity variation // *Science*, 1980. V. 207. P. 177–229.
282. *Willson R.C., Gulkis S., Janssen M., Hudson H.S., Chapman G.A.* Observations of solar irradiance variability // *Science*, 1981. V. 211. P. 700–702. DOI: 10.1126/science.211.4483.700.
283. *Willson R.C., Hudson H.S.* Solar luminosity variations is solar cycle 21 // *Nature*, 1988. V. 332. P. 810–812. DOI: 10.1038/332810a0.
284. *Willson R.C., Hudson H.S.* The Sun's luminosity over a complete solar cycle // *Nature*, 1991. V. 351. P. 42–44.

Научное издание

ФЕДОРОВ Валерий Михайлович

**ИНСОЛЯЦИЯ ЗЕМЛИ
И СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА**

Редактор *Е.И. Ворошилова*
Оригинал-макет: *Т.Н. Савицкая*
Оформление переплета: *А.В. Андросов*

Подписано в печать 30.11.2017. Формат 60×90/16. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Усл. печ. л. 14,5. Уч.-изд. л. 16. Тираж 300 экз.
Заказ №

Издательская фирма «Физико-математическая литература»
МАИК «Наука/Интерпериодика»
117342, г. Москва, ул. Бултерова, д. 17Б
E-mail: porsova@fml.ru, sale@fml.ru
Сайт: <http://www.fml.ru>
Интернет-магазин: <http://www.fmlib.ru>

Отпечатано с электронных носителей издательства
в АО «Первая Образцовая типография»
Филиал «Чеховский Печатный Двор»
142300, Московская область, г. Чехов, ул. Полиграфистов, д. 1
Сайт: www.chpd.ru. E-mail: sales@chpd.ru, тел.: 8 (499) 270-73-59