

А.А. Коновалов, С.Н. Иванов КЛИМАТ, ФИТОПРОДУКТИВНОСТЬ И ПАЛИНОСПЕКТРЫ

А.А. КОНОВАЛОВ, С.Н. ИВАНОВ

КЛИМАТ, ФИТОПРОДУКТИВНОСТЬ И ПАЛИНОСПЕКТРЫ:

связи, распределение
и методика палееореконструкций
(на примере Западной Сибири)



ГУБЕРНСКАЯ АКАДЕМИЯ
ИНСТИТУТ ПРОБЛЕМ ОСВОЕНИЯ СЕВЕРА СО РАН

А.А. Коновалов, С.Н. Иванов

**КЛИМАТ, ФИТОПРОДУКТИВНОСТЬ И ПАЛИНОСПЕКТРЫ:
СВЯЗИ, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И МЕТОДИКА
ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ
(на примере Западной Сибири)**

Ответственный редактор
академик *В.П. Мельников*

Новосибирск
Академическое издательство "Гео"
2007

УДК 551.583.7.340

ББК

К

Коновалов А.А. Климат, фитопродуктивность и палиноспектры : связи, распределение и методика палеореконструкций (на примере Западной Сибири) / А.А. Коновалов, С.Н. Иванов. – Новосибирск : Академическое изд-во “Гео”, 2007. – 100 с. – ISBN 978-5-9747-

Монография посвящена количественным аспектам взаимодействия климата и растительности и касается методики реконструкции климатов прошлого по палинологическим спектрам. Элементы климата и общий состав растительности, отраженный в палиноспектрах, представлены одинаково – в виде безразмерных дихотомий доминанты и субдоминанты. Показана обусловленность функционирования всех земных систем вращательными циклами Земли и их подобие. В качестве простой физической модели функционирования сложных систем (климата, растительности, палиноспектров и пр.), доступной для количественного анализа, использовано нагруженное ледяное тело, отличающееся малой и легко регулируемой в опытах длительностью “жизненного” цикла и, соответственно, наглядностью системных закономерностей. Развито представление о “климатическом” поле Земли как системе двух координат: радиационного баланса и индекса сухости. Найдены формулы связи большинства безразмерных и размерных климатических характеристик. Установлен вид климатической зависимости доминанты поверхностных палиноспектров и на этой основе разработана методика определения параметров климата и фитопродуктивности. Приведены примеры реконструкции климата и фитопродуктивности в четвертичное время в условиях Западной Сибири.

Книга предназначена для палеогеографов, климатологов, геокриологов, геологов-четвертичников, ботаников и археологов, работающих в области реконструкции и прогнозирования климата и фитопродуктивности, а также студентов этих специальностей.

Рецензенты:

д-р геогр. наук *Н.А. Шполянская*
канд. геогр. наук *Д.В. Московченко*

© А.А. Коновалов, С.Н. Иванов, 2007

© Оформление. Академическое
изд-во “Гео”, 2007

ISBN 978-5-9747-

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последнее время Землю потрясают климатические катаклизмы, часто отмечаемые в метеосводках как небывалые за всю историю наблюдений. Наметилась явная тенденция к потеплению климата, которое грозит оттаиванием приполярных, высокогорных и подземных льдов. Это приводит к высвобождению огромных масс воды – материала для производства разрушительных тайфунов и цунами (например, ураган “Катрин”) и к затоплению обширных, густозаселенных территорий. Причины потепления не ясны. Ученые спорят, кто больше виноват, – научно-технический прогресс, приведший к несбалансированному поступлению тепла в атмосферу, или естественные колебания климата с периодом, превышающим продолжительность метеонаблюдений, в “теплую” фазу одного из которых, по-видимому, вступает Земля. В связи с этим возрастает интерес к климатическим обстановкам прошлого, закономерностям их распределения в пространстве и времени, изменениям продуктивности биосферы, связанным с динамикой климата.

Одним из немногих источников сведений о климатах прошлого являются палиноспектры, в которых помимо видового состава растительности отражен также в закодированном виде, через посредство сложных связей, и определяющий эту растительность климат, его количественные показатели. Главной задачей исследований, результаты которых рассматриваются в монографии, является раскрытие этих сложных связей, получение достаточно простых формул расчета (реконструкции) элементов климата и его фитопродуктивности по палинологическим данным. В качестве фактического материала использованы в основном палинологические и климатические показатели Западной Сибири, большая часть территории которой расположена в

криосфере. Этим определяется ее специфика – наличие “вечной мерзлоты”, природного образования (продукта климата), наиболее чувствительного к климатическим изменениям.

Книга состоит из восьми глав. Собственно методика реконструкции климата изложена в последних трех главах. Это практическая, прикладная часть работы. Представленного здесь материала достаточно для расчета элементов палеоклимата и его продуктивности по параметрам палиноспектров. Палинолог-практик, не интересующийся вопросами теории климата и его влиянием на биоту, может ограничиться прочтением этой части монографии.

В первых пяти главах дается научное обоснование работы. Во главу угла поставлено учение о географической зональности, открытое В.В. Докучаевым, прежде всего, его климатической части, развитой трудами М.И. Будыко и его школы.

В разделе, посвященном климату, отражена его связь с криолитокомплексом, включающим мерзлые породы, пластовые льды и газогидраты. Совместное функционирование этих криогенов в условиях неоднократного изменения в плейстоцене геостатического давления в результате чередования холодных (ледниковых) и теплых эпох, а также трансгрессий и регрессий моря обусловило ярусность строения криолитосферы, а на посткриогенном пространстве – широкое развитие лессовых пород, несущих явные следы криогенеза, в том числе, макропористых пород – результата газогидратогенеза.

Активно используется системный подход. Рассмотрены условия равновесия и устойчивости земных систем сквозь призму золотого сечения – пропорции, характеризующей гармонию системы и ее окружения, пока не вошедшей в аналитический арсенал географических исследований.

Показатели климата, колеблющиеся в годовом цикле, и растительность, отраженная в групповых палиноспектрах, представлены одинаково, в виде безразмерных двухэлементных систем – дихотомий, существующих в режиме “единства и борьбы противоположностей”. Этот прием позволяет корректно сравнивать любые системы, даже такие разнородные и разноразмерные, как климат и палиноспектры.

Наглядно (на развертке эллипсоидальной орбиты) показана обусловленность функционирования всех земных систем вращательными циклами в мегасистеме Солнце–Земля–Луна (годовым, месячным и суточным). Все они подобны друг другу, каждая (и в совокупности) включает четыре основные стадии, отражающие влияние времени (возраста), – от зарождения и созревания до деградации и гибели.

Значительное место уделено животворным свойствам воды – материала, из которого на 60–80 % состоят все организмы, в том числе ее твердой фазе. Показано, что наиболее удачной, с точки зрения возможности количественного анализа, физической моделью, отражающей развитие (эволюцию) сложных и долгоживущих систем, таких как климат и био- и фитосистемы, является нагруженное ледяное тело (лед, мерзлый грунт и др.). Выбор этой модели обусловлен близостью реальных температур к точке плавления льда (его “смерти”), т. е. малой и достаточно просто регулируемой в опытах длительностью “жизненного” цикла модели и, соответственно, наглядностью системных закономерностей, процессов и свойств, в частности стадийности развития, и относительной простотой их изучения. Лед, как и другие твердые тела, под постоянной нагрузкой постепенно разрушается, проходя стадии деформирования, аналогичные по свойствам и форме деформационных кривых стадиям, выделенным на орбите вращения Земли – и те и другие ассоциируются с возрастными фазами функционирования климатических систем и биоты: *весной (расцветом, молодостью), летом (зрелостью), осенью (деградацией, старостью) и зимой.*

В разделах, посвященных методике реконструкции климата и фитопродуктивности, научной новизной, на наш взгляд, обладает положение о доминантной группе палиноспектра, доля которой интегрально (в целом) отражает его климатическую зависимость. Найдена количественная форма этой зависимости для большинства элементов климата, приведены многочисленные примеры реконструкции климата голоцена в Западной Сибири, в том числе в условиях криолитозоны, подтверждающие ее практическую пригодность, доступность и простоту реализации. В этой части монография является продолжением и развитием исследований В.П. Гричук, Н.В. Кинд, Г.Ф. Букре-

ево́й, В.А. Климанова, Ю.К. и А.К. Васильчук, П.Е. Тарасова, I.G. Prentice и др., на чьих данных и идеях в значительной мере сформировались представления авторов о характере связей климата и палиноспектров.

Книга написана А.А. Коноваловым, 4, 5, 7 и 8 главы – с участием С.Н. Иванова по результатам исследований, выполненных в Институте проблем освоения Севера СО РАН; палинологический материал подготовлен С.Н. Ивановым.

1. ПОСТАНОВКА И СУТЬ ПРОБЛЕМЫ

Для реконструкции палеоклиматов широко используются аналогово-палинологические методы [7–9, 11, 14, 16–19, 22–30, 32, 33], базирующиеся на принципе актуализма, который полагает тождественность формы связей состава растительности и долевой продуктивности ее видов, отраженных в поверхностных (рецентных) спорово-пыльцевых спектрах (палиноспектрах), с элементами климата (ЭК) в прошлом и в настоящее время. Суть этих методов состоит в отыскании рецентного палиноспектра, сходного с ископаемым (фоссильным) в исследуемых отложениях, возраст которых предварительно установлен. Современный климат района с рецентным палиноспектром и принимают за климат эпохи, соответствующей возрасту ископаемого. То есть при известном возрасте фоссильных палиноспектров *проблема реконструкции палеоклиматов сводится к установлению современных связей между климатом и рецентными палиноспектрами.*

К настоящему времени собран и систематизирован большой массив данных по поверхностным палиноспектрам в различных климатических условиях и разработаны методы выявления их связей с элементами климата. Эти методы по составу работ и подходам мало отличаются друг от друга, в основном приемами и детальностью статистической обработки современных связей климата и палиноспектров, и дают не сильно различающиеся результаты. Их общим недостатком является большая трудоемкость, обусловленная громоздкостью и сложностью аналитического (сравнительного [23] или вычислительного [7–9]) аппарата. Очень широко трактуется принцип актуализма. Фактически в него включается также и принцип пространственных аналогий, что означает тождественность связей между климатом и составом палиноспектров не только в любое время, но

и в любой точке пространства. То есть не учитываются присущие любому природному комплексу имманентные свойства, остающиеся за пределами возможностей наблюдений и анализа. Эти свойства обеспечиваются топографическим положением места (удаленностью от моря, рельефом), составом подпочвы и другими факторами, влияющими на климат и (или) растительность, но обладающими значительно меньшей изменчивостью во времени. Нужно также иметь в виду, что применение принципа актуализма ограничено предельными (максимальными и минимальными) показателями современных природных условий, включая флористическое разнообразие. В прежние эпохи эти показатели могли выходить (и выходили) за современные пределы. Сомнение вызывает и сама возможность сплошного увязывания палиноспектров непосредственно с простыми, частными (размерными) элементами климата: температурой, влажностью и т. п. Связь ландшафтов и климата проявляется через сложные комплексные (интегральные) показатели, выраженные в виде безразмерных соотношений радиационного и водного балансов, сумм градусочасов в теплое и холодное время года, модулей экстремальных температур и их сумм (амплитуд колебаний) и др., остающихся примерно постоянными при значительных изменениях простых элементов климата.

В последнее время разрабатываются физические модели климата Земли, его динамики и вызванного ею перемещения географических зон и крупных биогеоценозов (биомов) в результате колебаний солнечной активности, теплообмена между литосферой, атмосферой и Мировым океаном, парникового эффекта, антропогенной деятельности и других глобальных процессов. При этом выделение биомов прошлого и их климатических характеристик основывается на использовании данных о рецентных палиноспектрах [46, 54]. Фактически в качестве эталонных показателей палеоклимата используются результаты его реконструкции известными аналогово-палинологическими методами, со всеми их достоинствами и недостатками.

Трудности, связанные с применением аналогово-палинологических методов, помимо постановки и решения самой задачи реконструкции палеоклимата, обусловлены тем, что при установлении связей палиноспектров с элементами климата в расчет берется все растительное многообразие, отраженное в палиноспектре таксонами разного

ранга. Кроме того, имеет место чисто эмпирический, частный (не системный) подход к проблеме, когда сложные многосторонние связи между многокомпонентными комплексами – климатом и палиноспектрами – ищут путем выявления двухсторонних связей между отдельными компонентами с последующим их “интегрированием” в коллективные связи либо с помощью множественного регрессивного анализа определяют связи каждого элемента современного климата с элементами палиноспектров. Оба подхода требуют производства большого количества кропотливых вычислительных операций. Задача облегчается при объединении растительности в крупные группировки (биомы) и определении характерного для них диапазона климатических показателей [46, 54], хотя следует отметить, что совмещение ископаемых палиноспектров с современными биомами требует большого искусства (опыта и интуиции), поскольку и флористические и климатические показатели, и даже их определенные сочетания многократно повторяются, а диапазоны их изменения, характеризующие конкретные биомы, весьма широки и пересекаются друг с другом. Вычисления и анализ существенно упростились благодаря широкому внедрению ЭВМ, но трудности окончательно не сняты: вместо многочисленных и не очень удобных для пользования справочных таблиц предлагаются громоздкие формулы или сложные компьютерные программы, которые малодоступны ботаникам, географам, геологам и археологам – основным потребителям палеогеографической информации, и не поддаются проверке.

В этой работе делается попытка устранения перечисленных недостатков, в основном за счет применения *системного* подхода, при котором климат и палинопродукция представляются системами взаимодействующих частиц, интегральные (обобщенные, безразмерные) показатели которых имеют одинаковую природу и их можно корректно сравнивать друг с другом.

При изменении климата многообразно, неоднозначно и в трудноуловимом порядке меняется соотношение между компонентами палиноспектров. В то же время очевидно, что должна существовать и какая-то их комбинация, интегрально отражающая сущность данного палиноспектра, которая “в целом” зависит от такого же рода безразмерной функции климата или его подсистем. Чем больше элементов

во взаимодействующих системах, тем сложнее их связи и тем труднее выявить их интегральную совокупность (“рассматривая деревья, можно не увидеть леса”).

С помощью спорово-пыльцевого анализа решаются две основные палеогеографические задачи: *геоботаническая* – определяется видовой состав растительности в эпоху, когда горизонт, из которого взята проба, являлся дневной поверхностью, и *климатическая* – в зависимости от состава растительности устанавливаются элементы климата той эпохи. Далее можно определить и другие экологические показатели, обусловленные климатом – продуктивность растительного покрова, фитомассу и др. И если в первой задаче для повышения репрезентативности необходимо включать в анализ максимальное число таксонов, то во второй – чрезмерное увеличение элементов палиноспектра не делает реконструкцию климата более точной, но затрудняет ее, поскольку при одинаковом климате в зависимости от местных (микро- или мезо-) условий освещенности, увлажненности, состава почв и пр. одновременно могут существовать разные типы растительности (лесная, луговая, болотная и т. д.). Природные комплексы разного ранга (уровня), в том числе ботанические, в определенной степени самоподобны (фрактальны). Климат (от греч. klima – наклон) земной поверхности в целом определяется наклоном оси Земли к Солнцу, на климат отдельных ее частей накладывается влияние орографии и рельефа – систем неровностей (наклонов) разного масштаба, обуславливающих дифференцию местности на иерархии приблизительно подобных участков. Все геоботанические зоны – тундра, лес, степь, полупустыня и пустыня – располагают примерно одним и тем же набором типов растительности: гигрофитный, лесной, степной и ксерофитный, но с разным долевым соотношением компонентов, зависящим от того или иного сочетания тепла и влаги. Всегда, естественно, доминирует титульный тип (в лесной зоне – лес, в степной – степь и т. д.), и каждую из зон, в свою очередь, можно разделить по господствующему составу растительности на аналогичные минizonы (подзоны, районы). Такая похожесть часто прослеживается и на более низких уровнях ранжирования с тенденцией к постепенному уменьшению видового разнообразия за счет вырождения нетипичных для данного климата видов. Учесть всю эту многоуровневую

иерархию при количественной оценке связи климата и растительности невозможно. Каждая метеостанция выдает осредненную, единую климатическую информацию для территории площадью в десятки квадратных километров, на которой произрастают десятки видов растительности, формирующие многообразные рецентные палиноспектры с различным содержанием его элементов. Выявление связи между содержанием палиноспектров и климатом в таких условиях чрезвычайно трудоемко и требует сложных математических технологий. Как нам представляется, решение следует искать в установлении системных (интегральных, генерализованных) характеристик флористических спектров и климата и их количественного соответствия друг другу. В рамках этого соответствия элементы флоры и их долевое участие в рецентных палиноспектрах могут меняться в широких пределах, но так, чтобы в данном климатическом районе величина интегрального показателя палиноспектра оставалась постоянной. Это возможно при осреднении долевого состава растительности в рецентных палиноспектрах по всему климатическому району. Чем больше палинологического материала привлечено к осреднению, тем лучше. В идеале территория, прилегающая к каждой метеостанции, подконтрольная ей, должна быть охарактеризована своим рецентным палиноспектром, осредненным (как и метеоданные) по всей ее площади. Целесообразно также установление типичных флористических таксонов или их сочетаний, маркирующих конкретные климатические комплексы, применение которых в анализе упростит и повысит точность расчетов элементов палеоклимата.

Данная работа посвящена климатической части проблемы, для решения которой в основном используются облегченные варианты палиноспектров, генерализованные (сгруппированные) по общему составу растительности, соответствующему ее яркости в ряду: деревья, кустарники и кустарнички, травянистая растительность и споры; далее в тексте – *групповые палиноспектры*.

Для анализа климатической зависимости растительности и ее проявлений в палиноспектрах использована модель климатического поля М.И. Будыко [5], осями координат которого являются радиационный баланс (B) и индекс сухости (J). В процессе работы выяснилось, что, во-первых, интегральным показателем группового палино-

спектра, отражающим его климатическую зависимость, может служить долевое (процентное) содержание доминирующей группы, ее условный вес; во-вторых, на обеих координатных осях климатического поля имеются критические точки, по обе стороны от которых формулы связи элементов климата и доминанты групповых палиноспектров различны; в-третьих, установить положение данной палинологической пробы по отношению к этим критическим точкам можно только качественным анализом *полных палиноспектров*, в которых дифференцированно, по видам, учитывается весь обнаруженный в исследуемой горной породе палиноматериал. Кроме того, полные палиноспектры привлекаются как вспомогательное средство для определения принадлежности фоссильной палинологической пробы к тому или иному геоботаническому комплексу, климатические условия существования которого в настоящее время приблизительно известны. Таким образом, для реализации предлагаемого метода палеореконструкций необходимо знать не только облегченный (групповой), но и полный палиноспектр.

Исследование базируется на фактическом материале, полученном преимущественно в Тюменской области и прилегающих областях, и касается биоклиматических связей в четвертичное время и возможностей их реконструкции.

2. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КЛИМАТА И ГЕОБОТАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Цикличность развития геосистем. Земные системы (геосистемы), включая климат и биокомплексы любого ранга (биогеоценозы, биомы, био- и фитосфера в целом), представляют собой иерархии множеств мельчайших частиц (элементов, “атомов”), объединенных в подсистемы разной природы и возраста, которые, с одной стороны, открыты для энергообмена и взаимодействуют друг с другом, определяя детерминистический характер связей; с другой – обладают определенной закрытостью (независимостью) и действуют самостоятельно, подчиняясь в коллективном поведении стохастическим закономерностям. Каждый последующий член иерархии, более подвижный и сложно организованный, появился и развивается за счет вещества и энергии предыдущих, наследуя определенную общность признаков и поведения, основными чертами которой являются: спиралеобразная цикличность с повторяемостью в каждом цикле участков подъема и спада; составной характер циклов; их затухание во времени и по мере дробления.

Всегда удается выделить область взаимодействия данной подсистемы (нулевой уровень) со своим окружением и считать расширенную за счет этой области систему (подсистему 1-го уровня) в течение какого-то времени закрытой, обладающей некоторым неизменным количеством энергии. В пределах подсистемы 1-го уровня обычно находится несколько подсистем нулевого уровня и более мелких частей. Прогресс любой из них возможен только за счет собственного окружения. В свою очередь подсистема 1-го уровня развивается в границах подсистемы 2-го, с которой у подсистем нулевого уровня уже нет прямых связей, но есть опосредованные, дальние или рыхлые,

связи и т. д. Внешняя граница подсистемы нулевого уровня является внутренней границей подсистемы 1-го уровня, а внешняя граница последней является внутренней границей подсистемы 2-го уровня. Таким образом, подсистемы низших уровней как бы закрыты, наподобие сувенирных матрешек, в подсистемах высших уровней и раскрываются, каждая под определенным углом зрения, по мере увеличения масштаба видимого. Соответственно подсистемы нулевого уровня служат “элементарными” (мельчайшими) частицами, условными “атомами” подсистем 1-го уровня, а последние – “элементарными” частицами подсистем 2-го уровня и т. д. Например, “элементарной” частицей ландшафта является фация, а таксоном следующего ранга – урочище. При уменьшении масштаба ландшафтной съемки фации перестают различаться и тогда “элементарной” частью становится урочище. Можно говорить об определенном самоподобии геосистем: каждая их часть в той или иной степени обладает свойствами целого. Так, уже говорилось, что все геоботанические комплексы располагают приблизительно одним и тем же набором растительности. Определенным группировкам видов растительности, их долевого содержанию примерно соответствует (ему подобно) доленое содержание их пыльцы в палиноспектре данного участка местности.

Чем выше уровень иерархии, тем дольше период “закрытости” системы, когда действуют законы сохранения (энергии, массы и т. д.). В полной мере они выполняются только в суммарном выражении для мегасистемы Солнце–Земля (с Луной) в целом. Внутри нее идет постоянное перемещение тепла и массы, в процессе которого одни системы теряют, деградируют и гибнут, другие рождаются, приобретают и развиваются. То есть развитие и процветание одних происходит не иначе, как только за счет деградации и гибели других. Это основной закон экологии, лапидарная формулировка которого, по Б. Коммонеру [25], звучит так: “Ничто не дается даром”.

Общим для всех земных систем является цикличность существования, круговороты в них вещества и энергии, обусловленные, в первую очередь, астрономическими факторами: вращением Земли вокруг своей оси, Земли вокруг Солнца, Луны вокруг Земли, колебаниями осей вращения, термического режима Солнца и др. В системе Земля–атмосфера цикличность обусловлена противоположной направленно-

стью гравитационного (к центру Земли) и термического (от центра) градиентов, обеспечивающей нагрев и разуплотнение опускающейся тяжелой (холодной) массы и охлаждение и уплотнение поднимающейся легкой (теплой) и, тем самым, возобновляемость кругового движения по вертикали. Вертикальная циркуляция осложняется горизонтальной, которая формируется под совместным воздействием термического градиента между экватором и полюсами, вызывающего меридиональную конвекцию тепла и массы, и вращения Земли, вынуждающего их широтное перемещение.

В биосистемах цикличность (повторяемость подобного) поддерживается их репродуктивной способностью, с одной стороны, и конечной длительностью существования, с другой. Место ушедших “родителей” в пищевой пирамиде занимают их потомки.

Кроме вынужденных колебаний геосистемы претерпевают и собственные колебания, вызванные взаимодействием входящих в них подсистем (частиц) и их упругими свойствами. Упругость (обратимость) – способность системы восстанавливаться – проявляется в ответ на внешнее не катастрофическое воздействие, зачастую с опозданием и опосредованно, и утрачивается со временем, а также при повышении внешнего давления и температуры. Помимо восстановительной, сила упругости имеет агрессивную составляющую, благодаря которой система после устранения внешнего воздействия не только возвращается в прежнее состояние, но и переступает его, вторгаясь на “чужую территорию” (подобно маятнику или приливной волне). Агрессивность (в механике ее аналогом является инерция движения) – наступательная жизненная сила и присуща всем организмам. Упругость с ее непременным атрибутом агрессивностью ответственна за *саморазвитие*, понимаемое как повторяемость, циклическая последовательность стадий развития. Она определяет выживаемость, воспроизводство и место в пищевой пирамиде.

Любое внешнее возмущение, толчок, производит серию затухающих (с уменьшающимися амплитудой и периодом) колебаний (флуктуаций) частиц внутри системы, постепенно возвращающих частицу в равновесное состояние. Система продолжает по инерции флуктуировать и после внешнего толчка, уже при установившихся внешних (верхних граничных) условиях, создавая в совокупности внутренние

(нижние граничные) условия развития, контролирующие *обратные связи*, усиливающие или подавляющие прямые, посредством которых передается очередное внешнее воздействие. Разница (расстояние) между верхними и нижними граничными условиями имеет смысл емкости системы. По мере “углубления” в систему влияние внешних условий уменьшается, а внутренних – увеличивается. Значение внутренних и внешних условий меняется и в течение жизни геосистем. Внутренние, скрытые, играют большую роль при зарождении и на ранней и поздней стадиях существования – при созревании и старении, когда системы неравновесны и неустойчивы. На стадии зрелости геосистемы устойчиво уравновешены с внешней средой (подобны самим себе) и изменяются по ее законам. Современные внутренние условия когда-то были внешними. Настоящее нижней границы субсистемы – это свернутое (усредненное) прошлое верхней. Например, температура нижней границы криолитозоны (вечной мерзлоты), примерно равная 0 °С, – это средняя температура поверхности в прошлом, в начале формирования криолитозоны. Температура повехностного слоя на Солнце близка к температуре в центре Земли – около 6000 °С [24]. Постоянная температура тела высших животных (35–40 °С) – это средняя температура среды в месте и на период их зарождения как жизненной формы. Сама жизнь, как известно, возникла в достаточно горячей водной или обводненной среде (растворе, суспензии), по-видимому, выкристаллизовалась из нее при понижении температуры до значений, близких к 37 °С, при которых удельная теплоемкость воды минимальна, а соответственно максимальна энергия обмена, и этот процесс (жизнь), подобный фазовому переходу 1-го рода, происходящему при постоянной температуре, продолжается. Прошрое не теряется, а сжимается, упаковывается внутри настоящего, составляя его скрытую основу. Расширение области существования организмов в сторону низких и даже отрицательных температур – результат адаптации, постепенного приспособления к новым условиям.

На рис. 2.1,*a* изображена развертка эллипсоидальной орбиты вращения Земли вокруг Солнца. Таким же образом можно развернуть круговую орбиту вращения Земли вокруг своей оси и Луны вокруг Земли. В первых двух случаях по положению Земли относительно Солнца выделяются 4 стадии: явные (светлые, теплые) – весна, лето,

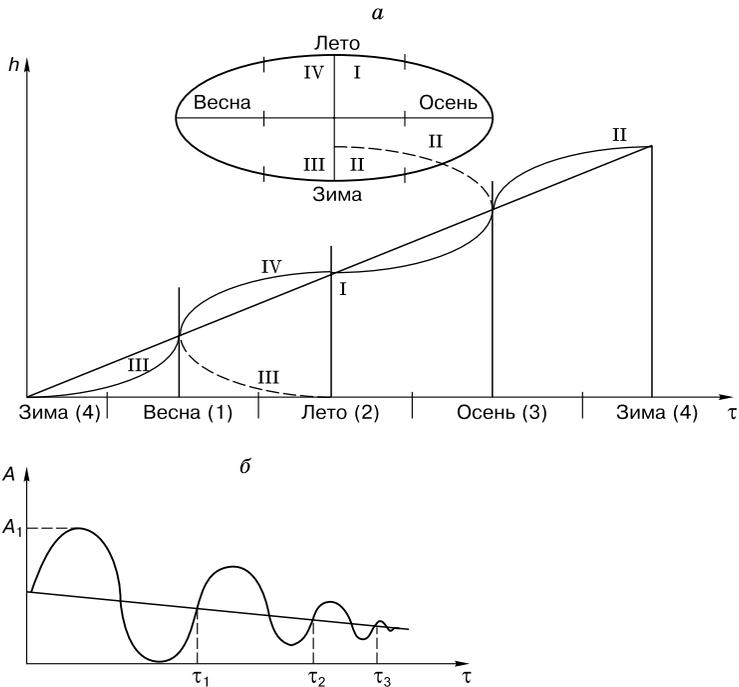


Рис. 2.1. Схематический вид траекторий развития.

a – развертка эллипсоидальной орбиты (I–IV – номера тактов, (1)–(4) – номера стадий, *h* – вертикальная проекция развертки); *б* – затухающая цикличность (*A* – амплитуда колебаний, τ – время).

осень в годовом цикле и утро, день, вечер в суточном; и “скрытые” (темные, холодные) – зима в годовом и ночь в суточном циклах. Характерно, что и геологическую историю делят на явную – фанерозой (греч. *phaneros* – явный) и скрытую – криптозой (греч. *kryptos* – тайный; отложения криптозооя погребены под современной земной корой), занимающий около 3,9 млрд лет – 87 % всей истории Земли.

Основные стадии на орбите вращения Земли – лето (день) и зима (ночь), остальные стадии – переходные между ними. Отрезки траектории, соединяющие центры стадий (такты), имеют форму затухаю-

шей кривой с горизонтальной асимптотой типа логарифмической – такты IV, II между центрами стадий 1, 2 и 3, 4 либо прогрессирующей кривой с вертикальной асимптотой типа экспоненты – такты I и III между центрами стадий 2, 3 и 4, 1. По два такта объединяются в полупериоды подъема, рассвета (расцвета) – такты III, IV и спада, заката – такты I, II. Аналогичные стадии – четверти месяца (недели) и полупериоды (подъем от новолуния до полнолуния и спад от полнолуния до новолуния) – выделяются и на лунной орбите.

Годовой, месячный и суточный циклы играют главную роль в жизни геосистем, определяя ритмический (волновой) характер как их взаимодействия с внешним миром: приход и расход солнечной энергии в годовом и суточном циклах; приливы (поднятия) и отливы (опускания) массы, в первую очередь жидкой, вызывающие ее регулярное перемешивание (дважды в сутки), противостоящее энтропии, в лунном цикле; так и собственного функционирования: рождение, расцвет (рассвет), затем угасание и гибель. За один оборот Луны (месяц) происходит около 30 оборотов Земли вокруг своей оси и $30 \cdot 2 = 60$ оборотов приливной волны с максимумами в новолуние и полнолуние; за год – в 12 раз больше. То есть 12-часовой (точнее, 12,4-часовой) приливный (механический) цикл примерно подобен соляренным (энергетическим) годовому и суточному с коэффициентами подобия 12 и 2: в годовом цикле 12 месяцев – столько же, сколько в приливном цикле часов; час приливного цикла соответствует месяцу – 30 суткам в годовом цикле и двум часам в суточном. Из этого следует, в частности, что суммарный приход солнечной энергии и работа приливной волны за любой отрезок времени соотносятся как энергия упругости и ее работа в законе Гука – 1:2.

Число 30 – количество оборотов Земли вокруг своей оси за месяц – также “составляется” из 12. Оно равно $\ln(12)^{12}$. Величина $12^{12} \approx 10^{13}$ имеет строгий физический смысл; это средняя частота тепловых колебаний атомов в секунду, а $\tau_0 \approx 12^{-12} \approx 10^{-13}$ – период их колебаний в секундах [52]. Через это число прослеживается связь между колебаниями в макро- и микросистемах Земли: месячный цикл (30 оборотов Земли вокруг своей оси) равен логарифму атомного – тоже 30 колебаний около своего среднего положения за секунду, но в логарифмическом масштабе. В 30 сутках ($12 \ln 12$) 720 часов, следова-

тельно $\ln 12$ в часовом выражении месяца соответствует $720/12 = 60$ часам. Эта величина, назовем ее $K_{\text{час}} = 60 \text{ ч} \approx 24 \ln 12 \text{ ч}$, является переходной от одного порядка (уровня) исчисления времени, календарного: $1 K_{\text{час}}$; $12 \cdot 1 K_{\text{час}} = 1 \text{ мес.}$; $12 \cdot 1 \text{ мес.} = 1 \text{ год}$ (следующим членом этого ряда с некоторой натяжкой можно считать 11-летний цикл солнечной активности), к другому, часовому: $1 K_{\text{час}}$; $1 K_{\text{час}}/60 = 1 \text{ ч}$; $1 \text{ ч}/60 = 1 \text{ мин}$; $1 \text{ мин}/60 = 1 \text{ с}$.

Отметим еще две интересные количественные закономерности.

1. Если за определяемое начало годового цикла принять $\tau_0 = 10^{-13} \text{ с}$, а за единицу измерения времени 1 с , то на логарифмической шкале времени расстояние между началом $\lg(10^{-13}) = -13$ и концом года $\lg(\tau) = \lg(31\,536\,000 \text{ с}) = 7,5$ делится единицей измерения $\lg(1 \text{ с}) = 0$ в пропорции, близкой к золотому сечению (см. далее в гл. 3): $(0 + 13)/(7,5 + 13) = 0,63$. **2.** 12-часовой суточный полуцикл в 12-й степени примерно равен $8,9 \cdot 10^{12} \text{ ч} \approx 10^9 \text{ лет}$ – величине того же порядка, что и продолжительности явной и скрытой стадий развития Земли.

Все приведенные цифры верны лишь приближенно, “в среднем”. Характеристики земной и лунной орбит непрерывно изменяются под воздействием других планет, колебаний их взаимного расположения и сил притяжения. Эти воздействия, накладываясь друг на друга, затушевывают четкость ритмов и затрудняют вычленение элементарного времени – инварианта, кратно, без остатка, входящего в периоды всех циклов, связанных с вращением Земли.

Установлены 11- и 22...23-летние колебания солнечной активности, вызывающие возмущение магнитного поля Земли и циркуляции атмосферы и, вследствие этого, колебания температуры и увлажнения; 1850-летний цикл обусловлен изменчивостью приливообразующих сил в связи с взаимным перемещением Земли, Луны и Солнца и выражается планетарными колебаниями климата. Более продолжительные циклы (21, 42...45, 90, 370 тыс. лет) объясняют колебаниями эксцентриситета земной орбиты и увязывают с ними чередование ледниковых и межледниковых эпох. Наконец, геологические циклы измеряются миллионами лет, самые большие из них (165–180 млн лет) проявились в главных орогенических эпохах фанерозоя – каледонской, мезозойской и кайнозойской [20, 34, 50].

Движущаяся (развивающаяся) по траектории, близкой к изображенной на рис. 2.1,*а*, Земля образует вместе с Солнцем и Луной практически замкнутую (обратимую) мегасистему. Существующие внутри нее геосистемы меньшего ранга из-за трения, теплообмена и других процессов, рассеивающих энергию, к началу каждого нового цикла приходят с пониженным потенциалом энергии. Для них характерна траектория затухающего типа, показанная на рис. 2.1,*б*. Такая особенность развития – сокращение периодов (увеличение частоты) колебаний – отмечается у многих геолого-географических процессов: уменьшаются со временем длительность геологических эр, теплых и холодных эпох, регрессий и трансгрессий моря.

При внешнем толчке достаточной силы возникает явление резонанса, когда частоты колебаний субсистем разного уровня совпадают, их амплитуды, пропорциональные силе инерции движения, складываются, достигая значений, превышающих предел прочности их связи, и система скоротечно разрушается.

Из-за множественности и разнонаправленности колебаний траектория развития геосистем представляет собой ломаную линию, образованную наложением циклов с разной природой и параметрами. Простой (одинарный) цикл состоит из двух ветвей, восходящей и нисходящей, и переходов между ними. Сложные циклы составлены из простых так, что среднее положение колеблющейся в простом цикле величины само перемещается в цикле колебаний с большим периодом. Это вызывает смещение начала и конца циклов, развитие по спирали, а не по кругу. При определенной генерализации сложную траекторию также можно представить в виде одинарного жизненного цикла.

Окружающий мир мы видим и ощущаем так, как позволяют его видеть и ощущать наши сенсорные органы и приборы. Геолого-географические и биологические процессы развиваются на порядки медленнее, чем жизнь человека, и по сравнению с ее течением как бы застывают во времени периодами (геологическими эрами, климатическими эпохами и т. п.) с примерно постоянными параметрами состояния, разделенными короткими кризисными участками, на которых одни параметры скачкообразно меняются на другие. Эти периоды ло-

кализуются в пространстве структурами с однородными устойчивыми свойствами – равнинами, ландшафтами, биоценозами, биомами..., а кризисные времена – пограничными участками, концентраторами напряженности и нестабильности – экотонами (фронтиром). То есть каждому геоботаническому комплексу соответствует период времени пропорциональной крупности с определенным однотипным климатом, климатическая эпоха.

Ритмичность процессов обуславливает пространственную ритмику природных структур (термических поясов, биотических комплексов, тектонических образований, рельефа) – своего рода стоячие (застывшие) волны. Колебания климата, уровня океана, оледенений, история биосферы запечатлены также волнистым распределением по глубине температуры, специфическими напластованиями горных пород, ископаемых останков флоры и фауны. Колебательный режим (волновые свойства) и стадийность характеризуют все земные системы любого ранга и физической природы, это способ их существования.

Итак, вращение Земли является движущей силой эволюции геосистем, ее четырехтактным двигателем, работающим на энергии Солнца. Четырехстадийная (или четырехтактная) траектория развития в форме развертки витка эллипсоидальной спирали, задаваемая вращением Земли, присуща всем системам: геолого-географическим, биологическим, социальным, информационным и т. д. Она определяет основные возрастные фазы их жизненного цикла: зарождение, становление (молодость, расцвет), зрелость, старение и гибель.

Деформационная модель развития. Любую систему можно представить как совокупность гибких связей ее элементов – условно неделимых и недеформируемых частиц (“атомов”), обладающую энергией, которой она обменивается со своим окружением. Обмен сопровождается *деформацией* связей и подвижками частиц. Отвлекаясь от природы частиц и механизмов их взаимодействия, эволюцию геосистем можно трактовать обобщенно как накопление деформаций (или работы) связей. Подобный энергетический подход применяется в термодинамике и синергетике. Он не подменяет изучение сложных природных процессов и структур, составляющих в различных соче-

таниях специфику различных геосистем, а дополняет его, являя с ним одно целое. Такой подход удобен тем, что общие закономерности развития выявляются из опытов с простыми моделями, поддающимися количественному анализу, например, с нагруженным твердым (застывшим) телом, в частности со льдом, мерзлым грунтом, любым другим материалом, связность частиц которого обеспечивается поровым льдом. Выбор этой модели обусловлен близостью реальных температур к точке плавления льда (его смерти), т. е. малой и достаточно просто регулируемой в опытах длительностью “жизненного” цикла модели и, соответственно, наглядностью системных закономерностей, процессов и свойств, в частности стадийности развития.

Ледяное тело, как и другие твердые тела, под постоянной нагрузкой P постепенно разрушается, проходя три явные стадии деформации (рис. 2.2) [13, 26]: 1) с убывающей скоростью, 2) с примерно постоянной и 3) с возрастающей скоростью, и одну скрытую стадию, по техническим причинам недоступную для наблюдений (см. рис. 2.2, участок a , для наглядности непропорционально увеличенный). Их можно сопоставить со стадиями, выделенными на орбите вращения Земли (см. рис. 2.1), ассоциируя и те и другие с возрастными фазами функционирования биосистем: весной (расцветом или рассветом, молодостью), летом (зрелостью), осенью (деградацией, старостью) и зимой.

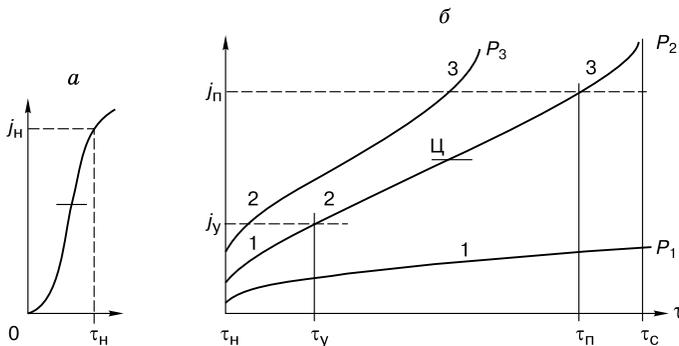


Рис. 2.2. Ход деформации j во времени τ при разных нагрузках P . a – ненаблюдаемый (скрытый) и b – наблюдаемый участки; 1–3 – номера стадий.

Для удобства обобщения деформацию целесообразно выражать в относительном виде: $j = \pm (h_n - h)/(h_n - h_3)$, где h_n и h – начальный и текущий характерный размер тела (в общем случае это начальный и текущий показатели любой субстанции); h_3 – размер его “элементарной” частицы, знак “+” относится к сжатию, знак “–” к растяжению. Величиной h_3 обычно пренебрегают из-за малости. Общая деформация j , включающая упругую, пластическую и разрывную, постепенно растет. Упругая деформация, отражающая изменение внутренней энергии, на 1-й стадии растет до максимума, на 2-й практически полностью растрачивается. На 3-й стадии мерзлое тело разрушается: а) пластично, когда ледяные связи оттаивают и тело становится жидкообразным, “растекаясь” под собственной тяжестью; б) хрупко, когда при низких температурах и (или) больших нагрузках связи рвутся (исчезают, сублимируются) и тело разваливается на части. В последних восстанавливаются начальные условия, что позволяет рассматривать их в качестве потомков материнской системы. При той же нагрузке они и ведут себя подобным образом, деформируясь и дробясь на более мелкие части и рассеиваясь в пространстве. В геологии это один из основных механизмов литогенеза.

На горизонтальной оси графика на рис. 2.2 отмечены времена, соответствующие концам стадий развития при постоянной нагрузке P_2 : τ_y – первой (созревание), τ_n – второй (зрелость) и τ_c – третьей (старение). Время между развалом тела и 1-й стадией нового цикла является 4-й стадией, “эмбриональной”, на которой скрытно появляется зародыш новой структуры, генетически связанный со старой и наследующий ее свойства. Эта невидимая структура (зародыш) и является условно неделимым элементом, “атомом” системы.

На рис. 2.2 хорошо выражены и такты, объединенные в полупериоды подъема (упрочнения) и спада (разупрочнения); на кривой P_2 они разделены горизонтальной линией, помеченной буквой Ц. Как и на орбитальных кривых на рис. 2.1,а, они имеют форму, близкую к логарифмической (на подъеме, при упрочнении) или экспоненциальной (на спаде, при разупрочнении).

Скорости деградации в конце 3-й стадии, а также становления в начале 1-й, возрастают до бесконечности, а время, наоборот, сокра-

щается, поэтому 4-я стадия (неявная), заключенная между 3-й и 1-й, исчезает из поля зрения (“уходит за горизонт”). Вся предшествующая история здесь как бы сжимается, свертывается, и в таком виде хранится в генетической памяти потомства, а ее осредненные показатели выступают краевыми условиями на новом витке развития.

Конец 2-й стадии, где j близка к уменьшению объема льда при плавлении $j_{\text{пл}} \approx j_{\text{пл}} = 0,083$ [13], является пределом *устойчивого* существования ледяного тела, когда оно еще обладает упругостью (обратимостью). На оси времени предельной деформации $j_{\text{пл}}$ соответствует долговечность системы $\tau_{\text{пл}}$, а действующая нагрузка P имеет смысл ее прочности. Связь между этими параметрами определяется формулой [26]:

$$P_{\text{м}}/P = (\tau_{\text{пл}}/\tau_{\text{мин}})^n, \quad (2.1)$$

где $P_{\text{м}}$ – максимальная (мгновенная) прочность; $\tau_{\text{мин}}$ – минимальная долговечность (условный элемент времени – мгновение), в твердых телах близкая к периоду тепловых колебаний атомов.

При анализе обнаружено уникальное свойство системы вода–лед: примерное равенство термодинамических и деформационных характеристик, выраженных в виде отношений целого к части (количества частей), и близость этих отношений к коэффициентам подобия главных вращательных циклов Земли: 12 и 2 (см. выше). Так, отношение температуры оттаивания обычного льда (льда I [39]) к температурному диапазону его существования (от 0 до -22 °C) на термодинамической шкале равно: $[273/(273 - 251)] \approx 12$; при $t = -22$ °C ($Q_{\text{с}}/Q_{\text{пл}} \approx 12$; $(Q_{\text{пл}}/BT) \approx 2$; $(Q_{\text{с}}/BT) \approx 2 \cdot 12 = 24$; $(j_{\text{с}}/j_{\text{пл}}) \approx 1/0,083 = 12$. В этих соотношениях $Q_{\text{с}} = 2834$ кДж/кг – скрытая теплота сублимации льда; $Q_{\text{пл}} = 235$ кДж/кг – скрытая теплота плавления (при $t = -22$ °C [39]); $j_{\text{пл}} = 0,083$ – изменение объема льда при его плавлении; $j_{\text{с}} \approx 1$ – изменение объема тела при его сублимации; BT – средняя энергия тепловых колебаний атомов; $B = 0,46$ кДж/(кг·°C) – удельная газовая постоянная льда [52]. То есть можно говорить о подобии основных параметров системы вода–лед, выраженных через отношения к своей “элементарной” части и прямую, практически пропорциональную их связь с вращательными циклами Земли. Таким образом, поведение

нагруженного ледяного тела отражает наиболее общие закономерности развития геосистем и может служить его упрощенной моделью.

Об устойчивости. Понятие *устойчивость* по смыслу близко к понятиям *стационарность* и *равновесность*. Эти три показателя дополняют друг друга. *Стационарность* характеризуется постоянной скоростью деформации и является синонимом *устойчивости* применительно к движению. *Равновесность* – это предельный случай стационарности, когда скорость деформации равна нулю, синоним *устойчивости* применительно к системе в покоем состоянии. В природе нет равновесных систем, но есть квазиравновесные, в которых деформация не ощущается, так как ее скорость меньше чувствительности приборов. И есть стационарные участки, которые можно рассматривать как разные уровни равновесности, определяемые величиной скорости. Чем она выше, тем меньше равновесность (больше неравновесность), и наоборот. В каждой системе два таких участка: скрытый – с максимальными скоростью и неравновесностью, достигаемыми на 1-й стадии (участок *a*, рис. 2.2), и явный – с минимальными скоростью и неравновесностью. Скорость деформации минимальна на 2-й стадии развития, заканчивающейся деформацией j_n . То есть устойчивость понятийно сопрягается не только с деформацией, но и долговечностью и прочностью: система устойчива, пока эти показатели не превышают своих предельных значений.

В геоэкологической литературе дается довольно много толкований устойчивости (например, в [27]). Большинство из них достаточно обоснованы и адекватно отражают отдельные стороны реальности, но из-за разных физических оснований даваемая на их базе количественная оценка устойчивости различна, что приводит к недоразумениям. Смысловая перегруженность этого понятия отчасти оправдывается схожестью условий стабильного развития и его нарушения в системах разной природы. Большую определенность ему можно придать с помощью унификации условий устойчивости.

Согласно [41], по крайней мере три концепции устойчивости – Пуанкаре, Ляпунова и Лагранжа – вытекают из строгих, экспериментально подтверждаемых математических теорий, остальные так или иначе примыкают либо сводятся к ним. Все три концепции отражены

в предлагаемой модели (см. рис. 2.2); пределы устойчивости по разным концепциям и предельные деформации, характеризующие разные стадии развития, а также отвечающие им значения прочности и долговечности хорошо увязываются между собой.

По Пуанкаре устойчивая система, выведенная из равновесия, при снятии возмущающего воздействия полностью возвращается в свое прежнее состояние. Это возможно при максимуме упругой энергии, который достигается в конце 1-й стадии (начало “зрелости”). Следовательно, за предел устойчивости по Пуанкаре можно принять деформацию j_y (см. рис. 2.2).

По Ляпунову устойчивость системы трактуется шире – выведенная из равновесия, она при снятии возмущающего воздействия возвращается в определенные окрестности своего прежнего состояния. Это возможно при $j_y < j < j_{II}$. Очевидно, что пределом устойчивости в этом случае является минимум упругой деформации ($j = j_{II}$ в конце 2-й стадии, начало “старости”), за которым близкие, смежные траектории начинают необратимо, экспоненциально, разбегаться (неустойчивость по Ляпунову).

По Лагранжу понятие устойчивости еще шире, оно включает всю видимую траекторию “жизни”, до полного (необратимого) разрыва всех связей, когда $j = j_c$.

Еще две концепции устойчивости, назовем их статистическими, опираются на теорию ошибок. В первой критерии устойчивости определяются по аналогии с *предельно допустимой ошибкой*, во второй – с *наибольшей возможной ошибкой* [26]. Первая концепция позволяет оценить устойчивость (точность определения) постоянных величин. По теории ошибок они равны среднему из наблюдаемых величин при стремлении количества наблюдений к бесконечности, когда положительные и отрицательные отклонения от среднего (допуски) исчезающе малы. Реально минимальные допуски равны элементарной частице измеряемой системы. Например, точность измерения температуры не может быть больше деления шкалы термометра, величина популяции оценивается с точностью до одной особи. Согласно второй статистической концепции, система устойчива, если отклонение ее траектории от среднего положения (ошибка) не превышает трех стандартов. Это меньше, чем в первой концеп-

ции [26]. Обе концепции регламентируют устойчивости, по смыслу близкие к устойчивости по Ляпунову.

Тепловой и водный балансы, животворная сила воды. Влияние климата на все природные системы осуществляется посредством тепловлагообмена между атмосферой, в основном тропосферой, и верхней частью литосферы – в пространстве, в общем совпадающем с биосферой. Годовые балансы тепла и влаги на поверхности Земли [5]:

$$B - LE = P, U - E = S,$$

где B – радиационный баланс ($\text{ккал}/\text{см}^2 \cdot \text{год}$); $L = 0,6 \text{ ккал}/\text{см}^3$ – скрытая теплота парообразования; P – затраты тепла на конвективный (турбулентный) теплообмен ($\text{ккал}/\text{см}^2 \cdot \text{год}$); U, S и E – годовые суммы осадков, стока и испарения ($\text{см}/\text{год}$).

Левые части этих уравнений характеризуют разницу между энергией, поступающей из атмосферы (в форме тепла и массы) и уходящей обратно, а правые – то, что остается в биосфере и участвует в ее внутреннем круговороте. Видно, что внутренний круговорот энергии, обуславливающий само наличие, функционирование и долговечность биосферы, контролируется внешним и был бы невозможен при полной обратимости (возвращаемости) энергии, поступающей на поверхность Земли.

Все земные организмы в основном состоят из воды, растительные – до 90 % и более, и их функционирование ограничено областью ее существования в жидкой фазе, лежащей между зоной вечного холода, где средняя температура самого теплого месяца не поднимается выше температуры замерзания воды (0°C), и поясом жарких пустынь, где величина осадков стремится к нулю. Верхние температурные пределы жизни, как “способа существования белковых тел” – температура коагуляции белка (около 50°C), а тем более температура кипения (100°C) – на поверхности Земли не достигаются, по крайней мере, на длительные сроки; максимальная (как правило, июльская) среднемесячная температура равна $36\text{--}37^\circ\text{C}$, максимальная среднегодовая температура около 30°C [5, 47]. Можно сказать, что среднегодовая температура воздуха стремится к средней температуре самого тепло-

го месяца. На температурной шкале существования воды, заканчивающейся температурой кипения ($100\text{ }^{\circ}\text{C}$), выделяются еще четыре важные точки: нижний предел – минус $22\text{ }^{\circ}\text{C}$ (ниже этой температуры обычная вода существует только в твердой, ледяной фазе); температура замерзания при атмосферном давлении – $0\text{ }^{\circ}\text{C}$; температура максимальной плотности – плюс $4\text{ }^{\circ}\text{C}$, у минерализованной воды около плюс $5\text{ }^{\circ}\text{C}$, примерно совпадающая с началом вегетационного периода у холодостойких растений; и температура минимальной теплоемкости – около $37\text{ }^{\circ}\text{C}$ [48]. Теплоемкость воды повышается при температурах выше и ниже $37\text{ }^{\circ}\text{C}$, причем при температурах $35\text{--}40\text{ }^{\circ}\text{C}$, совпадающих с температурой тела высших организмов, она близка к постоянной. Начиная с температуры максимальной плотности, вода приобретает потенциальную “животворную” (репродуцирующую) силу, нарастающую с повышением температуры до $35\text{--}40\text{ }^{\circ}\text{C}$, а затем убывающую, которая реализуется в растениях в течение вегетационного периода. Чем меньше теплоемкость тела, тем быстрее оно нагревается и остывает, тем больше скорость оборота его энергии, выше “живучесть”. Химические реакции обмена наиболее интенсивно протекают также в интервале $35\text{--}40\text{ }^{\circ}\text{C}$ [48]. У воды теплоемкость примерно равна энтропии, от температуры обе эти величины зависят также одинаково. То есть указанный интервал температур характеризуется минимальным производством энтропии, а следовательно, фитосфера при этих температурах и достаточном увлажнении имеет максимальную продуктивность и устойчивость. “Животворная” сила воды в указанном температурном диапазоне проявляется на всех биосферных уровнях, начиная с клеточного. Открыт ген долголетия, в котором закодирован термочувствительный белок, синтезирующийся при температурах выше $33\text{ }^{\circ}\text{C}$ и делающий клетку способной к практически неограниченному делению. При повышении температуры примерно до $40\text{ }^{\circ}\text{C}$ синтез быстро прекращается и клетка возвращается в нормальное состояние [37].

Надо ли напоминать, что в этом интервале ($36 \pm 3\text{ }^{\circ}\text{C}$) находятся температуры тела всех высших (гомойотермных) животных, а его оптимум совпадает с температурой тела человека $36,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Вообще температура $36\text{--}37\text{ }^{\circ}\text{C}$, или даже точнее $36,6\text{ }^{\circ}\text{C}$, является универсальной и в космическом плане. Для сопоставления энергии Космо-

са и эволюции Земли, в том числе биологической, введены понятия средних геометрических значений времени Vp , пространства Pr и температуры T_v вакуума Вселенной [6] и вычислены их величины; величина Vp – квадратный корень из произведения минимального и максимального в рамках современной физики времени – оказалась близкой к среднему периоду тепловых колебаний атомов τ_0 , величина Pr – к среднему размеру живой клетки, а величина T_v равна $36,65^\circ\text{C}$ [6].

Климатическое поле Земли, его связь с геоботаническими комплексами. Физическое поле, результирующее тепловлагообмен в биосфере (назовем его климатическим), имеет два измерения: зональное (примерно широтное), связанное с поступлением солнечного тепла, шарообразной формой Земли и режимом ее вращения, и аazonальное, связанное с режимом увлажнения, зависящим главным образом от удаленности данного места от основного источника влаги – Мирового океана. Координатами этого поля являются соответственно радиационный баланс B , отражающий радиационные факторы климата, и индекс сухости $J = B/LU$ – соотношение между радиационным балансом B и тепловым эквивалентом осадков LU , или обратная величина $K = 1/J$ – коэффициент увлажнения Высоцкого–Иванова, отражающий циркуляционные факторы климата, прежде всего влажностный режим [5]. Индекс сухости имеет и второй смысл, как соотношение между испаряемостью $E_m = B/L$ (максимально возможным испарением) и осадками U . Для единообразия первую координату также можно выражать в обобщенном (безразмерном) виде: $B_{об} = B/B_{max}$, где $B_{max} = 102 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ – максимальная величина радиационного баланса [5, 47]. В агроклиматических исследованиях часто для оценки тепла и влаги применяется гидротермический коэффициент Селянинова: $K_c = 10U/\Sigma_{10}$, где U – сумма осадков (мм) за период с температурами выше 10°C ; Σ_{10} – сумма температур за тот же период. М.И. Будыко [5] показал, что Σ_{10} прямо пропорциональна B , а коэффициент K_c обратно пропорционален J , т. е., как и коэффициент увлажнения, по своему содержанию является аналогом J . Зональное распределение годовых величин коэффициента увлажнения K и испаряемости E_m (см) показано на рис. 2.3 [20].

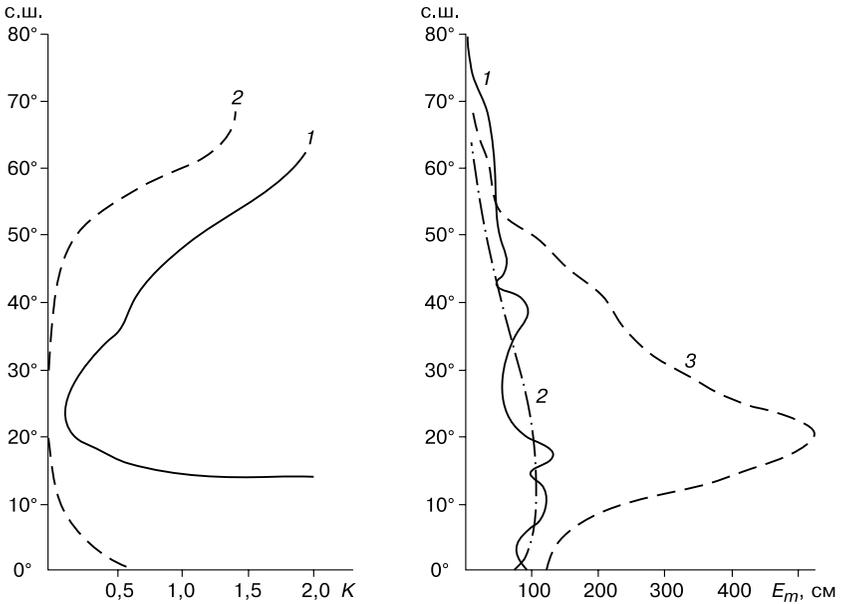


Рис. 2.3. Зональное распределение годовых величин K и E_m .

Секторы: 1 – приатлантический, 2 – притихоокеанский, 3 – континентальный.

Разные сочетания тепла и влаги, выраженные через эти величины, определяют уровень развития, интенсивность и пространственные закономерности биотических и абиотических процессов. Главную роль в дифференциации природных условий, в создании “лика Земли”, все же играет зональность. В терминах механики это “шаровой тензор”, отвечающий за круговую (поясную) форму изолиний климатического поля биосферы и обусловленных им биотических и абиотических параметров, примерно совпадающих с линиями широт, а азональность – это дополняющий его девиатор, вызывающий искажение зональности из-за неравномерного распределения на Земле воды и суши. Главенствующая роль солнечного тепла видна и из выражений полевых координат: вторая координата (B/LU) сама зависит от первой (B).

Географическая зональность обусловлена характером теплового поля биосферы, токи которого, фиксируемые по среднегодовым температурам, направлены от литосферы к атмосфере и от экватора к полюсам. Это вызывает образование на поверхности Земли в обоих полушариях примерно симметричных термических поясов с однотипными климатическими условиями: полярного (I), бореального (II), суббореального (III), субтропического (IV) и тропического (V). В тропосфере имеются аналогичные по температуре и влажности сферические прослои, соединяющие через экватор одинаковые термические пояса Северного и Южного полушарий (рис. 2.4). Эти невидимые (виртуальные) тропосферные прослои проявляются на склонах прорезающих их гор вертикальной географической поясностью, повторяющей широтную. Полярный и бореальный пояса лежат в криосфере – пространстве, включающем части тропосферы, атмосферы и литосферы с отрицательными среднегодовыми температурами. В литосфере это область вечномерзлых грунтов. Суббореальный пояс совпадает с сезонной криосферой, где температура отрицательна в течение определенного периода года. В литосфере это область сезонномерзлых грунтов. Зона постоянного холода, где максимальная среднемесячная температура воздуха ниже 0°C , лежит выше полярного

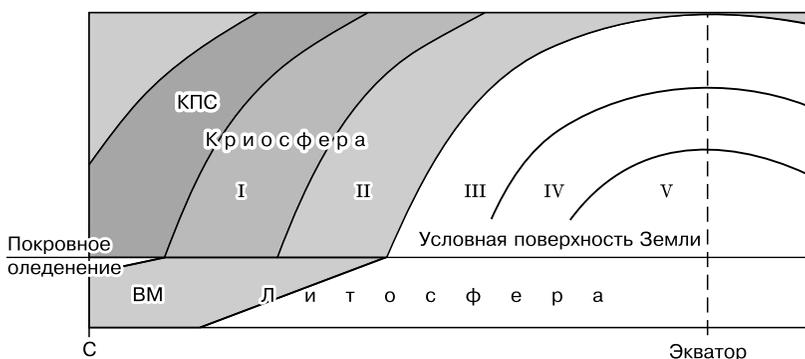


Рис. 2.4. Схематический меридиональный разрез биосферы.

Термические пояса: I – полярный, II – бореальный, III – суббореальный, IV – субтропический, V – тропический; КПС – криоплювиосфера, ВМ – вечномерзлый грунт, П.ол. – покровное оледенение.

пояса, проявляясь на поверхности Земли (в горах и полярных областях) покровным оледенением.

Границы криосферы в тропосфере примерно совпадают с областью производства (конденсации и сублимации) из водяного пара основной массы жидких и твердых осадков. Ниже и выше их образование затруднено; ниже – из-за недостаточно низкой температуры воздуха, выше – из-за малого содержания в нем влаги. Зона образования твердых осадков – криоплювиосфера – расположена между изотермами -10 и -20 °С (где происходит обледенение самолетов). На Земле она фиксируется областью покровного оледенения. Совокупность этих тропосферных прослоев имеет вид эллипсоида вращения. Его ось совпадает с осью Земли, а внешняя граница – с верхней границей криоплювиосферы, отпечатывающейся на Земле ледовым покровом на обоих полюсах и вершинах гор [26].

Динамика геоботанических зон и формирование палиноспектров. Вращение тропосферного эллипсоида в общем уравновешено с вращением Земли. Его осевое сжатие при повышении скорости вращения или растяжение при ее понижении приводят к перемещению географических зон по поверхности обоих полушарий Земли, вызывая похолодание при сжатии (повышении скорости вращения) в направлении к экватору или потепление при растяжении от него. Зависимость климата, а также биопродуктивности и тектонических проявлений от солнечной активности через посредство приливообразующей силы, так что уменьшение угловой скорости вращения Земли при увеличении приливообразующей силы вслед за понижением солнечной активности (уменьшением количества солнечных пятен) вызывает похолодание и увлажненность, и наоборот, убедительно показал еще Б.Л. Личков [34], подытоживший результаты отечественных и зарубежных исследований по этой тематике на середину XX в. На предшествующем 300-летнем отрезке времени зафиксированы 111-, 80- и 11-летние циклы примерно синхронных колебаний всех компонентов этой системы: солнечная активность–приливы–скорость вращения Земли–климат–биопродуктивность. Так, 1830 и 1939 гг. совпали с максимумами солнечной активности, низкими приливами, максимальными угловыми скоростями вращения Земли, прохладным

и дождливым летом и плохими уловами сельди, а середина между этими годами, 1885 г., наоборот, – с минимальной солнечной активностью, высокими приливами, минимумом скорости вращения Земли, теплым и сухим летом и “сказочным” уловом сельди [34]. Ю.П. Сафронов [40] показал совмещенность пиков солнечной активности, наблюдавшихся в 1905, 1917 и 1928 гг., с факторами, уменьшающими биопродукцию – землетрясениями и извержениями вулканов, вспышками инфекционных заболеваний (холеры, чумы, гриппа), социальными катаклизмами и их жертвами. Следующий пик солнечной активности пришелся на 1939 г. (начало Второй мировой войны с ее огромными жертвами и аномальные холода тех лет, вошедшие в историю). Ранее эту закономерность – совпадение пиков солнечной активности с общественными потрясениями (войнами, революциями, эпидемиями), приводящими к большим человеческим жертвам, подметил А.Л. Чижевский [40], который показал, что наиболее значимые исторические события повторяются примерно через 100 лет, а внутри каждого столетия наблюдается около девяти периодов с разной степенью общественной напряженности продолжительностью примерно 11 лет.

Аналогично ведет себя и фитопродукция, показателем которой может служить величина радиуса древесных колец: она уменьшается при увеличении солнечной активности (увеличении числа солнечных пятен) [10, 21].

По мнению Б.Л. Личкова, подобные закономерности распространяются и на циклы большей длительности, по крайней мере на близкие по характеру проявлений 1700-летний приливный цикл Петтерсона [34] и 1850-летний цикл увлажнения Шнитникова [50]. Ван дер Хаммен [10], анализируя пыльцевые спектры, относящиеся к голоцену и верхнему плейстоцену, установил, во-первых, полное согласование изменений среднегодовой температуры в этот период в Северной и Южной Америке, в Европе и Южной Африке, во-вторых, что наиболее холодные (ледниковые) фазы являются и самыми влажными, а наиболее теплые – самыми сухими.

В приведенных примерах, связанных с изменениями в сдвоенной дихотомии “тепло–сухо” и “холодно–влажно”, обобщенным показателем которой является индекс сухости J , повышение солнечной

активности вызывает понижение температуры воздуха и подавление биопродуктивности. В то же время давно установлен и очевиден противоположный эффект – повышение температуры воздуха с увеличением активности Солнца. Получены формулы этой зависимости [5], в которых независимыми переменными являются астрономические параметры. Собственно этим эффектом и объясняется зональность климата и наличие координаты $B_{об}$ (или B) климатического поля, которая увязывает тепловую составляющую климата непосредственно с энергией Солнца, как космическим фактором, без участия циркуляционного (земного) фактора, отраженного координатой J . Пропорциональный повышению радиационного баланса рост условного радиуса эллипсоида на рис. 2.4 вызывает перемещение географических зон от экватора к полюсам и общее потепление климата, и наоборот: сокращение радиуса эллипсоида вслед за уменьшением радиационного баланса вызывает перемещение географических зон от полюсов к экватору и общее похолодание. Оба эффекта, связанные с разными координатами климатического поля (B и J), проявляются в режиме накладываемых друг на друга колебаний, подобно отображениям одного объекта в системе двух зеркал, образуя сложную иерархию циклов разной частоты и амплитуды, и потому плохо идентифицируются. Но все же заметно, что генеральный вектор изменения климата задают колебания, связанные с тепловой координатой B . Их период и амплитуда обычно больше, они как бы составляют фон для климатических колебаний по координате J . Например, за период 1880–1940 гг., когда максимумы солнечной активности совпадали с относительными понижениями температуры воздуха, его абсолютная температура повысилась на 0,7–1,1 °С, а относительно пониженные температуры в конце периода были примерно на столько же выше, чем относительно повышенные температуры в его начале [34, 35].

Циклические изменения режима вращения Земли с ее атмосферой определяют циклическую же смену климатических эпох, оледенений и трансгрессий моря, направленность и интенсивность тектонических, геоморфологических и биологических процессов, интрузию и перемешивание косного и живого вещества и, в конечном счете, историю биосферы. Обусловленность колебаний климата и физико-географической обстановки в целом подобными “приливами” и “от-

ливами” термовлажностных условий относительно экватора приводит к тому, что приэкваториальные территории менее других подвержены этим колебаниям, их ландшафты наиболее долговечны и консервативны [20], а наиболее подвижными являются переходные зоны лесотундры и лесостепи.

На рис. 2.5 приведены графики геоботанической зональности, фитопродукции и стока (по М.И. Будыко [5]); на оси B выделены пять перечисленных выше термических поясов, а на оси J – входящие в них три биоклиматические области: гумидная, семиаридная и аридная, в соответствии со схемой Н.И. Базилевич и др. [1]. К гумидной области относятся тундра и лес, к семиаридной – лесостепь и степь, к аридной – полупустыня и пустыня. $J = 1$ – ось симметрии, располагающаяся между лесом и степью [5]. Это место равновесия тепла и влаги. С удалением от него в обе стороны равновесие нарушается: в сторону лесной зоны, к северу – из-за дефицита тепла, в сторону степной, к югу – из-за дефицита влаги. Значения $J = 0,33$ и $J = 3 = 1/0,33$, совпадающие с границами устойчивой (непрерывной, климатически

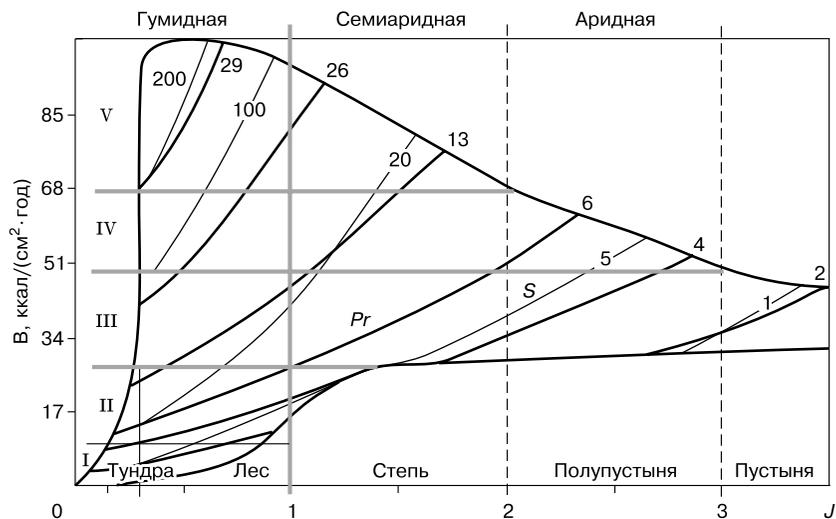


Рис. 2.5. Фитопродукция (Pr) и сток (S) в координатах B, J .

I-V – термические пояса.

детерминированной) фитосферы, взаимообратны; их абсолютные величины на логарифмической числовой шкале примерно симметричны относительно $J = 1$: $\ln(0,33) = -1,1$, $\ln(1) = 0$, $\ln(3) = 1,1$. За этими пределами располагаются зоны холодных (арктических) и жарких (низкоширотных) пустынь, где фитосфера эфемерна, прерывиста во времени и пространстве. Ее появление здесь связано с положительными флуктуациями тепла и влаги – в холодных и жарких пустынях соответственно. При одинаковой величине B (на одной широте) изменение J пропорционально изменению степени континентальности климата: с удалением от океана в глубь материка величина J увеличивается.

У второй, тепловой, координаты климатического поля B (или $B_{об} = B/B_{\max}$) тоже есть критическая величина: $B \approx 50$ ккал/(см²·год) (или $B_{об} \approx 0,5$). Ее изолиния примерно совпадает с северной границей субтропиков и нулевой (по Цельсию) температурой самого холодного месяца. Южнее этой границы вода, составляющая большую часть массы растительных организмов, никогда не замерзает, обеспечивая их круглогодичное функционирование, максимальную производительность и многообразие. Это ось симметрии абсолютных величин (модулей) температуры, в частности, экстремальных, повторяющихся по обе стороны от нее в ранге температуры самого холодного месяца севернее этой границы и самого теплого – южнее нее.

Итак, совокупность термических поясов можно понимать как пространство дихотомии *тепло* ↔ *холодно*, а совокупность гумидо-аридных областей внутри поясов – как пространство дихотомии *сухо* ↔ *влажно*. Вторая занимает подчиненное положение (ср. выражения координат B и $J = B/LU$), изменения ее компонентов происходят на фоне трендового изменения компонентов первой, образуя сдвоенную оппозицию: *тепло и сухо* ↔ *холодно и влажно*, хотя сухие и влажные эпохи также могут быть и теплыми, и холодными. То есть возможны разные, относительно устойчивые в течение длительного времени (эпохи) сочетания этих четырех основных качественных показателей климата, в том числе и “аномальные”: *тепло и (плюс) влажно* или *холодно и (плюс) сухо*. В первом случае имеет место *теплая и влажная* эпоха – теплый крупнопериодный полуцикл дихотомии *тепло* ↔ *холодно* совпадает по времени с холодно-влажным полуцик-

лом с меньшими периодом и амплитудой в двоянной дихотомии *тепло и сухо* \leftrightarrow *холодно и влажно*; по-видимому, сейчас, по крайней мере в Западной Сибири, наступает именно эта эпоха (см., например, рис. 8.1). Во втором случае – *холодная и сухая* эпоха – холодный крупнопериодный полуцикл дихотомии *тепло* \leftrightarrow *холодно* совпадает по времени с тепло-сухим полуциклом с меньшими периодом и амплитудой в двоянной дихотомии *тепло и сухо* \leftrightarrow *холодно и влажно*. Совмещение показателей *холодно и сухо* характерно, например, для современного климата Якутии. Но геологическая история и современная географическая зональность свидетельствуют (в долгосрочной перспективе) о большем соответствии холода повышенному увлажнению, а тепла – повышенной сухости. Это вытекает и из прямой зависимости испарения (и испаряемости) от температуры и наличия температурных пределов существования воды. Вообще тепло и влага – антагонисты, с повышением температуры количество воды (жидкой фазы H_2O) убывает.

На верхнем уровне ранжирования природных комплексов (на уровне термических поясов) наблюдается примерно следующее соответствие “климатических” категорий времени и пространства: тропический пояс – *теплая и влажная* эпоха; субтропический и суббореальный – *теплая и сухая* эпоха; бореальный – *холодная и сухая* эпоха; полярный – *холодная и влажная* эпоха. Порядок их сменяемости определен на рис. 2.4.

История климата и биосферы – это чередование указанных эпох, проявляющееся на Земле циклическими перемещениями географических зон в пространстве координат B, J со скоростью, примерно совпадающей со скоростью изменения климата. Одновременно с перемещениями географических зон с присущими им климатическими и флористическими показателями происходит накопление и уплотнение осадочного геологического и биологического материала, в том числе пыльцы и спор, наборы (спектры) которых соответствуют определенным геоботаническим и климатическим условиям. То есть изменения климата и обусловленные ими горизонтальные движения геоботанических комплексов фиксируются (застывают) по глубине наслоениями характерных для них палиноспектров, которые могут служить их индикаторами. “Вчерашние” географические зоны и вре-

мя их бытия “сегодня” превратились в геологические напластования и их возраст; образно говоря, “география и история вчера – это геология и археология сегодня”. Как онтогенез биологической особи кратко повторяет филогенез, так и геологический разрез места в сжатом виде отражает (содержит) его палеогеографию и историю. В этом и есть скрытая сущность принципа актуализма, “по умолчанию” полагающего эквивалентность пространства и времени. Было бы логичным и в классификации времен перейти на адекватную терминологию, отражающую реальное климатическое поле в координатах J и B (по рис. 2.5). Крупные его периоды, соответствующие термическим поясам на шкале B (климатические эпохи), называть по аналогии с термическими поясами: арктическим (полярным), суббореальным, бореальным и т. д., а подпериоды – по аналогии с гумидо-аридными комплексами на шкале J – временами льда, тундр, леса, степей, полупустынь и пустынь.

Как известно, климат в первой половине голоцена в общем теплел, а примерно 4–6 тыс. лет назад началось похолодание. В Северном полушарии это выразилось перемещением термических поясов с

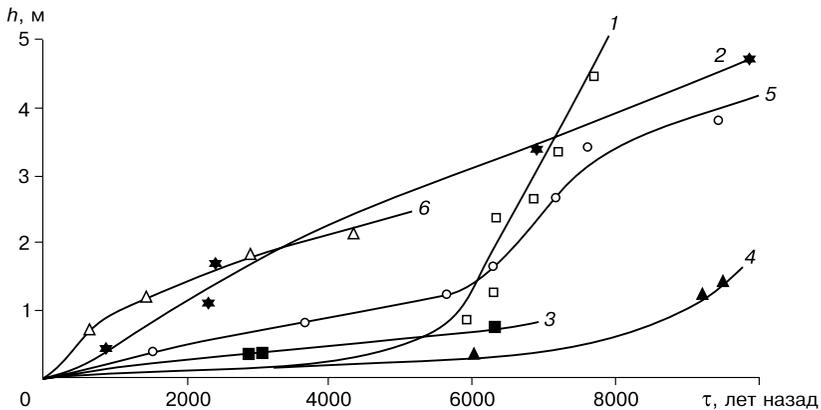


Рис. 2.6. Примеры хода осадконакопления в голоцене в районах Западной Сибири и Северного Казахстана.

1 – Ямбура, 2 – разрез Янтарный, 3 – Салехард, 4 – Игарка, 5 – Семипалатинск, 6 – Сладково.

гумидо-аридными областями сначала, при потеплении, к северу (см. рис. 2.4), а потом обратно. В грунтовых колонках, охватывающих весь голоцен, это перемещение отпечаталось распределением палиноспектров по глубине следующим образом: в самом низу они соответствуют наиболее холодной ледниковой эпохе (ее концу), примерно в центре – наиболее теплой, а ближе к поверхности вновь появляются палинологические следы более холодных, по сравнению с современной, эпох. Таким образом типичная кривая распределения некой осредненной, интегральной, характеристики палиноспектров по глубине голоценовых отложений имеет вид асимметричной параболы, концы которой соответствуют более холодным, по сравнению с ее серединой, временам. Далее будет показано, что такой интегральной характеристикой палиноспектра может служить доля в его общем составе доминантной группы. Что касается зависимости глубины палиноспектра от времени его образования на поверхности или, что одно и то же, – от хода осадконакопления, то она имеет вид более или менее монотонной кривой, возрастающей с увеличением времени.

На графиках рис. 2.6 приведены типичные примеры, характеризующие ход осадконакопления в некоторых пунктах Западной Сибири и Северного Казахстана. Его скорость с учетом уплотнения экспоненциально уменьшается к нашему времени, причем в последние 4–5 тыс. лет, т. е. в период общего похолодания от голоценового максимума до наших дней, она близка к постоянной. На севере (по разрезам в районе Ямбуры [11, 14], в Салехарде [18] и Игарке [22]) она невелика – 0,4–1 см в 100 лет, южнее (“Янтарный” в Томской области [7], Сладково на юге Тюменской области [19], в Семипалатинской области [32]) – на порядок выше. Построение подобных графиков является составной частью реконструкции палеоклиматов. С их помощью осуществляется переход от распределения палиноспектров по глубине (и по поверхности) к распределению их во времени. А последнее служит исходным материалом уже непосредственно для расчета элементов палеоклимата.

3. ГЕОМЕТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СИСТЕМЫ, ОБЩИЕ СВОЙСТВА И ФОРМУЛЫ

Общее представление о характере взаимодействия частиц в системе. И климат и палиноспектры – это системы, состоящие из элементов, взаимодействующих друг с другом по принципу единства и борьбы противоположностей, и в этом качестве подчиняющиеся общим (*системным*) закономерностям. “Единство” означает наличие общего, *постоянно* действующего объединительного начала, ответственного за прочность и устойчивость связей между элементами и цельность системы, а “борьба ” – возможность прибыли, роста, активности одних из них, не иначе как за счет убыли, сокращения, подавления других. Наглядным образом такого представления системы может служить, например, площадь прямоугольника с постоянным периметром, нормированным по единице. Эта геометрическая система включает два элемента – длину d_1 и ширину d_2 . Единство дихотомии поддерживается постоянством суммы $d_1 + d_2 = 1$. Внешнее воздействие приводит к изменению *произведения* (результата взаимодействия, производства работы) элементов системы (в геометрической интерпретации – ее площади) – $C = d_1 d_2$. И, как следует из постоянства суммы d_1 и d_2 , уменьшение (или увеличение) длины (или ширины) прямоугольника может происходить только за счет увеличения (уменьшения) его ширины (длины), независимо от того, какой параметр (длина или ширина) как обозначен и какой из них увеличивается (доминирует) или уменьшается. Ниже будет показано, что в виде такой двухэлементной системы можно представить дихотомии климатических показателей, характеризующих теплый и холодный периоды года: их продолжительности, средние температуры самого теплого и самого холодного месяцев, суммы осадков и др. Аналогич-

но для трехэлементных систем (трихотомий): сумма $d_1 + d_2 + d_3 = 1$, произведение (объем) $C = d_1 \cdot d_2 \cdot d_3$ и т. д.

Выразим C в виде:

$$C = d_r^n, \quad (3.1)$$

где n – число элементов в системе (множителей в произведении C); $d_r = C^{1/n}$ – их среднее геометрическое значение.

Величина d_r изменяется от нуля до максимума d_{\max} , который достигается при равенстве всех элементов системы ($d_1 = d_2 = d_3 = \dots = d_n$). Тогда $d_{\max} = 1/n$, а $C_{\max} = (1/n)^n$. Например, в двухэлементной системе $n = 2$, $d_r = (d_1 d_2)^{1/2}$, максимальное значение $d_r = d_{\max} = 1/2$, $C_{\max} = 0,25$; в трехэлементной – $n = 3$, $d_r = (d_1 \cdot d_2 \cdot d_3)^{1/3}$, $d_{\max} = 1/3$, $C_{\max} = 0,037$ и т. д.

Произведение элементов системы целесообразно обобщить – нормировать по единице. Для этого достаточно d_r разделить на d_{\max} , тогда:

$$C_{об} = d_{об}^n, \quad (3.2)$$

где $C_{об} = C/C_{\max}$; $d_{об} = d_r/d_{\max} = n d_r$.

Максимальную величину обобщенного произведения элементов системы, равную 1, можно трактовать как относительную энергетическую емкость или относительную полную энергию (в относительных единицах это одно и то же), которая состоит из двух частей – связанной, использованной для единения частиц $C_{об}$ и свободной $(1 - C_{об})$, затрачиваемой на их воспроизводство, развитие. Такое обобщение позволяет заключить бесконечное множество переменных величин в интервал 0–1 и корректно сравнивать системы разной природы с одинаковым количеством взаимодействующих элементов.

Уровни упорядоченности и золотое сечение. Уравнение (3.2) отражает уровень взаимодействия любой системы (целого) и ее частей, элементов. Все системы представляют собой определенную иерархию систем меньшего порядка (ранга). Мерой упорядоченности системы служит показатель степени $n = 0, 1, 2, 3, \dots$ При $n = 0$ $C_{об} = 1$. Это отвечает хаосу, когда частицы не взаимодействуют, существуют сами по себе. При $n = 1$ зависимость $C_{об}$ от $d_{об}$ одномерная (линейная); при $n = 2$ – двумерная (плоская); при $n = 3$ – трехмерная (объем-

ная) и т. д. При $n = 2$ выражение относительной свободной энергии $(1 - C_{об})$ геометрически интерпретируется как площадь кольца, отнесенная к площади его большего круга. Это значение n наиболее актуально, поскольку можно все формообразующие поверхности разложить на плоские фрагменты, а также, как показано ниже, выразить многомерные системы через двухмерные. Целые числа n соответствуют четким границам между фазовыми состояниями (разными структурами) системы, разным траекториям (орбитам) их движения (развития); дробные, промежуточные, заключают в себе причудливый мир фракталов с его расплывчатыми, труднопредставимыми формами.

При всех n с увеличением $D_{об}$ свободная энергия $(1 - C_{об})$ уменьшается. Для каждой n существует точка, в которой они выравниваются, функция становится равной аргументу: $1 - C_{об} = d_{об} = \Phi$. Тогда с учетом (3.2)

$$\Phi^n + \Phi - 1 = 0. \quad (3.3)$$

В этом случае равновесие системы максимальное, абсолютно устойчивое. При $d_{об} \neq \Phi$ система, описываемая формулой (3.2), тоже равновесна, но это равновесие неустойчиво, система развивается в сторону увеличения связности существующих частиц или производства новых.

Последовательность Φ при разных $n \geq 1$: **1) 0,5; 2) 0,618; 3) 0,682; 4) 0,724; 5) 0,755; 6) 0,778...** называется обобщенным золотым сечением (ОЗС). Величина Φ при $n = 2$, равная 0,618 и обратная ей: $1/\Phi = \phi = 1,618$ – собственно золотое сечение (ЗС), является наиболее распространенным соотношением близких к равновесию оппозиций во всех системах Мироздания [43], признаком его гармонии, известным со времен строительства египетских пирамид, если не раньше. Это пропорция (божественная, по определению Леонардо да Винчи) между системой и ее составляющими, обеспечивающая ее длительное, устойчивое существование. Согласно правилу ЗС, целое из двух неравных частей относится к большей своей части так же, как большая часть относится к меньшей, и это отношение равно 1,618. Этому правилу подчиняются, например, соотношения выделенных выше точек на температурной шкале, важных для существования воды – основного материала растений и организмов вообще. Жидкая

фаза воды конденсировалась из пара при остывании поверхности Земли ниже $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ и перейдет в твердое состояние при $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Пройденный путь до достижения максимальной активности (минимальной теплоемкости – плюс $37\text{ }^{\circ}\text{C}$) составляет $100 - 37 = 63\text{ }^{\circ}$, или 63% . Соотношение 63 и 37 примерно равно 3C . При высоких давлениях обычная вода не замерзает до минус $22\text{ }^{\circ}\text{C}$. Расстояние на температурной шкале от $37\text{ }^{\circ}\text{C}$ до этого предела равно 59 , а от $0^{\circ} - 22$; относительные расстояния $22/59 = 0,37$ и $(59 - 22)/59 = 0,63$ отвечают пропорции 3C . Само соотношение площади воды (155 млн км^2) и суши (100 млн км^2) в Северном полушарии близко к 3C : $155/(155 + 100) = 0,61$ и $100/(155 + 100) = 0,39$. Пропорции 3C примерно отвечает и зональное распределение величин коэффициента увлажнения (K) и испаряемости. Из рис. 2.3 видно, что максимумы индекса сухости $J = 1/K$ и испаряемости E_m находятся примерно на 24-й параллели, в поясе жарких пустынь, а минимумы – на 66-й и нулевой параллелях (у Полярного круга и на экваторе); 24-я параллель делит угловое пространство между экватором и Полярным кругом в пропорции $0,36$ и $0,64$. Приведем еще два характерных примера, касающихся климата. Тропики – наиболее устойчивый биоклиматический пояс – заключены примерно между изолиниями годового радиационного баланса 64 и 102 $\text{ккал}/\text{см}^2$ (см. рис. 2.5 [5]), отношение которых равно $0,63$. Среднеширотная температура воздуха t_c равна $16\text{ }^{\circ}\text{C}$; изолиния этой температуры проходит примерно по 35-й параллели Северного полушария (рис. 3.1 [5]), которая делит угловое расстояние между экватором и полюсом в пропорции 39 и 61 .

Остальные члены ряда ОЗС соответствуют идеальным пропорциям на других уровнях упорядоченности (при других n); анализ показал, что каждый член это-

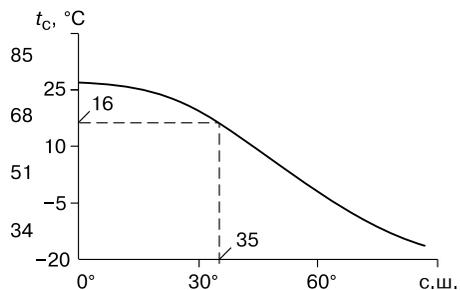


Рис. 3.1. Распределение среднеширотной температуры воздуха (t_c).

го ряда Φ_n с точностью до десятых долей процента равен $(\Phi_{n-1})^z$, где $z = 0,5^{1/n}$. Для иллюстрации проявления ОЗС в геосистемах обратимся к выбранной механической модели – нагруженному ледяному телу.

Расчеты показали, что значения относительной прочности P/P_M , определяемые формулой (2.1), соответствуют пропорциям ОЗС при изменении τ_n/τ_{\min} в порядке уменьшения общепринятых календарных отрезков времени: года, полугодия, квартала, месяца, недели... или их частей. Например, примем $\tau_{\min} = 1$ ч и определим количество часов (количество “элементарных” отрезков времени τ_{\min}) в полугодии, полумесяце, а также в 1/2, 1/4, 1/6 и 1/8 недели. Получаем в порядке перечисления календарных отрезков времени: 4380, 365, 91, 46, 30 и 23. При $\tau_{\min} = 1$ сут эти же числа (4380, 365, ...) соответствуют количеству суток: в 12(11) годах (период основного цикла солнечной активности), в году, квартале, полуквартале, месяце и неделе (четверти квартала). Возведение в степень $j_n = 0,083$ их обратных величин (1/4380, 1/365, ...), т. е. расчет P/P_M по формуле (2.1), дает ряд **0,497; 0,613; 0,687, 0,728; 0,753 и 0,771**, практически совпадающий с последовательностью ОЗС, приведенной выше, а отношение $\ln(\tau_{\min}/\tau_n)$ к $\ln(P/P_M)$ всегда равно 12, что вновь (см. гл. 2) указывает на связь параметров системы вода–лед, определяющей существование фитосферы, с вращательными циклами Земли.

Приведение многоэлементных систем к двухэлементным.

В двухэлементной системе ($n = 2$; $d_1 = 1 - d_2$) величина C определяется двойкой, как произведение d_1 и d_2 и как произведение их разницы с единицей: $C = d_1 d_2 = (1 - d_1) \cdot (1 - d_2)$. Соответственно $d_1 = (d_1 d_2)^{1/2} = [(1 - d_1) \cdot (1 - d_2)]^{0,5}$; $C_{0,5} = C/(0,5)^2 = C/(1 - 0,5)^2 = 4C$. В обоих случаях в основе лежит квадратное уравнение, корни которого равны

$$d_{1,2} = 0,5 \pm (0,25 - C)^{0,5}. \quad (3.4)$$

Для обобщения решения (3.4) вычтем из обеих его частей минимальное значение d_1 или максимальное d_2 (и то и другое равно 0,5) и разделим на разницу между максимумом и минимумом d_1 , равную $1 - 0,5 = 0,5$, или разницу между минимумом и максимумом d_2 , рав-

ную $0 - 0,5 = -0,5$. Введем обозначения результатов этих действий для общего случая, когда d_{\max} и d_{\min} изменяются в интервале от 0 до 1

$$D_{06} = (d_1 - 0,5)/(1 - 0,5) = 2d_1 - 1 = (d_1 - d_{\min})/(d_{\max} - d_{\min}), \quad (3.5)$$

$$D_{06} = (d_2 - 0,5)/(0 - 0,5) = 1 - 2d_2 = (d_2 - d_{\max})/(d_{\min} - d_{\max}) \quad (3.6)$$

(обе формулы идентичны) и $C_{06} = C/0,25$. Подставив эти выражения в (3.4), после его преобразования получаем

$$C_{06} = 1 - D_{06}^2. \quad (3.7)$$

Рассмотрим возможность представления C как произведения $(1 - d_i)$

$$C = (1 - d_1) \cdot (1 - d_2) \cdot (1 - d_3) \dots \quad (3.8)$$

при $n > 2$, когда сумма всех элементов d_i остается равной 1, а сумма всех $(1 - d_i)$ равна $n - 1$ (в трехэлементной системе она равна 2, в четырехэлементной – 3 и т. д.). Анализ показал, что в этом случае величина C хорошо сопрягается с величиной доминанты – элемента $d_i = D$, имеющего максимальную долю в единице (максимальный “вес”); приближенно ее можно представить в виде зависимости только от доминанты D . Причем эта зависимость в обобщенном виде при выражении функции и аргумента как

$$C_{06} = C/(1 - 1/n)^n \text{ и } D_{06} = (D - D_{\min})/(D_{\max} - D_{\min}) \quad (3.9)$$

близка к формуле (3.7) при любом числе взаимодействующих элементов, по крайней мере в пределах $n = 2 \dots 10$. Это видно из примеров (табл. 3.1, рис. 3.2), а подробнее показано в следующем разделе для $n = 3$ на примере палиноспектров. При выражении C в виде (3.8), максимальное значение D равно 1, а минимальное – $1/n$ (совпадает с максимумом среднего геометрического значения элементов d_i , см. выше). Тогда D_{06} и C_{06} , например, для трех- и четырехэлементной системы равны:

$$D_{06,3} = (D - 0,33)/0,67 = 1,5D - 0,5, \quad C_{06,3} = C/(0,67)^3 = C/0,296, \\ D_{06,4} = (D - 0,25)/0,75 = 1,33D - 0,333, \quad C_{06,4} = C/(0,75)^4 = C/0,316. \quad (3.10)$$

Таблица 3.1

Расчет $C_{об}$ для четырех- и пятиэлементной системы

d_1	d_2	d_3	$d_4 = D$	$D_{об}$	$C_{об.4}$	$C_{об.2}$
0,25	0,25	0,25	0,25	0	1	1
0,26	0,24	0,23	0,27	0,03	0,99	0,99
0,35	0,17	0,08	0,4	0,2	0,94	0,96
0,3	0,08	0,12	0,5	0,33	0,9	0,89
0,3	0,05	0,05	0,6	0,47	0,79	0,78
0,07	0,01	0,12	0,8	0,73	0,51	0,46
0,02	0,02	0,01	0,95	0,93	0,15	0,13
0	0	0	1	1	0	0

Окончание табл. 3.1

d_1	d_2	d_3	d_4	$d_5 = D$	$D_{об}$	$C_{об.5}$	$C_{об.2}$
0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0	1	1
0,19	0,1	0,21	0,25	0,25	0,06	0,98	0,99
0,12	0,16	0,24	0,23	0,27	0,09	0,96	0,985
0,05	0,3	0,17	0,08	0,4	0,25	0,93	0,93
0,12	0,18	0,08	0,12	0,5	0,38	0,89	0,86
0,14	0,16	0,05	0,05	0,6	0,5	0,79	0,76
0,03	0,04	0,01	0,12	0,8	0,73	0,51	0,46
0,006	0,024	0,01	0,01	0,95	0,93	0,15	0,13
0	0	0	0	1	1	0	0

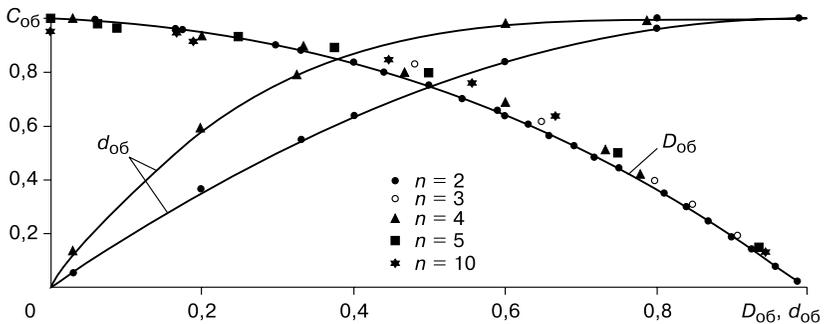


Рис. 3.2. Зависимость $C_{об}$ от $D_{об}$, n и $d_{об}$.

В табл. 3.1 приведены: произвольные величины элементов четырёх- и пятиэлементной системы, обобщённые значения $C_{об}$ и $D_{об}$, вычисленные по формулам (3.9), а также $C_{об,2}$, рассчитанные по формуле (3.7), как для двухэлементной системы. Аналогично взяты произвольные значения d для трёх-, пяти- и десятиэлементной системы, и для них рассчитаны $D_{об}$ и $C_{об}$. Результаты расчетов $C_{об}$ для перечисленных систем представлены на рис. 3.2.

С некоторым допущением можно считать, что все точки на графике ложатся на одну кривую, которая описывается формулой (3.7) для двухэлементной системы. Близкая к идентичной зависимость $C_{об}$ от $D_{об}$ для систем с разным количеством элементов объясняется тем, что величина $(1 - 1/n)^n$, входящая в $C_{об}$, с увеличением n быстро стремится к $(1/e) = 0,3679$, где $e = 2,7118$ – основание натуральных логарифмов. Например, при n , равном 3, 4, 5, 10 и 50, она равна: 0,2963, 0,3164, 0,3277, 0,3487 и 0,3642, уже при $n = 5$ она отличается от предельной всего на 12 %. Для сравнения на рис. 3.2 приведены и значения $C_{об}$, рассчитанные по формуле (3.2) при $n = 2$ и 4. В этом случае (когда $C = d_1 \cdot d_2 \cdot d_3 \dots$, а не $C = (1 - d_1) \cdot (1 - d_2) \cdot (1 - d_3) \dots$) значения $C_{об}$ при разных n существенно отличаются. Из графика на рис. 3.2 также следует, что в двухкомпонентной системе $D_{об} + d_{г.об} = 1$, т. е. эти два показателя тоже противостоят друг другу, составляя единую дихотомию.

Таким образом, при любом количестве элементов в системе их взаимодействие можно рассматривать как противоборство доминирующего элемента D (его долевого содержания, условного веса) с суммой всех остальных элементов, как дихотомию доминанты D и субдоминанты $D_s = 1 - D$. Соответственно $C_{об}$ определяется по формуле (3.7) при

$$D_{об} = (D - 1/n)/(1 - 1/n). \quad (3.11)$$

В полученном решении многоэлементные системы приводятся к двухэлементным. Действительное количество элементов в них учитывается величинами D_{min} или D_{max} , играющими роль граничных условий. Это решение позволяет корректно сравнивать и оценивать системы не только разной природы, но зачастую, при одинаковых гра-

ничных условиях (при одинаковых D_{\min} и D_{\max}), и с разным количеством составляющих элементов, например, палиноспектры и климат. Общая схема действий при установлении связей между элементами разных систем следующая. Сначала сравниваемые многоэлементные системы приводятся к двухэлементным путем противопоставления доминантного элемента сумме всех остальных. Для системы с известным весом элементов определяется величина $C_{\text{об}}$, затем она приравнивается к $C_{\text{об}}$ системы с неизвестным весом элементов; для этой последней по формуле (3.7) рассчитываются искомые численные показатели. Подробнее (и понятнее) об этом на примере сравнения климатических систем с палиноспектрами говорится в следующих разделах.

4. ТРЕХ-, ЧЕТЫРЕХ- И ДВУХГРУППОВОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ПАЛИНОСПЕКТРОВ

Полные и групповые палиноспектры. Обычно полные наборы флористических элементов палиноспектров, достигающие до 40 и более таксонов, по общему составу объединяют в три группы: 1) пыльцу древесных пород и кустарников d_1 ; 2) пыльцу кустарничков и трав d_2 ; 3) споры d_3 . Возможно объединение флористических таксонов в четыре [20] или даже пять групп за счет выделения пыльцы кустарничков или (и) кустарничков в самостоятельные группы. Долевое содержание групп d_1 , d_2 и d_3 (их условный вес) примерно отражает доленое участие во флористическом комплексе верхнего, среднего и нижнего растительных ярусов и, надо полагать, зависит от климата, как и видовое разнообразие, представленное полным палиноспектром. В табл. 4.1 приведен типичный полный фоссильный (ископаемый) палиноспектр торфяника “Станичный” у с. Сладково на юге Тюменской области [19]. Рецентный палиноспектр определен по экстраполяции. Жирным выделены фактические датировки, курсивом – доминантные группы.

При достаточно детальном содержании палиноспектров опытный специалист может примерно установить их принадлежность к определенной геоботанической зоне и по аналогии с ее современным климатом дать качественную оценку палеоклимата в данном месте и даже, приблизительно, количественную – на уровне возможных предельных показателей или хотя бы порядка цифр. Но можно и ошибиться, поскольку одни и те же типы растительности встречаются в разных климатических зонах. Более надежным определителем климатических условий, как современных, так и прежних, интегрально отражающим их энергетику и позволяющим сделать количественную оценку, является доля в палиноспектре (вес) доминантной группы.

Таблица 4.1

Фоссильный палиноспектр торфяника “Станичный” в с. Сладково

Палиноспектр	Глубина, м										
	Время, лет назад										
	0,00–0,01	0,05–0,08	0,11–0,14	0,41–0,44	0,70–0,75	1,00–1,05	1,30–1,35	1,60–1,65	1,95–2,00	2,15–2,17	
	–	16	39	287	555	1325	2180	2980	4190	5262	
<i>1-я группа</i>	73,3	19,3	9,9	9,3	28,5	15,4	34,0	28,2	80,8	100	
<i>Acacia</i> sp.									0,7		
<i>Alnus</i> sp. (5)	0,5				0,1		0,2	0,2			
<i>Alnus</i> sp. (4)					22,2	9,9	16,7	19,3	8,8	3	
<i>Betula</i> sp.	24,5	12,8	6,9	5,4							
<i>Acer</i> sp.		0,1									
<i>Pinus sylvestris</i> L.	47,4	6,3	3,0	3,9	6,1	5,3	16,9	7,9	67,9		
<i>Picea</i> sp.	0,2	0,1			0,1		0,2	0,4	3,4		
<i>Salix</i> sp.	0,7							0,2			
<i>Tilia</i> sp.						0,2		0,2			
<i>2-я группа</i>	22,3	5,9	5,9	4,9	7,7	15,7	18,1	29,1	12,3	0,0	
<i>Alisma</i> sp.	0,2			0,3	0,4	0,5	0,2				
Ариáceе	0,2		0,1		0,1	0,4	0,2	0,2			
<i>Artemisia</i> sp.	8,3	0,7	1,8	1,1	1,3	1,2	1,4	3,9	5,4		
Астерáceе	1,2	0,1	0,1	0,3		0,2	0,2		1,4		
Роáceе	1,9		0,5	0,8	0,4	0,5	3,1	11,8			
Brassicáceе	1,4	0,1									
Ranunculáceе		1,5	0,1	0,4	0,1	0,2	0,2	0,2			
Rosáceе			0,3		0,1	3,6	0,2	0,7			

Свойства доминантной группы. Для количественного анализа трехгруппового палиноспектра как трехэлементной системы используем интегральный показатель C , выраженный в виде произведения трех разностей

$$C = (1 - d_1) \cdot (1 - d_2) \cdot (1 - d_3). \quad (4.1)$$

Как показано выше, параметр C имеет смысл *занятой* части безразмерной (относительной) энергетической емкости, противостоящей *свободной* ($1 - C$), а в геометрической интерпретации – это объем прямоугольной призмы, у которой сумма длины ($1 - d_1$), ширины ($1 - d_2$) и высоты ($1 - d_3$) есть постоянная величина, равная $[3 - (d_1 + d_2 + d_3)] = 3 - 1 = 2$, а их произведение C – функция климата. Зависит C в основном от доминанты D – группы с максимальным долевым содержанием (весом). Влияние двух других групп проявляется суммарно как $1 - D = D_s$, а каждой в отдельности можно пренебречь. Величина C , как следует из анализа (4.1), изменяется от 0 до 0,2963. Минимум соответствует полному преобладанию доминантной группы: $D = 1$; максимум (0,2963) – отсутствию доминанты, приближенному равенству весов всех трех групп – по 0,333 каждая. Таким образом, минимальное значение доминанты примерно равно 0,34. Если деление на группы связано с ярусностью растительности, то очевидно, что условие $D \approx 0,34$ (или $C \approx 0,2963$) характеризует область перехода тундр и полупустынь к холодным (арктическим) и жарким пустыням, где скудная растительность не разведена по ярусам, т. е. высота не является признаком растительного таксона (например, зрелый гриб подберезовик в тундре зачастую выше здешней разновидности березы – карликовой березки) и носит *случайный, хаотический* характер. Примерное равенство весов элементов в трехгрупповом палиноспектре в тундре подтверждается фактическим материалом. По данным В.П. Гричук [16], доля пыльцы деревьев здесь составляет 30–40 % (среднее значение 35), пыльцы трав и кустарничков 25–45 (среднее 35), спор 20–55 % (среднее 37). Изолиния $D = 0,34$ ограничивает с севера и юга (примерно, поскольку изолинии D помимо широтной имеют и меридиональную составляющую) пространство устойчивой (постоянной, непрерывной, климатически де-

терминированной) фитосферы. За ее пределами хаос (структурный “беспорядок”) постепенно увеличивается до полной невозможности (нулевой вероятности) существования растительности, когда все три d в формуле (4.1) обращаются в нуль, а $C = 1$. Это условие выполняется в области вечного холода – в устойчивой криосфере, где средняя температура самого теплого месяца не поднимается выше 0°C , и в жарких пустынях, где величина осадков стремится к нулю.

Анализ рецентных палиноспектров [16, 17, 28, 33] показал, что доминанта D растет примерно от 0,33–0,6 в тундре и лесотундре до 0,8–1 в таежной зоне, южнее она уменьшается: до 0,8–0,7 в степи и 0,6–0,33 в полупустыне и пустыне. В обширной области от средней тайги до полупустыни градиент изменения доминанты в обе стороны от ее максимума $D \approx 1$ невелик, так что величина D здесь близка к постоянной: 0,75–0,9 (1). Таким образом, распределение D симметрично относительно $D = 1$.

Интересно сопоставить распределения доминанты D и радиационного индекса сухости J , изолинии которого, рассчитанные по данным метеостанций, показаны на схематической карте геоботанической зональности Тюменской [2] и Омской областей (рис. 4.1). Здесь же указаны точки отбора палинологических проб, результаты изучения которых комментируются ниже.

Анализ имеющихся данных показывает, что ось симметрии $D = 1$ по величине и месту расположения близка к индексу сухости $J = 1$, несколько смещена к югу от этого значения J , и находится примерно в подтаежной области, где $J \approx 1,1$ –1,2 (в среднем 1,15). Учитывая погрешности обобщения, такой разницей можно пренебречь и считать, что $D = 1$ совпадает с $J = 1$, а уменьшение D к северу и югу от оси симметрии увязать с понижением и повышением J относительно единицы из-за уменьшения тепло- или влагообеспеченности соответственно. Тем не менее для точности примем эту разницу во внимание и будем считать, что $D = J/1,15 = J'$. Далее для удобства изложения северную влажную часть фитосферы, где $J < 1$, назовем *плювиофитосферой*, а засушливую южную, где $J > 1$, – *ксерофитосферой*. Учитывая логарифмическую симметрию индекса сухости и добавляя буквенные индексы “п” и “к” значениям D и J , относящимся соот-

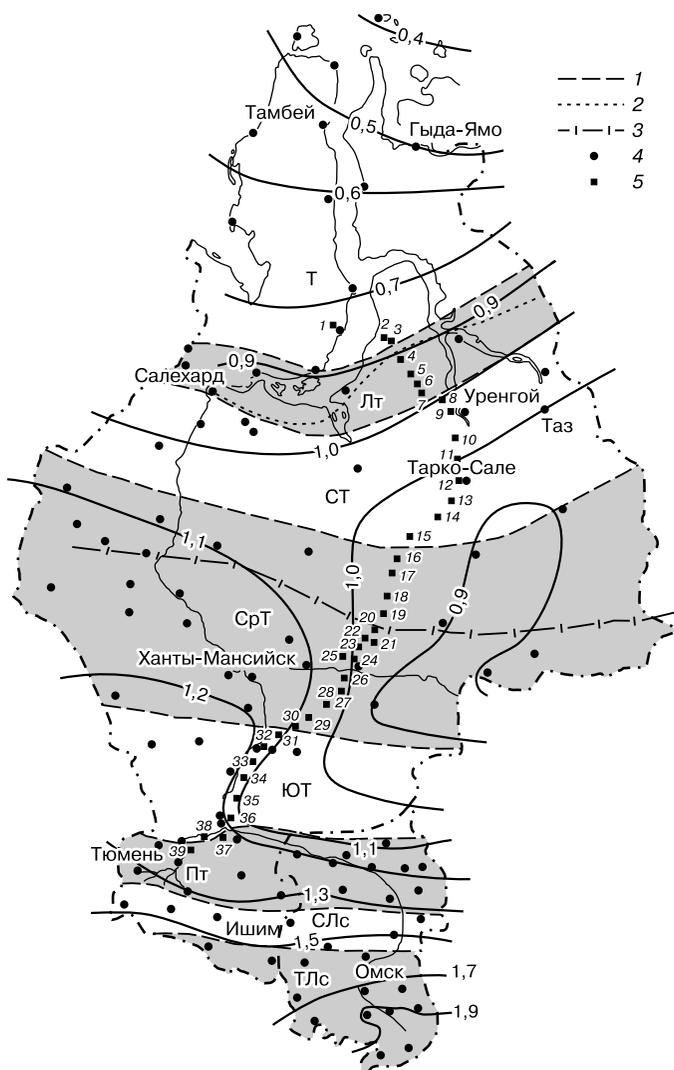


Рис. 4.1. Изолинии индекса сухости (J) на карте геоботанической зональности Тюменской и Омской областей.

1 – границы зон и подзон (Т – тундра, Лт – лесотундра, СТ – северная тайга, СрТ – средняя тайга, ЮТ – южная тайга, Пт – подтайга, СЛс – северная лесостепь, ТЛс – типичная лесостепь); 2 – граница сплошной вечной мерзлоты; 3 – граница вечной мерзлоты; 4 – метеостанции; 5 – точки отбора проб.

ответственно к плювио- и ксерофитосфере, принимаем, что в плювиофитосфере $\ln D_{\text{п}} \approx \ln J'_{\text{п}}$, откуда

$$D_{\text{п}} \approx 0,87J_{\text{п}}, \quad (4.2)$$

а в ксерофитосфере $\ln D_{\text{к}} \approx -\ln J_{\text{к}}$, откуда

$$D_{\text{к}} \approx 1/0,87J_{\text{к}}. \quad (4.3)$$

На рис. 4.2 показано приблизительное распределение величины D , рассчитанной по формулам (4.2) и (4.3), в пределах Тюменской и Омской областей. В лесотундре, тайге и подтайге обычно доминирует пыльца деревьев и кустарников. В лесостепи и южнее роль доминанты переходит к пыльце кустарничков и трав, реже к спорам, хотя и здесь в местах преобладания лесной растительности доминирует первая группа.

Изменение флористического типа доминантной группы при движении от биоклиматического центра симметрии $J = 1$ и в сторону тундры, и в сторону пустыни соответствует высотной ярусности растительности в ряду: деревья–кустарники–кустарнички–травы. То есть параметр D – не формальная абстракция. Качественно он указывает на преобладающий тип (группу) растительности, который зависит не только от климата, но также и от рельефа, состава почвы и подпочвы, режима увлажнения и т. д., а количественно отражает только влияние климата, независимо от типа растительности.

Таким образом, от климата зависит как принадлежность доминанты к определенной группе, так и ее величина (вес), и обе зависимости не связаны друг с другом, сосуществуя по принципу дополнительности. Величину D можно понимать как вероятность доминанты, а C – как меру беспорядка (неопределенности, неустойчивости) растительного комплекса, отраженного в палиноспектре. Полный беспорядок или полная неопределенность соответствуют $C = 1$ ($D = 0$). Это области постоянного холода (снега и льда) или жарких безводных пустынь, где $d_1 = d_2 = d_3 = 0$ и палинологический материал собственного производства отсутствует.

Превышение порядка над беспорядком, определенности над неопределенностью, начинается со значения $C \approx 0,2963$ (при $D \approx 0,334$).

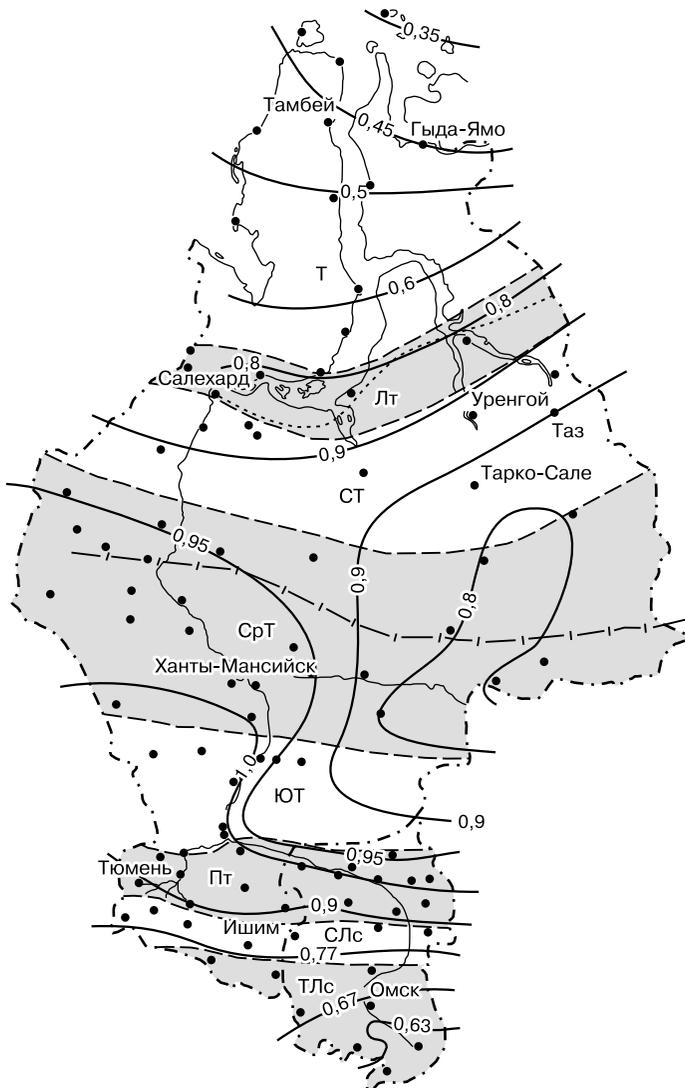


Рис. 4.2. Изолинии расчетной величины D для территории Тюменской и Омской областей.

Усл. обозн. см. на рис. 4.1.

Это приблизительно северная граница тундры и южная – полупустыни. Максимум упорядоченности достигается при $C = 0$ ($D = 1$): это центр симметрии, область перехода от леса к степи, где наблюдается примерное равновесие между главными климатообразующими факторами – теплом и влагой. В этой области – устойчивой фитосфере, где $0,334 < D < 1$, обобщенные показатели определяются выражениями: $C_{об} = C/0,2963$ и, согласно (3.11),

$$D_{об} = (1,5D - 0,5). \quad (4.4)$$

Если брать всю фитосферу, в том числе неустойчивую, включающую территории холодных и жарких пустынь с их эфемерной растительностью, ограниченную на севере и юге изолинией $D \rightarrow 0$ (т. е. величина D_{min} , в отличие от первого случая, принимается равной не 0,334, а близкой к 0), и с максимумом в центре (где $J \approx 1$), то, как следует из (3.9), действительно другое, общее выражение:

$$D_{об} = (D - 0)/(1 - 0) = D. \quad (4.5)$$

Анализ фактического материала. Представление о распределении полных и групповых рецентных палиноспектров в устойчивой плювиофитосфере Западной Сибири дают табл. 4.2, 4.3 и рис. 4.3, составленные по данным археологической экспедиции Института проблем освоения Севера СО РАН (рук. экспедиции д-р ист. наук В.А. Зах, основные исполнители: С.Н. Иванов, канд. геол.-мин. наук Н.Е. Рябогина – отбор проб; Т.Г. Семочкина – спорово-пыльцевой анализ; С.Н. Иванов – графическая обработка материала). Маршрут экспедиции Новый Порт–Тюмень протяженностью около 1250 км проходил через шесть геоботанических зон (подзон) – тундру (Т), лесотундру (Лт), северную тайгу (СТ), среднюю тайгу (СрТ), южную тайгу (ЮТ) и подтайгу (Пт). Точки отбора проб показаны на схематической карте, приведенной выше (см. рис. 4.1). В расчет брались средние из нескольких (не менее трех) опробований поверхности почвы характерных участков местности в данной географической точке. Полные и генерализованные (групповые) рецентные палиноспектры геоботанических зон, через которые проходит маршрут, приведены в табл. 4.2, 4.3. Отметим доминирование и постепенное увеличение с

Таблица 4.2

**Зональное распределение полных рецентных палиноспектров
на линии Новый Порт–Тюмень**

Состав палиноспектров	Природные зоны (подзоны)				
	Т+Лт	СТ	СрТ	ЮТ	Пт
1	2	3	4	5	6
Пыльца деревьев и кустарников	64,79	78,54	80,36	93,26	89,39
<i>Abies</i> sp.	0,21	0,14	0,32	5,46	1,81
<i>Alnaster</i> sp.	0,29	–	–	–	–
<i>Alnus</i> sp.	0,48	0,23	0,04	0,05	–
<i>Betula</i> sp.	5,05	4,78	7,27	11,40	15,28
<i>Betula nana</i> L.	14,87	5,23	1,06	2,72	–
<i>Larix</i> sp.	–	0,01	0,07	–	–
<i>Picea</i> sp.	2,27	3,46	4,37	10,88	5,67
<i>Pinus sibirica</i> Du Tour	2,97	4,40	3,32	0,75	–
<i>Pinus sylvestris</i> L.	38,29	60,19	63,84	61,81	66,30
<i>Salix</i> sp.	0,37	0,08	0,05	0,11	0,05
<i>Tilia</i> sp.	0,01	–	0,01	0,08	0,27
Ulmaceae	–	0,01	–	–	–
<i>Corylus</i> sp.	–	–	–	0,04	–
Пыльца кустарничков и трав	13,36	4,76	4,32	2,47	2,75
<i>Alisma</i> sp.	0,02	–	0,07	–	–
Asteraceae	0,44	0,13	0,03	0,03	0,21
<i>Artemisia</i> sp.	0,44	0,18	0,20	0,37	0,50
Chenopodiaceae	0,05	0,08	0,03	0,15	0,39
<i>Galium uliginosum</i> L.	0,01	–	–	–	–
Geraniaceae sp.	–	–	–	0,01	–
Ericaceae sp.	7,12	2,80	2,69	0,15	–
Caryophyllaceae	0,13	–	0,02	0,06	0,46
Cichoriaceae	0,01	–	–	–	–
<i>Comarum palustre</i> L.	0,05	0,06	0,01	–	–
Cyperaceae	2,95	1,01	0,55	0,34	–
Hydrocharitaceae	0,02	–	0,11	–	–
<i>Leguminosa</i> sp.	0,05	0,01	0,05	0,07	0,05

4. Трех-, четырех- и двухгрупповое представление палиноспектров

Окончание табл. 4.2

1	2	3	4	5	6
<i>Liliaceae</i> sp.	–	0,01	–	–	–
<i>Menyanthes trifoliata</i> L.	–	–	0,01	–	–0
Myricaceae	0,02	0,01	–	–	–
<i>Myriophyllum</i> sp.	0,01	–	–	–	–
<i>Nymphaea</i>	–	–	–	0,02	–
<i>Nuphar</i> sp.	–	–	0,07	0,02	–
Onagraceae	0,05	0,03	0,01	0,01	–
Poaceae	1,14	0,24	0,18	0,06	0,15
<i>Poaceae</i> кр	–	–	0,02	–	–
Polygonaceae	0,07	–	–	0,03	0,05
<i>Potamogeton</i> sp.	–	–	0,01	–	–
Ranunculaceae	0,02	–	0,02	0,00	0,00
Rosaceae	0,04	–	0,01	0,00	0,00
<i>Rubus chamaemorus</i> L.	–	–	0,00	0,07	0,10
<i>Typha</i> sp.	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00
Umbelliferae	0,29	–	0,01	0,65	0,16
<i>Urtica</i> sp.	0,01	–	0,01	0,00	0,00
<i>Urticularia</i> sp.	–	0,04	–	0,00	0,00
Неопределенные	0,39	0,16	0,18	0,44	0,68
Споры	21,85	16,70	15,32	4,23	7,86
Вруасеae	2,09	0,10	–	–	–
<i>Dicranum</i> sp.	2,07	0,01	–	–	–
<i>Equisetum</i> sp.	0,09	–	0,04	0,01	–
<i>Lycopodium</i> sp.	0,18	0,05	2,57	0,10	0,19
<i>Lycopodium alpinum</i> L.	0,43	–	–	–	–
<i>Lycopodium clavatum</i> L.	0,04	–	0,05	–	–
<i>Lycopodium selago</i> L.	0,04	–	–	–	–
<i>Osmunda</i> sp.	–	–	0,02	–	0,05
Polypodiaceae	0,10	0,08	0,60	1,05	3,18
<i>Selaginella</i> sp.	–	0,02	0,01	–	–
<i>Selaginella rupestris</i> (L.) Spring	0,02	0,02	–	–	–
<i>Sphagnum</i> sp.	16,79	16,42	12,04	3,07	4,44

Таблица 4.3

Зональное распределение групповых рецентных палиноспектров и их обобщенных показателей на линии Новый Порт–Тюмень

№ группы	Т	Лт	СТ	СрТ	ЮТ	Пт
1	0,30–0,82 (0,65)	0,38–0,79 (0,65)	0,24–0,96 (0,79)	0,09–0,99 (0,80)	0,81–0,99 (0,93)	0,86–0,92 (0,89)
2	0,03–0,39 (0,15)	0,00–0,35 (0,11)	0,00–0,17 (0,05)	0,00–0,40 (0,04)	0,00–0,14 (0,03)	0,01–0,05 (0,03)
3	0,06–0,59 (0,20)	0,11–0,53 (0,24)	0,04–0,76 (0,17)	0,01–0,51 (0,15)	0,01–0,12 (0,04)	0,06–0,09 (0,08)
$D_{об}$	0,48	0,48	0,69	0,71	0,90	0,84
$C_{об.1}/C_{об.2}$	0,80/0,77	0,80/0,77	0,56/0,53	0,54/0,50	0,21/0,19	0,32/0,29

севера на юг доли 1-й группы (пыльцы древесных пород) при уменьшении доли 2-й и 3-й групп. В то же время внутри 1-й группы в том же направлении убывает доленое содержание пыльцы карликовой березки и ивы – типичных представителей северных ландшафтов.

В табл. 4.3 даны экстремальные значения и среднее арифметическое (в скобках) доленого содержания (веса) групп. Жирным шрифтом выделена доминантная группа. В двух нижних строках приведены обобщенные показатели групповых палиноспектров: $D_{об} = 1,5D - 1,5$; $C_{об.1} = C/0,296$ и $C_{об.2} = 1 - D_{об}^2$. Величина $C_{об.1}$ рассчитана как для трихотомии, $C_{об.2}$ – как для дихотомии. Разница между ними невелика:

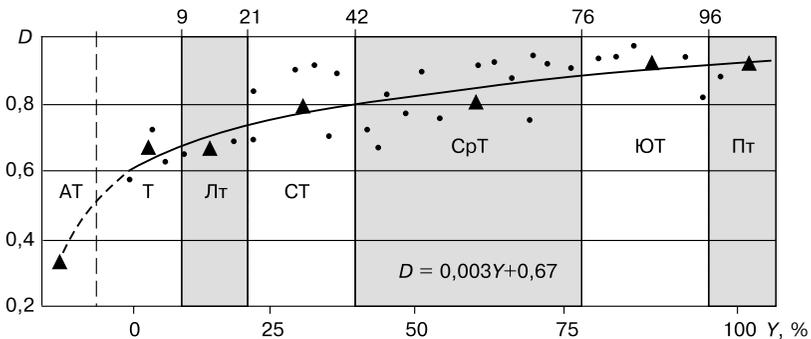


Рис. 4.3. Распределение D по маршруту Новый Порт–Тюмень.

4–8 %. Во всех зонах доминирует 1-я группа – пыльца древесных пород и, как следует из рис. 4.3, по линейному закону:

$$D = 0,003y + 0,67, \quad (4.6)$$

где y – расстояние от нулевой отметки на рис. 4.2 (в %).

На рис. 4.4,*а* представлен график функции $C(D)$ для трех- и четырехгрупповых фоссильных палиноспектров, выраженный в обобщенных переменных, рассчитанных по формуле (3.10): $C_{об} = C/0,2963$; $D_{об} = 1,5D - 0,5$ для трехгрупповых палиноспектров и $C_{об} = C/0,316$; $D_{об} = 1,33D - 0,333$ для четырехгрупповых. При построении использовались данные, полученные в существенно различающихся условиях – от тундры до степи [7, 11, 14, 18, 19, 22, 32], когда в роли доминанты имели возможность выступить все группы. Кривая на графике рассчитана по формуле (3.7), как для дихотомии. Нижний график (рис. 4.4,*б*) построен по тем же экспериментальным данным, величина $D_{об}$ определялась также по формуле (3.10), а $C_{об}$ – по формуле (3.7). Этот рисунок, касающийся фоссильных палиноспектров, как и рис. 4.3 и табл. 4.3, относящиеся к рецентным палиноспектрам, подтверждает, что величина $C_{об}$ определяется в основном весом доминантной группы, согласно формуле (3.7), выведенной для двух-

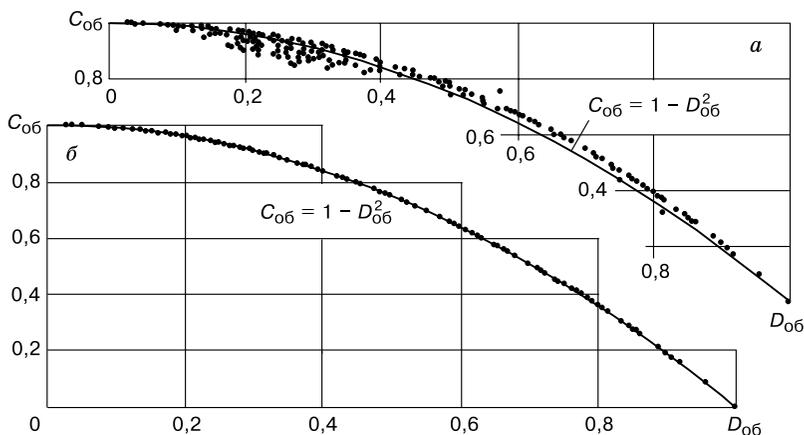


Рис. 4.4. Зависимость $C_{об}$ от $D_{об}$.

элементной системы, и не зависит от ее состава. Следовательно, палиноспектры из трех, четырех и более групп можно трактовать и как дихотомии, выделив в них доминанту D – группу с максимальным содержанием пыльцы или спор – и противопоставив ей суммарное содержание остальных групп – субдоминанту $D_s = (1 - D)$. Сумма D и D_s – постоянная величина при любом климате, а их произведение $C = D \cdot D_s$ вслед за D зависит от климата.

Ход доминанты D фоссильных палиноспектров в разных геоботанических зонах: среднетаежной (Янтарный, Томская область [7]), лесостепной (Сладково, Тюменская область [19]), степной (Озерки, Семипалатинская область Казахстана [32]) показан на рис. 4.5. Он достаточно адекватно отображает известные факты истории климата и растительности в голоцене – примерную синхронность колебаний, оптимум условий существования растительности 4–6 тыс. лет назад – и может быть использован для интегральной характеристики палиноспектров.

Принципиальная новизна предлагаемого метода заключается в сведении многокомпонентных систем, в данном случае палиноспектров, к двухкомпонентным, что позволяет их корректно сопоставлять с климатическими подсистемами.

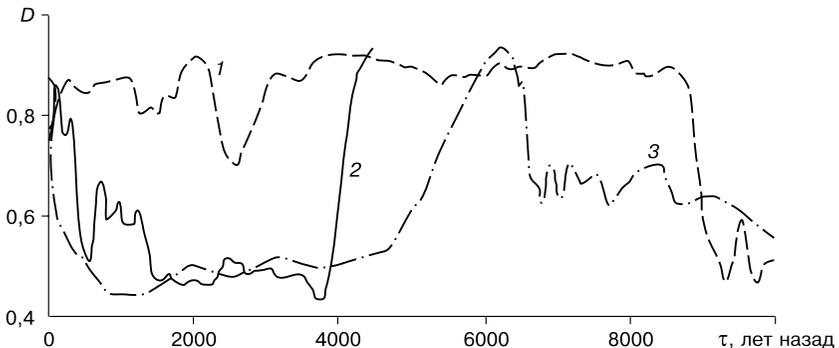


Рис. 4.5. Ход доминанты фоссильных палиноспектров в Западной Сибири и Северном Казахстане.

1 – Янтарный, 2 – Сладково, 3 – Озерки.

4. Трех-, четырех- и двухгрупповое представление палиноспектров

Разбиение палиноспектра на три группы – не единственный вариант решения. Он выбран, поскольку в настоящее время является наиболее распространенным в практике палинологических исследований, накопившиеся результаты которой достаточны для обобщения. В пользу трехгруппового палиноспектра говорит и довольно четкое совпадение его доминанты, как показано выше, с северной границей тундры, что облегчает поиск вида ее климатической зависимости. Тем не менее, в ряде случаев оказывается полезным выделение пыльцы кустарников, кустарничков и трав в самостоятельные группы, иначе сглаживается дифференциация флоры (сокращается число ее групп) и неоправданно завышается доля доминанты. Это касается, прежде всего, пустынь, – как жарких, так и холодных (арктических), с их скудной и случайной растительностью, а также полупустынь и тундр. Например, если в тундровых трехгрупповых палиноспектрах вес доминантной группы больше 0,5, то ее рекомендуется разбить на две – пыльцу деревьев и пыльцу кустарников либо пыльцу кустарничков и пыльцу трав. Кроме того, в плювиофитосфере, наверное, можно ограничиться отслеживанием доли пыльцы древесных пород, а в ксерофитосфере доли пыльцы травянистых, принимая их за доминанты (в этих частях фитосферы они почти всегда и доминируют) и противопоставляя им общий вес других групп. Либо даже во всей фитосфере считать пыльцу древесной пыльцы доминантной, однозначно отражающей особенности климата, включая изменение знака векторов тепла и влаги на изолинии $J = 1$, где доля этой группы близка к еди-

Таблица 4.4

Зональное распределение рецентных пятигрупповых палиноспектров на линии Новый Порт–Тюмень

Общий состав палиноспектров	Природные зоны (подзоны)				
	Т+Лт	СТ	СрТ	ЮТ	Пт
Пыльца деревьев	49,63	73,31	79,30	90,5	89,39
Пыльца кустарников	15,16	5,23	1,06	2,76	0
Пыльца кустарничков	7,12	2,8	2,69	0,15	0
Пыльца трав	6,24	1,96	1,63	2,32	2,75
Споры	21,85	16,7	15,32	4,23	7,86

нице и уменьшается в обе стороны от нее. В этом случае палиноспектры с другой доминирующей группой, не древесной (а таких немало), придется отбрасывать как случайные. О насыщенности этих вопросов свидетельствует табл. 4.4, составленная на основе табл. 4.3. В ней те же рецентные палиноспектры разбиты на пять групп за счет выделения в отдельные группы кустарников и кустарничков. Из сравнения табл. 4.3 и 4.4 видно, что увеличение числа групп довольно существенно сокращает вес доминантной группы в тундре и незначительно в других зонах, при этом во всех зонах доминантной по-прежнему является пыльца древесных пород. Обе таблицы демонстрируют закономерное увеличение пыльцы древесных пород к южной окраине леса и начало ее уменьшения при движении в сторону степной зоны, как это и принято при теоретическом обосновании предлагаемого метода. Одного разреза мало, чтобы делать универсальные выводы, но тенденции очевидны. В процессе дальнейших исследований предполагается выявить оптимальные варианты деления палиноспектров на группы, наиболее адекватные характеру дифференциации растительности.

5. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПОДСИСТЕМЫ

Безразмерные элементы климата, температурные и другие дихотомии. Благодаря колебательному режиму функционирования климат как систему можно представить совокупностью подсистем, состоящих из двух элементов, – дихотомия d_1 и d_2 . Геометрически – это частный случай прямоугольной призмы при $d_3 = 0$, когда она превращается в прямоугольник с площадью $C_{\text{кл}} = d_1 d_2$, причем $d_1 + d_2 = 1$. Например, в подсистеме температур воздуха $C_{\text{кл}} = C_t$ при отрицательных зимних температурах, что характерно для I–III термических поясов (см. рис. 2.5), за d_1 принимаем относительную температуру самого холодного месяца (обычно это январь) $d_1 = d_{t1} = -t_1/2A$, а за d_2 – относительную температуру самого теплого (как правило, июля) $d_2 = d_{t7} = t_7/2A$, где t_1 и t_7 – среднемесячные температуры января и июля, $2A = t_7 - t_1$ – амплитуда (размах) колебаний. В низких широтах (IV и V термические пояса – субтропики и тропики), где температура самого холодного месяца выше 0°C , d_1 и d_2 определяются аналогично, но t_1 имеет положительный знак, и из-за этого знаменатель оказывается равным не двум физическим амплитудам колебаний ($2A$), а примерно двум среднегодовым температурам $d_{t1} = t_1/(t_1 + t_7) \approx t_1/[2(t_1 + t_7)/2] \approx t_1/2t_c$, $d_{t7} = t_7/(t_1 + t_7)$; при этом по-прежнему выполняется условие $d_{t1} + d_{t7} = 1$. Этот случай для Сибири в голоцене неактуален, поступления тепла в этот период здесь не достигали субтропического и тропического уровней, и в четвертичных отложениях соответствующие палиноспектры отсутствуют.

Схема перехода от размерных температур к безразмерным на примере: $t_7 = 18$; $t_1 = -20$; $t_7 - t_1 = 2A = 38$, показана на рис. 5.1. Она заключается в вычитании из всех температур минимума (позиция 2, см. рис. 5.1) и делении остатка на максимум (позиция 3).

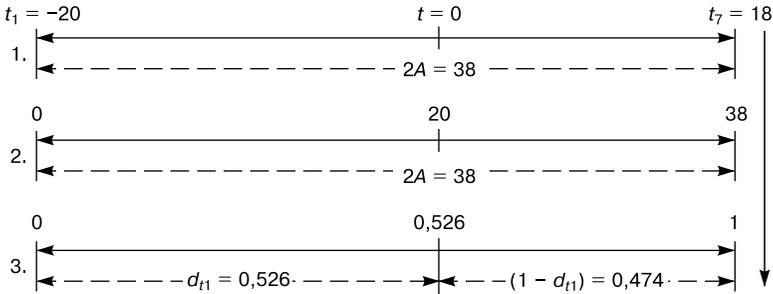


Рис. 5.1. Схема перехода от размерной шкалы температур к безразмерной.

На большей части Западной Сибири (по лесостепь включительно) январская температура по абсолютной величине больше июльской и доминирует d_{11} , изменяясь от 1 в арктической пустыне до 0,5 в лесостепи. В том же направлении d_{17} растет от 0 в арктической пустыне до 0,5 в лесостепи, а $C_{кл} = C_t$ от 0 до 0,25. Южнее лесостепи t_7 и $|t_1|$ выравниваются, затем t_7 начинает преобладать и доминирует d_{17} , в пределе – в жаркой (низкоширотной) пустыне – стремясь к 1. Обобщенная же их величина, определяемая формулой (3.5) или (3.6), которая в этом случае ($D_{об} = D_{об,t}$; $d_1 = d_{11}$; $d_2 = d_{17}$), равна

$$D_{об,t} = 2 - 2d_{11} = 2d_{17}, \quad (5.1)$$

на всем этом пространстве изменяется монотонно: от 0 до 1 в плювиофитосфере, и от 1 до 2 в ксерофитосфере.

Пределы относительных температур в обеих частях фитосферы сведены в табл. 5.1. Величина $D_{об,t}$ зависит от граничных условий, т. е. от значений d_{17} и d_{11} на границах рассматриваемой области. На северной границе тундры, примерно совпадающей с изотермой $t_7 = 5^\circ\text{C}$, величина $2A$ в среднем равна 31°C [44], следовательно $d_{17} = 0,16$; $d_{11} = 0,84$ (в арктической пустыне было бы $d_{17} = 0$; $d_{11} = 1$). По формуле (3.6) при $d_{\max} = 0,5$, а $d_{\min} = 0,16$ находим выражение $D_{об,t}$ для этого случая:

$$D_{об,t} = (d_{17} - 0,16)/(0,5 - 0,16) = 3d_{17} - 0,5 = 2,5 - 3d_{11}, \quad (5.2)$$

Таблица 5.1

Предельные относительные температуры

Тип фитосферы	d_{t1}	d_{t7}	$D_{об.т}$
Плювиофитосфера	1–0,5	0–0,5	0–1
Ксерофитосфера	0,5–0	0,5–1	1–2

Аналогично, в виде “холодно-теплых дихотомий”, суммы элементов которых равны 1, можно представить подсистему “продолжительности теплого и холодного периодов года”: $C_{\tau} = d_{\tau x} d_{\tau t} = d_{\tau x} (1 - d_{\tau x})$, где $d_{\tau x}$ и $d_{\tau t}$ – отношения продолжительности холодного и теплого периодов к году; “осадки за теплый и холодный периоды года”: $C_u = d_{ux} (1 - d_{ux})$, где d_{ux} – отношение сумм осадков за условно холодный (с XI по IV месяцы) период и за год; “абсолютная влажность воздуха за самый теплый и самый холодный месяцы”: $C_w = d_{w1} (1 - d_{w1})$, где d_{w1} – отношение абсолютной влажности воздуха в январе к двум ее среднегодовым значениям. Весьма информативными характеристиками этого рода, хорошо гармонирующими со всеми другими элементами климата, являются отношения сумм положительных и отрицательных температур к суммам тех и других: $d_{\Sigma T} = \Sigma_0 / (\Sigma_{-0} + \Sigma_0)$ и $d_{\Sigma X} = (\Sigma_{-0}) / (\Sigma_{-0} + \Sigma_0)$. Здесь и далее относительные (безразмерные) дихотомные показатели обозначены как d , а в качестве их нижнего индекса выступает, как правило, обозначение их абсолютного (размерного) варианта: например, размерная температура июля t_7 , а ее безразмерный вариант d_{t7} ; размерная длительность теплого периода τ_t , а ее безразмерный вариант $d_{\tau t}$ и т. д.

В качественном плане все эти относительные климатические оппозиции ведут себя примерно одинаково, монотонно изменяясь в пространстве дихотомии между 0 и 1, аналогично d_{t1} и d_{t7} (см. табл. 5.1), хорошо коррелируя друг с другом. Поэтому, если известна одна из них, например d_{t1} или d_{t7} , несложно определить и все остальные.

Формулы связи элементов климата. Статистической обработкой данных метеостанций получены формулы зависимости безразмер-

ных климатических оппозиций от $d_{т7}$ в фитосфере Западной Сибири и Северного Казахстана:

$$d_{тт} = 0,9 - 0,83d_{т7}, \quad (5.3)$$

$$d_{ит} = d_{т7} / (1,14d_{т7} + 0,06), \quad (5.4)$$

$$d_{w7} = d_{ит} / (0,9d_{ит} + 0,15), \quad (5.5)$$

$$d_{\Sigma B} = 3,26d_{т7}^2 - 0,85d_{т7} + 0,14, \quad (5.6)$$

$$J = 0,07 + 1,9d_{т7}. \quad (5.7)$$

Достоверность этих формул R^2 , определяемая как квадрат коэффициента корреляции R , высокая: от 0,91 – для формулы $d_{тт}$, до 0,98–0,99 – для остальных формул.

Индекс сухости J – важнейшая комплексная безразмерная характеристика климата, отражающая взаимодействие тепла и влаги и определяющая состояние географической среды и всех ее компонентов, включая растительные спектры. Это одна из двух координат климатического поля Земли (см. рис. 2.5). По М.И. Будыко [5], величины индекса сухости 0–0,4 соответствуют условиям арктической пустыни и тундры, 0,4–0,8 – тайги, 0,8–1 – смешанных лесов и лесостепи, 1–2 – степи, 2–3 – полупустыни, больше 3 – пустыни. Сопряжение основных безразмерных параметров климатических подсистем в Западной Сибири показано на рис. 5.2.

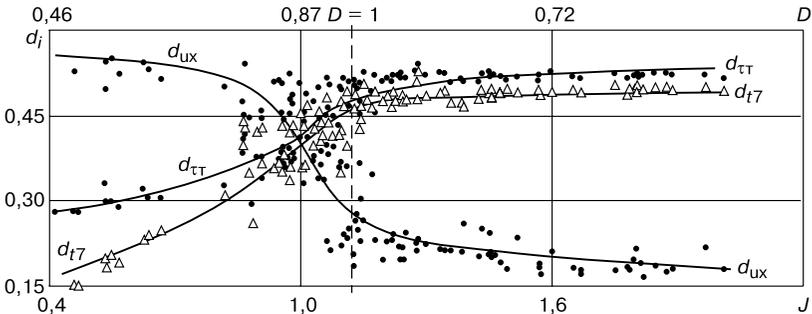


Рис. 5.2. Связь $d_{т7}$, $d_{ит}$ и $d_{тт}$ с J и D .

На вертикальной оси этого графика отложены значения d_{t_7} , $d_{\text{их}}$ и $d_{\text{тг}}$ с общим обозначением d_i , на нижней горизонтальной оси – J , на верхней – предполагаемые (теоретические) значения, рассчитанные по формулам (4.2) и (4.3). Величина J найдена из выражения $J = B/LU$ (B – радиационный баланс, ккал/(см²·год); $L = 0,6$ ккал/см³ – скрытая теплота парообразования; U – сумма осадков, см/год), в котором годовая сумма осадков U взята по данным метеостанций, а радиационный баланс B рассчитан по эмпирической формуле

$$B = 1,8t_7 - 0,2, \quad (5.8)$$

установленной по данным пяти метеостанций (Тадебеяха – 14,5 ккал/(см²·год); Тюринто – 18,5; Салехард – 22,5; Сытомино – 26,5; Омск – 38 ккал/(см²·год)), где он определялся.

В табл. 5.2 приведены среднеширотные значения температуры июля (t_7 , °С) и радиационного баланса (B_c , ккал/(см²·год)) в пределах суши Северного полушария по данным [4, 39], а также его значения (B), рассчитанные по формуле (5.8). В пределах Западной Сибири оба значения радиационного баланса отличаются незначительно.

Связь B_c и t_7 аппроксимируется формулой

$$B_c = 2,4t_7 - 3,9. \quad (5.9)$$

М.И. Будыко [5] увязал радиационный баланс и с суммами температур выше 10 °С. График этой связи аппроксимируется формулой, дающей сходные результаты с (5.9)

$$B = 10 + 0,01\Sigma_{10}. \quad (5.10)$$

Таблица 5.2

**Среднеширотные значения температуры июля
и радиационного баланса**

Показатель	65° с.ш.	55° с.ш.	45° с.ш.	35° с.ш.	25° с.ш.
t_7 , °С	11	15	21	27	28
B_c , ккал/(с ² ·год)	20	30	45	60	69
B , ккал/(с ² ·год)	20	29	38	48	51

Таблица 5.3

Формулы взаимосвязи климатических характеристик

1) $t_7 = 35,6d_{t7} + 0,9$	14) $\tau_t = 365d_{\tau t}; \tau_x = 365d_{\tau x}$
2) $t_1 = 1,94 - 40,31d_{t1}$	15) $t_{ct} = S_0/\tau_t; t_{cx} = \Sigma_{-0}/\tau_x$
3) $t_c = 0,585(t_7 + t_1)$	16) $t_c = 13,05 - 26,06d_{\Sigma x}$
4) $S_{10} = 6346 - 8757d_{t1}$	17) $t_c = [\Sigma_0 + \Sigma_{-0}]/365$
5) $B = 1,8t_7 - 0,2$	18) $\Sigma_5 = \Sigma_0 - 139$
6) $Q_c = 2,51t_7 + 41,2$	19) $\Sigma_{10} = \Sigma_0 - 434$
7) $\tau_{cc} = 52,5t_7 + 858$	20) $U = 240,1J + 170,21$
8) $w_7 = 0,48t_7 + 5,67$	21) $U_T = -198J + 667,4$
9) $w_c = 0,46w_7 - 0,35$	22) $S = 0,86U - 28$
10) $w_1 = 2,54w_c(1 - d_{w7})$	23) $A = U/(0,045U + 0,373)$
11) $v_c = 11,8 - 0,78(w_7 - w_1)$	24) $J = 8 \cdot 10^{-7}(\Sigma_{10})^2 - 0,0017\Sigma_{10} + 1,89$
12) $\Sigma_0 = 6931d_{\tau t} - 1412$	25) $\Sigma_{-0} = 1,32\Sigma_0 - 5138$
13) $\Sigma_{-0} = 1854 - 8544d_{\tau x}$	

Формулы связи элементов климата друг с другом и безразмерными параметрами d_{t1} , d_{t7} , $d_{\Sigma x}$, $d_{\Sigma t}$ и J , выявленные путем статистической обработки метеоданных по Западной Сибири, сведены в табл. 5.3. Кроме уже известных обозначений, здесь использованы: Σ_{-0} , Σ_0 , Σ_5 и Σ_{10} – годовые суммы градусоней (градусосуток) при температурах ниже и выше 0, а также выше 5 и 10 °С; w_1 , w_7 и w_c – средняя абсолютная влажность воздуха (упругость водяного пара, мб) в январе, июле и за год; v_c – среднегодовая скорость ветра; t_{ct} , t_{cx} , t_c – средние температуры за теплый, холодный и годовой периоды; τ_{cc} – продолжительность солнечного сияния, ч; Q_c – суммарная солнечная радиация, ккал/(см² · год).

Достоверность формул (R^2) в табл. 5.3, вычисленная по стандартной компьютерной программе Excel, в основном выше 0,9. Исходными данными для расчета ЭК по табл. 5.3 являются относительные климатические параметры, предварительно вычисляемые по формулам (5.3)–(5.7), в первую очередь d_{t7} или d_{t1} и J . Первой из размерных ЭК рассчитывается температура самого теплого месяца t_7 , обладающая, как выяснилось, наибольшей “влиятельностью” (с ней прямо или косвенно связано большинство ЭК), а затем в зависимости от нее, по цепочке, в порядке расположения формул, остальные.

В графическом виде связи между некоторыми характерными ЭК представлены на рис. 5.3–5.6, а также на рис. 5.7 и 5.8.

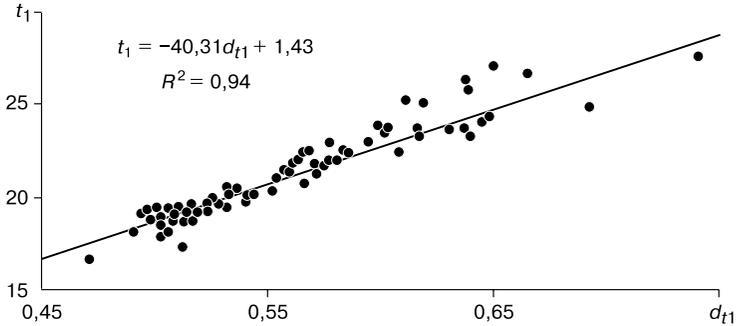


Рис. 5.3. Связь t_1 и d_{t1} .

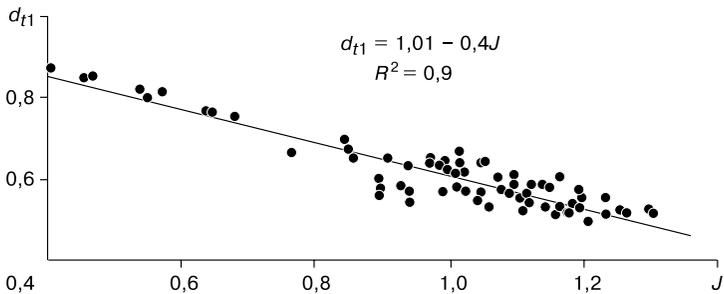


Рис. 5.4. Связь J и d_{t1} .

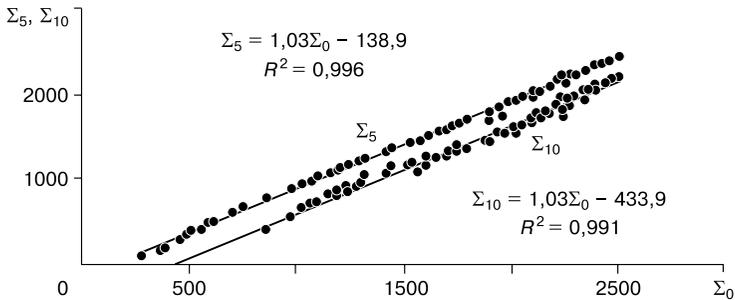


Рис. 5.5. Связь Σ_0 , Σ_5 и Σ_{10} .

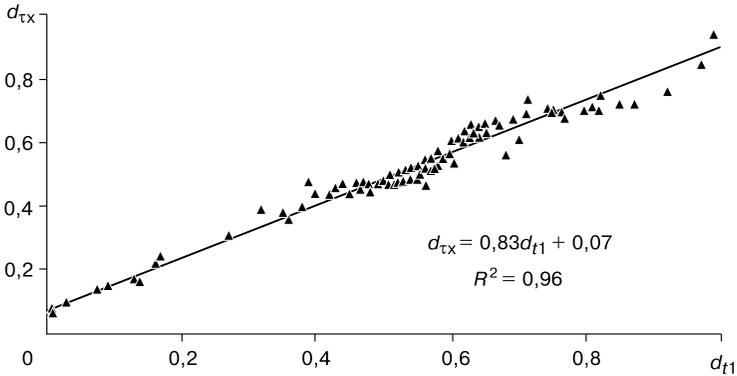


Рис. 5.6. Связь d_{tx} и d_{t1} .

Из всех климатических параметров наименее изменчива амплитуда колебаний температуры воздуха (2А). Практически на всей территории Западной Сибири, за исключением Крайнего Севера, она изменяется в пределах 36–40 °С, в среднем $2A = 38$ °С, поэтому в первом приближении $t_7 = 38d_{t7}$, $t_1 = -38d_{t1}$. Для сравнения: амплитуда колебаний абсолютной влажности воздуха в этом регионе изменяется больше чем в два раза, от 6,9 мб на о. Белый (Крайний Север) до 14,1 мб в Омске [44]). В свете изложенного выше об определенной аналогии пространственных и временных перемещений, малая пространственная изменчивость амплитуды колебаний температуры воздуха означает и примерное ее постоянство во времени в любой точке пространства, другими словами – можно предположить, что примерно такая амплитуда колебаний температуры была и в течение всего голоцена.

Центры симметрии оппозиций в разных климатических дихотомиях, равные 0,5, лежат в довольно узком диапазоне $J = 0,8-1,2$, а наибольшее сгущение точек наблюдается на отметке $J = 1$ (см. рис. 5.2). С областью $J = 0,8-1,2$ совпадает и ось (полоса) симметрии доминанты D . Как уже отмечалось, значения $J = 0,33$ и $J = 3$, ограничивающие область с более или менее благоприятными условиями – от тундры до полупустынь включительно, на логарифмической числовой шкале симметричны и примерно совпадают с концевыми и централь-

ным значениями шкалы групповой палинодоминанты D , также равными 0,33; 1 и 0,33. Ось симметрии, делящая фитосферу по вертикали на две части – плювиофитосферу и ксерофитосферу, находится между лесом и степью (см. рис. 2.5). Это некая переходная область, полоса между $J = 0,8$ и $J = 1,2$, где $|t_1|$ и t_7 примерно равны, а среднегодовая температура воздуха t_c близка к 0°C .

Вторая координата климатического поля, *радиационный баланс* B , или его обобщенная величина $B_{об} = B/B_{\max}$, также имеет ось симметрии, примерно совпадающую с границей III и IV термических поясов – суббореального и субтропического, где $B \approx 50$ ккал/(см² · год) и меняется вид формул d_{11} и d_{17} . Эта граница делит фитосферу на две части по горизонтали (см. рис. 2.5): условно холодную (I–III пояса) и теплую (IV–V пояса). Вторая отличается от первой тем, что средняя температура самого холодного месяца в ней не опускается ниже 0°C , вода здесь никогда не замерзает и растения находятся в максимально комфортных условиях.

К какой части фитосферы, теплой или холодной, влажной (плювиофитосфере) или сухой (ксерофитосфере) относилась данная территория в прошлом, можно определить, только проводя аналогию между содержанием полного ископаемого палиноспектра соответствующего возраста и составом растительности в указанных частях современной фитосферы. Рассчитать это невозможно, поскольку сами формулы, их вид, зависят от того, в какой части фитосферы формировался данный палиноспектр. Но проверить, подтвердить это в дальнейшем расчетом можно и желательно. Покажем, каким образом это делается. Подставив в (5.10) значение $B = 50$ ккал/(см² · год), находим соответствующее ему значение $\Sigma_{10} = 4000$ градусодней. Вычислив для рассматриваемого палиноспектра величину Σ_{10} с помощью 12-й и 19-й формул табл. 5.3 и сравнив ее с $\Sigma_{10} = 4000$, определяем принадлежность палиноспектра к холодной или теплой фитосфере. Если Σ_{10} больше 4000 градусодней, то теплая фитосфера, если меньше – холодная.

Выяснилось, что параметр Σ_{10} в пределах холодной фитосферы можно использовать и для маркирования центра симметрии другой координаты климатического поля $J = 1$. На рис. 5.7 приведен график зависимости J от Σ_{10} в холодной фитосфере. Из него видно, что при $\Sigma_{10} < 1500$ градусодней величина J практически постоянна и равна 1,

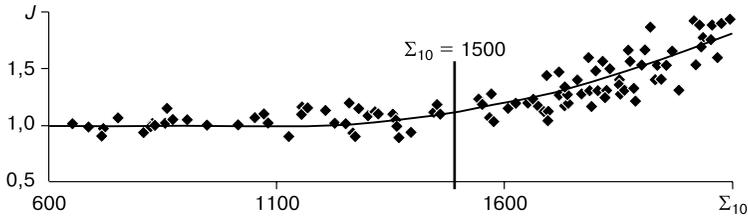


Рис. 5.7. Связь J и Σ_{10} .

и только при $\Sigma_{10} > 1500$ ее значение начинает меняться (см. также 24-ю формулу в табл. 5.3):

$$J = 0,0013\Sigma_{10} - 0,964.$$

Величине $\Sigma_{10} = 1500$, согласно [27], соответствует величина $B = 25$ ккал/(см²·год) ($B_{от} = 0,25$). Поэтому условия $\Sigma_{10} < 1500$ ($B < 25$ ккал/(см²·год)) или $\Sigma_{10} > 1500$ ($B > 25$ ккал/(см²·год)) могут служить определителями положения палиноспектра относительно оси $J = 1$: если выполняется первое условие, палиноспектр относится к плювиофитосфере, если второе, – к ксерофитосфере. Это следует также из графика М.И. Будыко (см. рис. 2.5), на котором видно, что при $B < 25$ ккал/(см²·год) ксерофитосфера практически отсутствует.

Водный баланс территории включает в себя осадки U (приходная статья баланса) и сток S с испарением E (расходные статьи). Годовая сумма осадков при известных J и B вычисляется из выражения $J = B/UL$. Для повышения надежности расчета найдем другой, не связанный непосредственно с радиационным балансом, способ определения U . В отличие от тепловых характеристик климата, которые более или менее монотонно изменяются по координате J , суммы осадков как за год, так и за теплый и холодный сезоны, сначала растут (при $J = 0-1$), а затем убывают. Получены формулы зависимости сумм осадков за год и за теплый сезон (U_T , см) от индекса сухости (рис. 5.8):

$$U = aJ + b, \quad (5.11)$$

$$U_T = a_T J + b_T, \quad (5.12)$$

где a , b и a_T , b_T – коэффициенты, равные: $a = 24$; $b = 17$; $a_T = 21,2$; $b_T = 9,3$ при $J < 1$ и $a = -19,8$; $b = 66,7$; $a_T = -13,7$; $b_T = 49,7$ при $J > 1$.

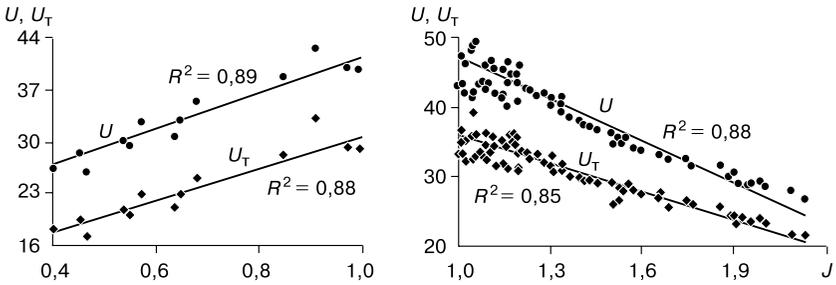


Рис. 5.8. Зависимость сумм осадков U и U_T от индекса сухости J .

Коэффициенты корреляции R сумм осадков и индекса сухости в формулах (5.11), (5.12) равны квадратному корню из значений надежности R^2 на графиках рис. 5.8 и составляют 0,92–0,94.

Сумма осадков за холодный период (количество выпавшего снега) определяется как разность ($U - U_T$), обычно она в 2–3 раза меньше U_T .

Сток состоит из двух неравноценных, разных по происхождению частей: *надземный* или *паводочный* (S_n) и *подземный* (S_p). Основную ценность для жизни растений представляет подземный сток, ответственный за запасы почвенной влаги. В северной части Западной Сибири из-за наличия вечной мерзлоты надземный сток сильно превышает подземный, в тундре в 4–6 раз, к южной границе плейстоценовой тосферы разница между ними убывает.

Для определения стока можно использовать график зависимости годовых сумм стока S (см) от осадков U (см) [5] или его аппроксимацию – 22-я формула в табл. 5.3.

Испарение определяется как разность осадков и стока: $E = U - S$. Сумма испарения и подземного стока – *валовое увлажнение* $w = E + S_p$ – является наиболее значимой для органической жизни частью водного баланса. Величина w близка к сумме осадков за теплый период года (например, в Западной Сибири от тундры до средней тайги включительно $U_T \approx 115$ см, а $w \approx 105$ см [36]) и примерно в 1,4–1,5 раза меньше годовой суммы осадков [47].

Величины основных элементов годового водного баланса на всей суше составляют [47]: осадки $U = 73$ см, полный сток рек $S = 26$ см, испарение $E = 47$ см. Если U принять за 100 %, то $S = 36$, а $E = 64$ %,

Таблица 5.4

Распределение экстремальных и средних значений элементов климата по зонам

Зона	d_{f1}	$d_{гк}$	$d_{мк}$	J	Σ_{10}	$t_1, ^\circ\text{C}$	$t_f, ^\circ\text{C}$	$t_c, ^\circ\text{C}$	$U, \text{см}$
Т	0,84-0,65 (0,75)	0,72-0,68 (0,70)	0,60-0,51 (0,55)	0,4-0,8 (0,6)	0-370 (100)	-24,4	6,5-13 (9,8)	-10,5...-8 (-9,3)	31-37 (32)
Лт	0,68-0,64 (0,66)	0,68-0,63 (0,65)	0,52-0,47 (0,49)	0,7-1 (0,75)	370-660 (500)	-23,7	13-14 (13,5)	-8...-7 (-7,5)	37-40 (42)
СТ	0,65-0,60 (0,62)	0,65-0,60 (0,62)	0,48-0,38 (0,43)	0,9-1,1 (1)	660-930 (790)	-23,5	14-15,5 (14,8)	-7...-5,5 (-6,3)	40-48 (45)
СрТ	0,61-0,54 (0,57)	0,60-0,50 (0,55)	0,40-0,30 (0,35)	0,9-1,2 (1,05)	930-1370 (1140)	-21,4	15,5-16,5 (16,0)	-5,5...-2,5 (-4,0)	41-54 (46)
ЮТ	0,56-0,51 (0,54)	0,52-0,49 (0,50)	0,33-0,22 (0,27)	1-1,3 (1,15)	1370-1570 (1460)	-18,9	16,5-17,5 (17)	-2,5...-0,3 (-0,9)	45-50 (44)
Пр	0,53-0,50 (0,52)	0,51-0,49 (0,50)	0,25-0,21 (0,23)	1,25-1,3 (1,27)	1570-1680 (1620)	-17,6	17,5-18 (17,8)	-0,3...0 (-0,1)	40-45 (42)
СЛс	0,52-0,50 (0,51)	0,50-0,48 (0,49)	0,22-0,20 (0,21)	1,3-1,5 (1,4)	1680-1760 (1720)	-18,4	17,5-18,5 (18)	0...0,3 (0,1)	35-40 (38)
ТЛс	0,51-0,49 (0,5)	0,50-0,48 (0,49)	0,21-0,18 (0,19)	1,5-2 (1,7)	1760-2060 (1910)	-18,6	18,5-19,5 (19)	0...0,5 (0,2)	30-35 (35)

т. е. пропорция распределения статей расхода воды, поступающей на сушу из атмосферы, близка к ЗС. В близкой к этому значению пропорции разделены и надземная и подземная части стока: $S_{\text{п}} = 8,1$ см, $S_{\text{н}} = 17,9$ см или $S_{\text{п}} = 31$ %, $S_{\text{н}} = 69$ %.

Поскольку все формулы климатических связей эмпирические, не очень точные, то для верификации искомой величины полезно рассчитывать ее по разным формулам и представлять в виде некоторого диапазона возможных значений. В частности, это касается радиационного баланса, наблюдения за которым ведутся на ограниченном числе метеостанций и потому недостаточно репрезентативны. Этот показатель рекомендуется определять по всем трем формулам (5.8)–(5.10).

Для удобства анализа составлены схематические карты распределения основных элементов современного климата в пределах Тюменской и Омской областей (рис. 5.9–5.17) и определены диапазоны их изменения и средние значения в геоботанических зонах (табл. 5.4).

Обзор схематических климатических карт показывает, что распределение ЭК довольно существенно отклоняется от широтной зональности, особенно на севере, где изолинии ЭК имеют скорее меридиональное направление, чем широтное, и меридиональные градиенты зачастую больше широтных. Таким образом сказывается потенциал давления между Исландским минимумом и Якутским максимумом, управляющий здесь потоками тепла и влаги, их направлением и интенсивностью. Из-за этого на востоке региона климат холоднее и суше, чем на западе. Не слишком совпадают изолинии ЭК и с границами геоботанических зон и подзон. Исключение составляют суммы положительных среднесуточных температур воздуха. В геофизиологии эти суммы, так же как и суммы отрицательных среднесуточных температур воздуха, по аналогии с количеством (импульсом) движения в механике часто называют количеством (импульсом) соответственно *тепла* и *холода*. Очертания изолиний количества тепла довольно близки к очертаниям границ геоботанических комплексов. Устойчивую фитосферу характеризуют температуры воздуха примерно от 5 °С и выше. Южную границу зон и подзон приблизительно можно сопоставить со следующими изолиниями Σ_5 (рис. 5.16): *тундры* – $\Sigma_5 = 900$, *лесотундры* – $\Sigma_5 = 1100$, *северной тайги* – $\Sigma_5 = 1350$, *средней тайги* – $\Sigma_5 = 1850$, *южной тайги* – $\Sigma_5 = 2000$, *подтайги* – $\Sigma_5 = 2150$, *северной лесостепи* – $\Sigma_5 = 2250$, *типичной лесостепи* – $\Sigma_5 > 2400$.

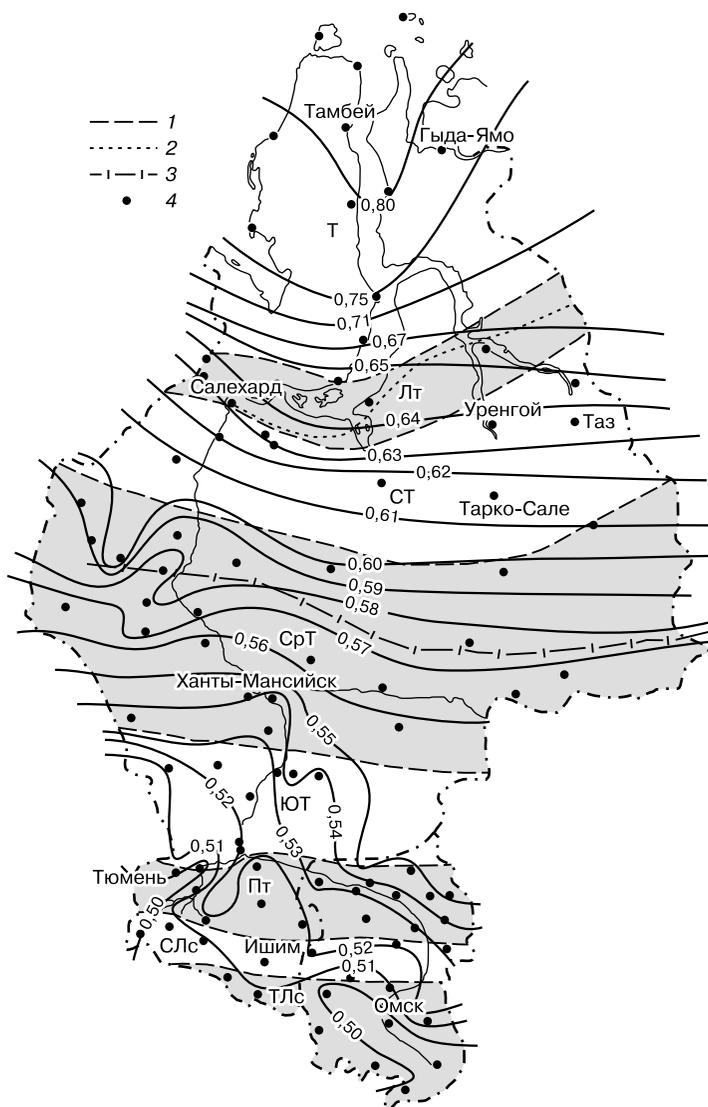


Рис. 5.9. Изолинии d_n .

1 – границы зон и подзон (Т – тундра, Лт – лесотундра, СТ – северная тайга, СрТ – средняя тайга, ЮТ – южная тайга, Пт – подтайга, СЛс – северная лесостепь, ТЛс – типичная лесостепь); 2 – граница сплошной вечной мерзлоты; 3 – граница вечной мерзлоты; 4 – метеостанции.

5. Климатические подсистемы

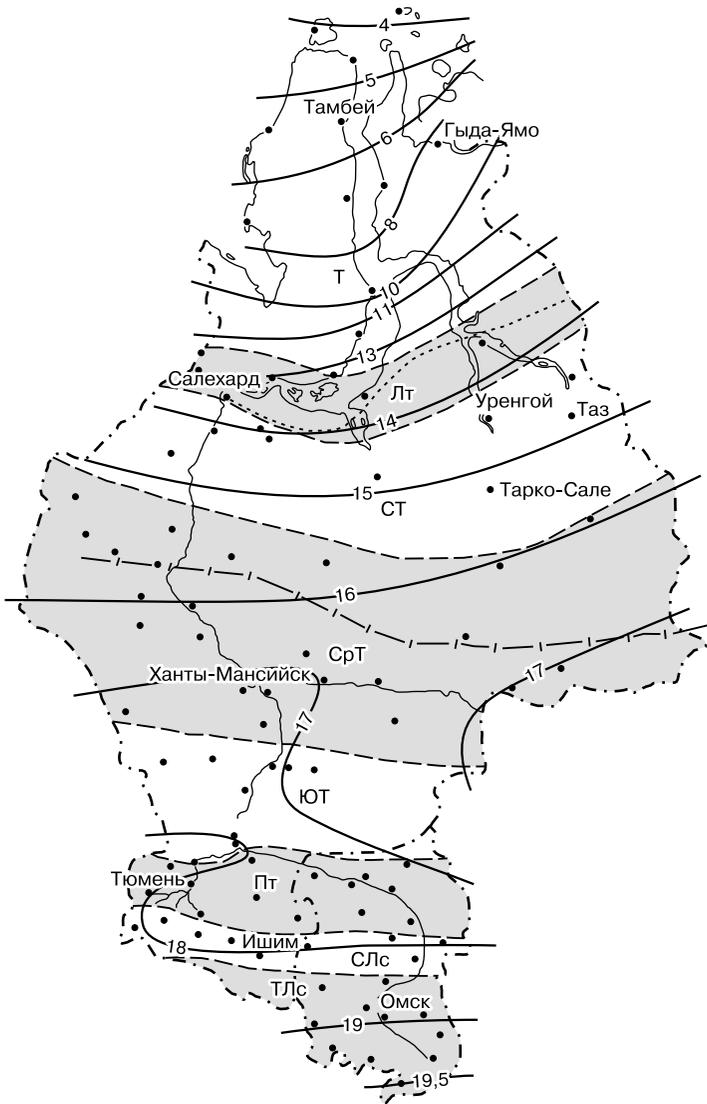


Рис. 5.10. Изолинии t_7 ($^{\circ}\text{C}$).

Усл. обозн. см. на рис. 5.9.

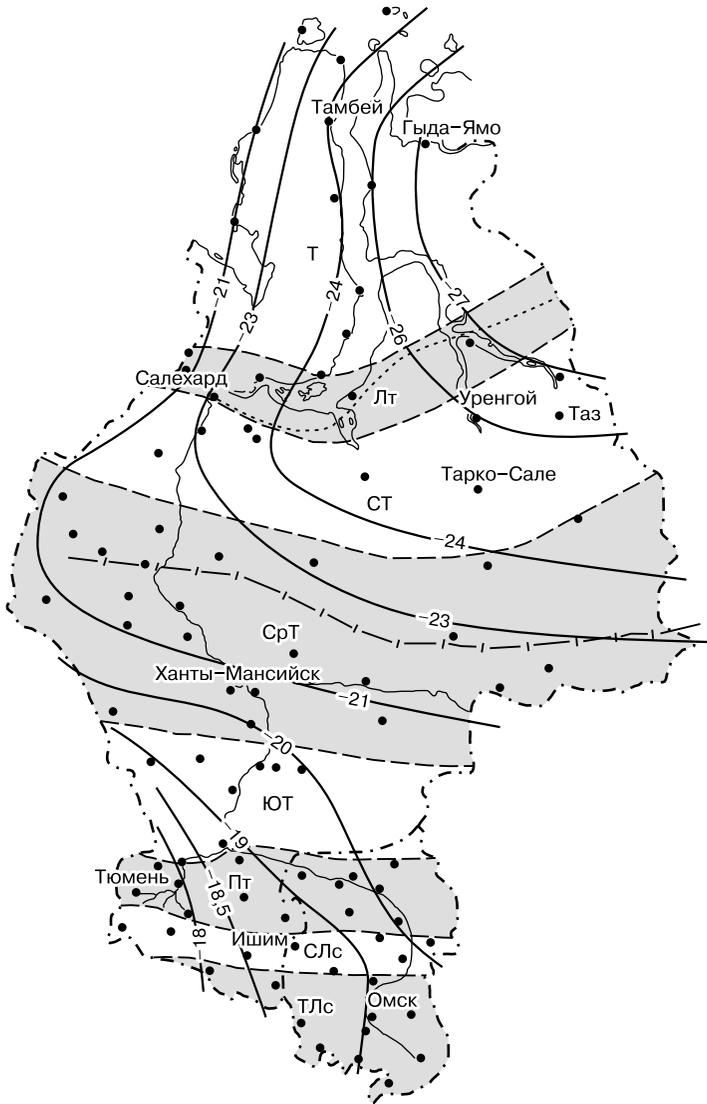


Рис. 5.11. Изолинии t_1 ($^{\circ}\text{C}$).

Усл. обозн. см. на рис. 5.9.

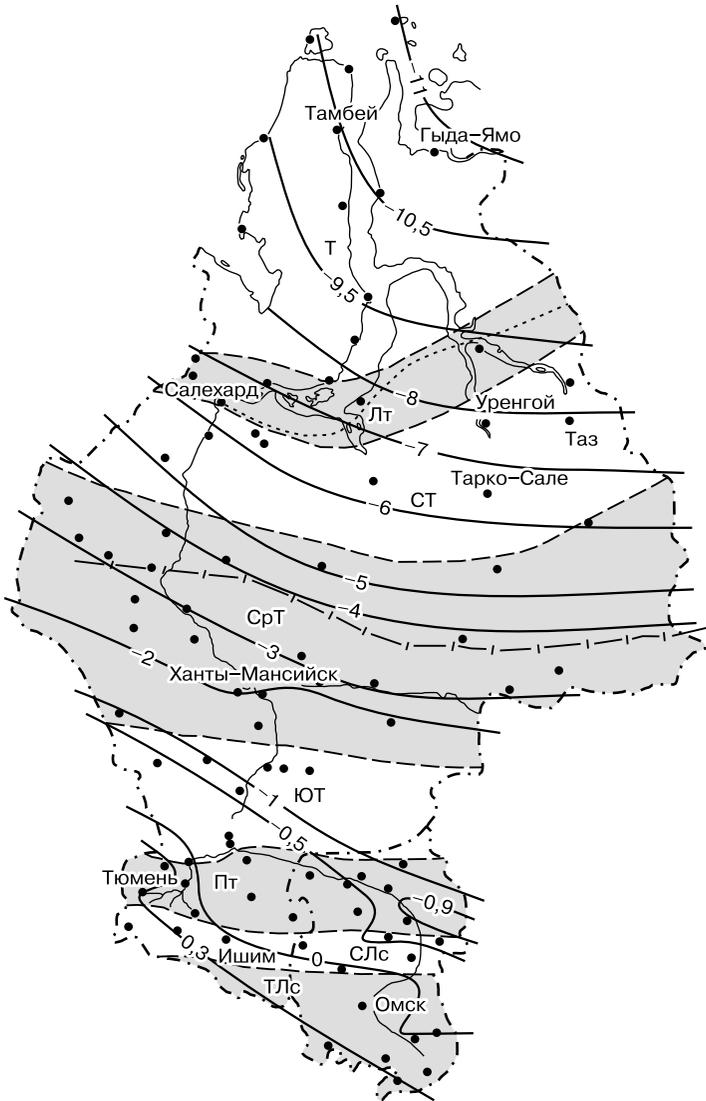


Рис. 5.12. Изолинии t_c ($^{\circ}\text{C}$).

Усл. обозн. см. на рис. 5.9.

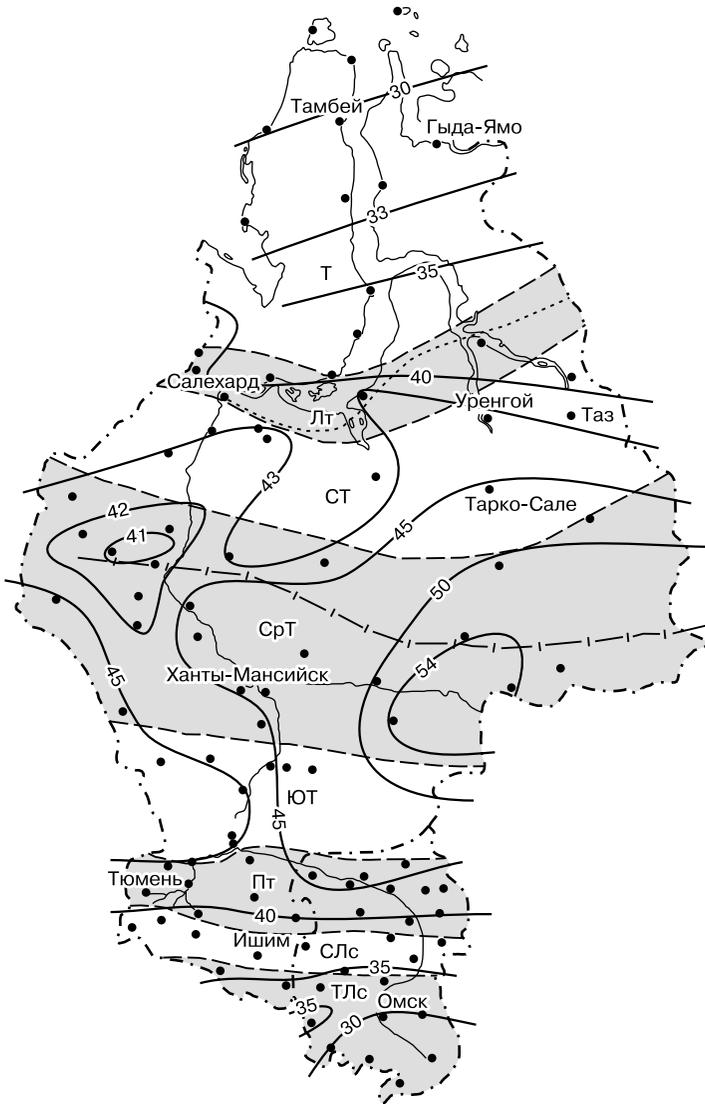


Рис. 5.13. Изолинии U (см).

Усл. обозн. см. на рис. 5.9.

5. Климатические подсистемы

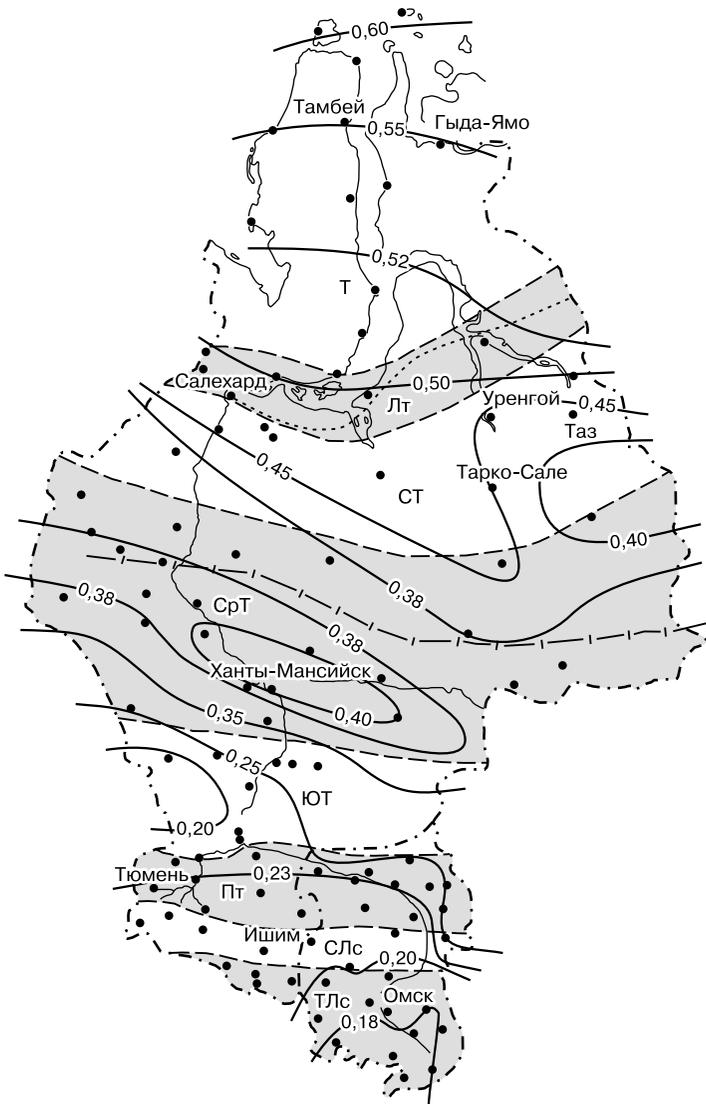


Рис. 5.14. Изолинии $d_{их}$.

Усл. обозн. см. на рис. 5.9.

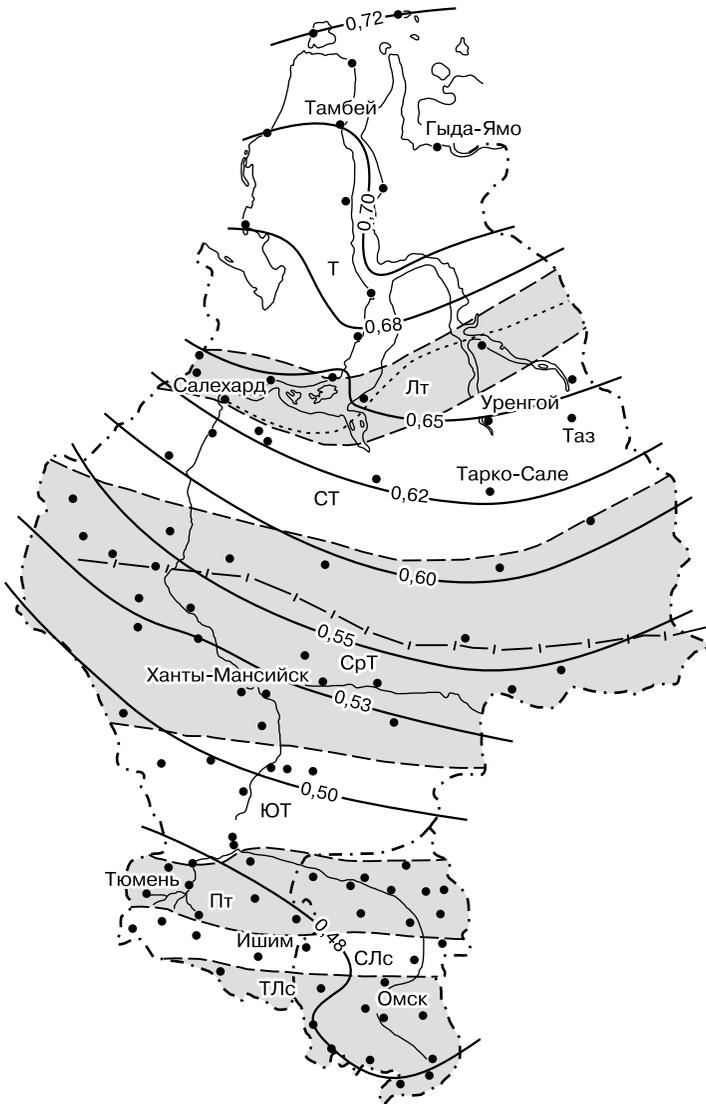


Рис. 5.15. Изолинии $d_{тх}$.

Усл. обозн. см. на рис. 5.9.

5. Климатические подсистемы

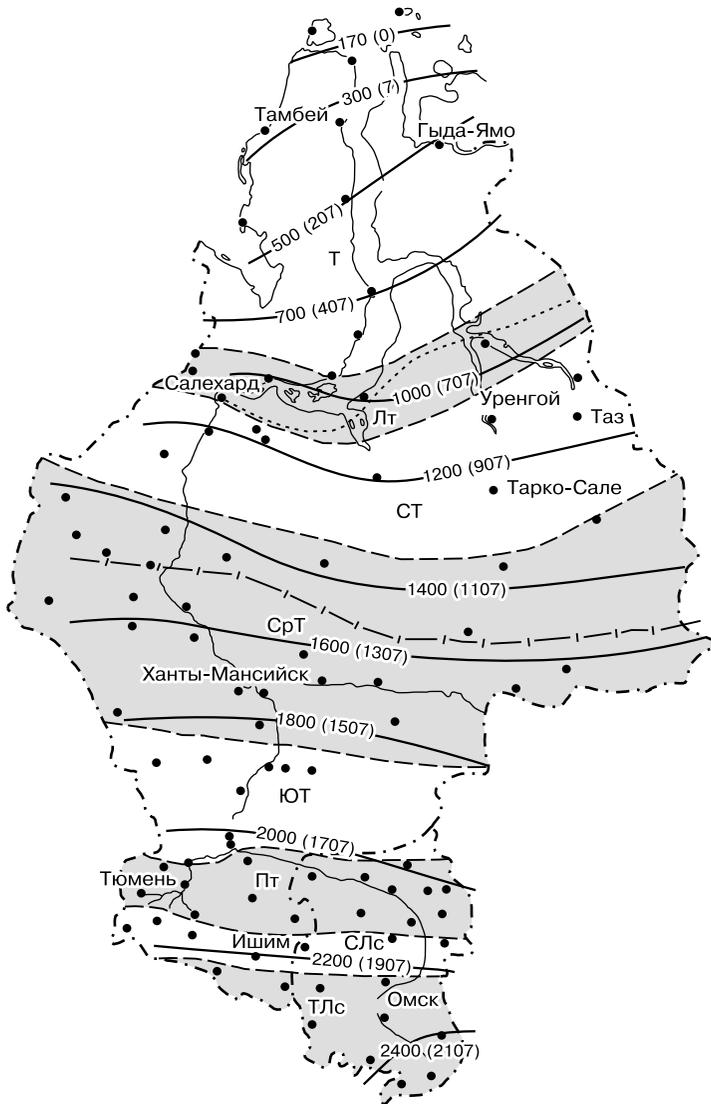


Рис. 5.16. Изолинии Σ_5 и Σ_{10} .

Усл. обозн. см. на рис. 5.9.

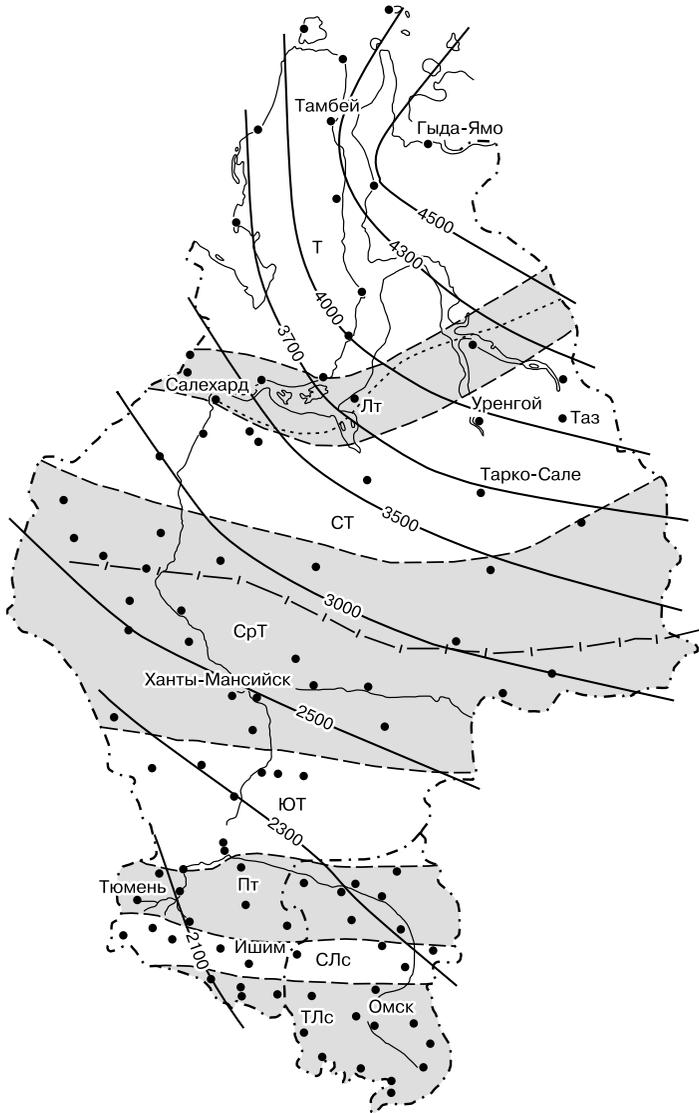


Рис. 5.17. Изолинии Σ_0 .

Усл. обозн. см. на рис. 5.9.

Климат и криолитосфера. Для природных условий Западной Сибири характерно наличие вечной (многолетней) и сезонной мерзлоты. “Мерзлота”, или криолитогенный комплекс (криолитосфера), включающая в себя мерзлые грунты, льды и льдоподобные образования (газогидраты) и являющаяся, в общем, продуктом климата, на больших отрезках времени и сама через посредство барического фактора и сложный массообмен с атмосферой определенным образом влияет на его параметры и динамику.

Особенности криолитосферы Западной Сибири обусловлены в основном двумя факторами:

- 1) неоднократной сменой холодных (ледниковых) и теплых эпох, а также морских трансгрессий и регрессий в четвертичный период;
- 2) наличием в северной части территории газогидратов и нахождением ее в течение длительного времени ниже уровня моря.

В тундре и лесотундре вечномерзлые породы имеют сплошное распространение, их мощность увеличивается от 250–300 м на широте Полярного круга до 500–550 м на 70° с.ш. Южная граница сплошной вечной мерзлоты лежит в лесотундре и примерно совпадает с изолинией $\Sigma_5 = 1000$ и $\Sigma_0 = -3634$ (количество холода на этой границе). К югу от Полярного круга примерно до 63° с.ш. вечномерзлые породы имеют двухслойное строение. Верхний слой прослеживается до глубины 30–80 м, в интервале глубин (40–80)...150 м располагаются талые породы, подстилаемые вторым слоем вечной мерзлоты мощностью до 200–300 м.

Иногда в разрезе криолитосферы чередуется несколько мерзлых и талых слоев. Нижний (обычно второй) слой считается реликтовым, оставшимся от холодной эпохи, предшествовавшей климатическому оптимуму в голоцене. При последующем похолодании оттаявшие породы вновь промерзли на 30–80 м.

В более южных районах (от 63 до 60,5° с.ш.) сохранился только нижний (реликтовый) слой вечной мерзлоты. Кровля его залегает на глубине 150–230 м, а подошва опускается до 400–500 м. Южнее Полярного круга вечномерзлые породы имеют несплошное распространение. До 65-й параллели они занимают больше 50 % площади и расположены большей частью на междуречьях, а в зоне тайги приурочены к безлесным торфяникам. Южная граница области несплош-

ного распространения вечной мерзлоты лежит в средней тайге, примерно совпадая с изолинией $\Sigma_5 = 1600$ или $\Sigma_0 = -2843$.

Температурный режим мерзлых пород определяется главным образом температурой воздуха и толщиной снежного покрова. Их среднегодовая температура повышается с севера на юг, до 65-й параллели, от -8 до $-1 \dots -0,5$ °С. Южнее вечномерзлые грунты находятся в неустойчивом (пластично-мерзлом) состоянии при температуре, близкой к 0 °С. Величина утепляющего воздействия снежного покрова составляет 1–4 °С. Поэтому в районах с температурой воздуха $-1 \dots -4$ °С вечномерзлые грунты распространены только на свободных от снега участках. Глубина сезонного оттаивания увеличивается с севера на юг; максимальные ее значения (2–3 м) наблюдаются в песчаных грунтах, минимальные (0,2–0,3 м) в торфах. Глубина сезонного промерзания, благодаря большой толщине снежного покрова, в общем невелика, редко превышает 2–2,5 м в песках и 0,5 м на торфяниках [3, 14, 51].

Согласно принципу актуализма, такое же соответствие границ растительных и геокриологических зон (подзон) и поступающего (уходящего) количества тепла имело место и в четвертичный период.

В конце позднего плейстоцена сплошные мерзлые толщи простирались примерно до 40-й параллели, температура их была ниже, а мощность больше, чем сейчас. В голоцене началось потепление климата. Появление промежуточного, межмерзлотного талого яруса связывают с климатическим оптимумом голоцена 4–8 тыс. лет назад [3], когда среднегодовые температуры воздуха в регионе были на 3–5° выше современных ($-6 \dots -10$ °С). В этих условиях с учетом утепляющего воздействия снежного покрова (1–4 °С) среднегодовая температура поверхности грунта вряд ли была выше 1–2 °С. Расчеты показывают, что при таких температурах поверхности глубина оттаивания в климатический оптимум при максимально возможной его продолжительности (5 тыс. лет) не превысит 60–100 м, в то время как современная подошва промежуточного талого слоя, как правило, расположена ниже этих отметок. Существуют и другие факты, заставляющие усомниться только в климатической обусловленности вертикальной неоднородности мерзлой толщи [30]. Наиболее яркие и показательные из

них – древние, доголоценовые залежи ископаемого льда пластово-линзовидной формы, имеющие мощность до 40 м. Их кровля залегает на глубинах от 2–3 до 20–30 м (реже до 50–100 м) от поверхности. Нет сомнения, что при повышении температуры поверхности до значений, вызывающих оттаивание мерзлой толщи до 100 м и более, эти залежи вытаяли полностью. Ряд палеогеокриологических данных указывает на то, что климатические условия на севере Западной Сибири в первой половине голоцена были достаточно суровыми, чтобы обеспечить возможность формирования крупных полигонально-жильных льдов. Рост этих льдов (сингенетических), осуществлялся параллельно с накоплением вмещающих пойменно-дельтовых осадков. Данное обстоятельство не исключает общеизвестного факта существенного продвижения лесной растительности в современную тундровую зону в рассматриваемый период, чем собственно и обосновывается значительный прирост среднегодовых температур воздуха в это время. Однако для древесной растительности определяющее значение имеет не среднегодовая температура воздуха, а условия теплого времени года: летние температуры, глубина сезонного оттаивания и др., которые, вероятно, и способствовали ее продвижению на север.

Барический фактор. Ранее показано [30], что многоярусное строение толщи криолитозоны может возникнуть не только в результате изменений климата, но и под воздействием менявшихся в ходе трансгрессий и регрессий моря давления, засоленности донных отложений и фазового состава газогидратных залежей. Увеличение геостатического давления и солености горных пород в результате трансгрессии моря вызывает понижение температуры фазового равновесия влаги и оттаивание мерзлоты, и наоборот, независимо от температурных граничных условий. Формулы связи температуры фазовых переходов с давлением и концентрацией порового раствора близки к линейным. Основное влияние, в общем, оказывает засоленность – температура замерзания понижается примерно на $0,75\text{ }^{\circ}\text{C}$ при повышении концентрации раствора на 1 %. Но для открытых и сжимаемых систем большое значение имеет и давление. Понижение фазовой температуры в них доходит до $0,9\text{--}1$, а в среднем колеблется в пределах $0,23\text{--}0,4\text{ }^{\circ}\text{C/МПа}$. Роль барического фактора в “жизни” криолитосфе-

ры существенно возрастает в присутствии *газогидратов*. Газогидраты образуются при низких температурах и высоких давлениях в водо- и газонасыщенных породах. Они похожи на лед как внешне, так и по физическим свойствам. При образовании и тех и других выделяется тепло, вода мигрирует к фронту затвердевания, увеличиваясь в объеме (при образовании газогидратов на 26–32 %, льда – на 9 %) и развивая огромные давления. Один объем воды в гидратном состоянии связывает 70–300 объемов газа. При повышении температуры и (или) понижении давления относительно равновесных значений газогидраты разлагаются на газ и воду. Благоприятными для газогидратообразования термобарическими условиями обладают криолитосфера и придонные отложения Мирового океана.

Природный газ на 80–98 % состоит из метана. Равновесные температуры гидратообразования метана при давлениях 2,6, 1,9 и 0,1 МПа равны соответственно 0, –10 и –83 °С. Следовательно, если давление на кровле газогидратной залежи составляет, например, 2,6 МПа, а температура близка к 0 °С, то при его скачкообразном уменьшении на 0,7 МПа (до 1,9 МПа) температура пород на глубину до 70 м понизится до температуры разложения метаногидрата, в данном случае от 0 до –10 °С, и он начнет разлагаться на газ и воду. В таких условиях на месте разрушающейся газогидратной залежи и около нее начнется льдообразование, даже при положительных (близких к °С) температурах окружающего пространства. *То есть в присутствии газогидратов возможно неклиматическое происхождение “вечной мерзлоты”*.

Таким образом, кардинальным отличием газогидрата (ГГ) от льда является повышение равновесной температуры ГГ при увеличении давления, в то время как у льда она понижается. Поэтому падение давления, например, при отступлении моря или ледника, вызывает разложение ГГ на газ и воду с одновременным понижением равновесной температуры. При достаточной интенсивности процесса это приводит к замерзанию выделившейся воды и охлаждению окружающего грунта, вплоть до его перехода в мерзлое состояние. Вполне вероятно, что этот механизм имеет отношение к образованию пластовых льдов, широко распространенных в мерзлых лессовидных отложениях Крайнего Севера.

Промерзший грунт и лед создают экран, препятствующий выносу газа в атмосферу. Увеличение давления на газо- и льдонасыщенный грунт (при трансгрессии моря или покровном оледенении), наоборот, приводит к оттаиванию подземного льда и образованию газогидратной залежи. Такая газогидратная залежь могла образоваться и в талом газо- и льдонасыщенном слое, заключенном между “современным” и “реликтовым” мерзлыми слоями криолитосферы севера Западной Сибири в плейстоцене во время трансгрессии моря. Затем, во время регрессии моря и понижения в связи с этим геостатического давления она разложилась, оставив после себя талый водо- и газонасыщенный слой.

На рис. 5.18 даны схемы образования мерзлых и талых ярусов при разложении газогидратной залежи (А) после изотермического падения давления и при разной степени засоленности грунтов (Б). Сплошные линии – графики хода по глубине температуры грунта, штриховые – температуры замерзания грунта. Точки их пересечения маркируют границы мерзлых и талых слоев.

Динамика разложения ГГ после изотермического падения давления (при регрессии моря) и последующем его постоянстве отображена на рис. 5.18, А: начальная (1), главная (2) и конечная (3) стадии. На главной стадии происходит разложение ГГ с понижением температуры и переход его в новую фазу: воду (и газ) или лед (и газ). Последнее реализуется при отрицательных начальных температурах либо положительных, но при достаточно быстрых скоростях понижения давления и малых геотермических градиентах. В дальнейшем температуры выравниваются и приходят в соответствие с геотермическим градиентом и температурой окружающего пространства. В предельном случае, т. е. при времени, стремящемся к бесконечности (геологически длительном), если граничные условия, включая новое значение давления, не меняются, температуры грунта принимают свои первоначальные значения (стадия 1).

На рис. 5.18, Б показаны три основных типа мерзлотной ярусности, формирующейся в разных условиях засоленности. Если штриховая линия расположена правее сплошной (температура замерзания выше температуры грунта), то между ними мерзлота (на рисунке заштриховано); если левее, – талый грунт. Первый график (4) отвечает

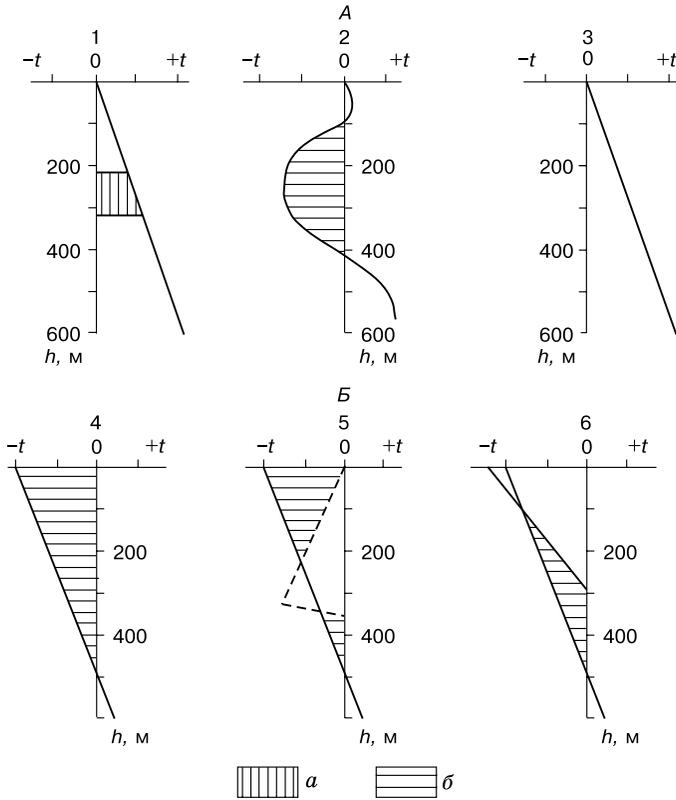


Рис. 5.18. Принципиальная схема образования многоярусного криогенного строения горных пород при разложении газогидратов (*A*) и в разных условиях засоленности (*B*).

1–3 – ход температуры t по глубине h : 1 – до разложения газогидрата, 2 – в процессе и непосредственно после разложения, 3 – спустя геологически длительное время; 4–6 – ход по глубине температуры не засоленного грунта (сплошная линия) и температуры заморзания засоленного (штриховая линия): 4 – грунт не засолен, 5 – степень засоленности сначала увеличивается, а затем падает, 6 – степень засоленности с глубиной уменьшается; *a* – газогидратная залежь; *б* – мерзлая порода.

однородному тепловому состоянию, характерному для незасоленного грунта, когда вечномерзлый массив заключен между поверхностью и нулевой изотермой. Второй график (5): засоленность с глубиной сначала увеличивается, а потом уменьшается. Соответственно изменяется и температура замерзания. В этом случае единый мерзлый массив разбивается на два слоя, разделенных талым (но с отрицательной температурой) прослоем. На третьем графике (6) засоленность с глубиной падает, температура замерзания возрастает. Здесь, наоборот, талый массив разделен мерзлым прослоем.

Динамика температурного поля криолитозоны севера Западной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене в зависимости от давления и засоленности исследовалась на компьютерной модели [30]. Исследования показали зависимость типа криогенной ярусности от направленности изменения засоленности. Криогенная ярусность типа “талый слой–мерзлый слой–талое основание” возникает при уменьшении засоленности с глубиной. Криогенная ярусность типа “мерзлый слой–талый слой–мерзлый слой–талое основание” появляется при увеличении засоленности с глубиной. Криогенная ярусность практически не образуется в незасоленных грунтах. Под дном моря они сохраняют свое твердомерзлое состояние, возможно лишь незначительное их оттаивание, что зафиксировано расчетом в начале казанцевской трансгрессии [30]. Многоярусность строения криолитосферы формируется в основном на начальных стадиях транс- и регрессивных этапов длительностью 5–7 тыс. лет, как результат запаздывания реакции среды на изменение внешних условий. В дальнейшем тепловое состояние породы и измененные внешние условия уравниваются. В предельных случаях, фактически через 15–20 тыс. лет, образуется либо сплошная толща мерзлоты на талом основании (в холодные регрессивные эпохи, когда температуры поверхности ниже температуры фазового равновесия), либо мерзлота полностью оттаивает в трансгрессивные эпохи, когда соотношения температур обратные.

Противоположная направленность фазовых превращений газогидратов и льда при изотермическом изменении давления (при его понижении ниже равновесного значения газогидраты переходят в жидкую фазу, а вода в твердую, и наоборот) приводит к тому, что эти

в общем-то родственные природные образования становятся антиподами, появление и накопление одного ведет к разрушению другого. Но существует предел, за которым возникает обратная отрицательная связь, приводящая взаимодействующие антиподы к динамическому равновесию (принцип Ле Шателье–Брауна). В некоторых климатических моделях допускается возможность прогрессирующего (необратимого) развития процесса потепления климата (возникновения положительной обратной связи или цепной реакции) при разложении газогидратных залежей за счет того, что выделившийся газ при поступлении в атмосферу вызовет парниковый эффект, усиливающий первоначальное потепление климата и еще бóльшую эмиссию газа и затем еще большее потепление и т. д.

Учитывая антиномию газогидрата и льда, это вряд ли произойдет – неограниченному выносу газа в атмосферу воспрепятствует мерзлотный экран, образующийся при разрушении ГГ. Об этом косвенно свидетельствуют данные о составе древнего воздуха в кернах антарктического льда [59], согласно которым в начале теплых, межледниковых эпох при интенсивном разрушении (оттаивании) криогенного комплекса – льда, мерзлых грунтов и газогидратов, резко возросло количество газа в атмосфере, а затем постепенно уменьшалось, по-видимому, по мере создания мерзлотного экрана, препятствовавшего убыли газа из литосферы, достигая минимума к началу нового оледенения. За последние примерно 130 тыс. лет прослеживается три таких криоцикла.

Таким образом, в позднем плейстоцене (в холодные эпохи) климат благоприятствовал образованию и сохранению всего криогенного комплекса, не только мерзлых горных пород, но и газогидратов. В голоцене, особенно в период его оптимума, и те и другие в значительной степени деградировали, область их существования сдвинулась далеко на север, оставив многочисленные физические и морфометрические следы своего прежнего широкого распространения. В этом отношении наиболее характерными являются лессовые породы, отличительные свойства которых – макропористость, мало-влажность, повышенная карбонатность, вертикальные (в направлении тока газов) удлиненность макропор и трещиноватость, неустойчивость в водной среде, вызывающая просадочность при замачивании –

обусловлены процессами образования льда и газогидратов в холодные эпохи и их разрушения (оттаивания с последующим обезвоживанием и дегазацией) в теплые [31]. Индикатором прежнего присутствия газогидратов или льда является величина просадочности. У лессов, образовавшихся при разложении газогидратов (таких лессов примерно 25 %), она существенно выше, чем у лессов, образовавшихся при вытаивании льда, потому что вода при образовании газогидратов увеличивается в объеме в 3–3,5 раза больше, чем при льдообразовании (26–32 % против 9 %, см. выше).

6. КЛИМАТИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ПРОДУКТИВНОСТИ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА, ОСОБЕННОСТИ ЕЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Фитопродукция и фитомасса, особенности распределения.

Пыльца и споры – это зачаточная продукция растений, предназначенная для их размножения, репродукции, из-за малой массы не имеющая значимой питательной ценности. Контролируемая климатом, она обуславливает климатическую зависимость и основной (пищевой, трофической) продукции растительности – источника питания всего живого, показателями которой являются ежегодный прирост ее массы (фитопродукция Pr) и собственно масса (фитомасса Vm).

На рис. 6.1, заимствованном из [5], показана зависимость величины Pr от радиационного баланса B и индекса сухости J . Максимум фитопродукции при всех значениях B примерно совпадает не с осью равновесия тепла и теплового эквивалента осадков $J = 1$, а со значе-

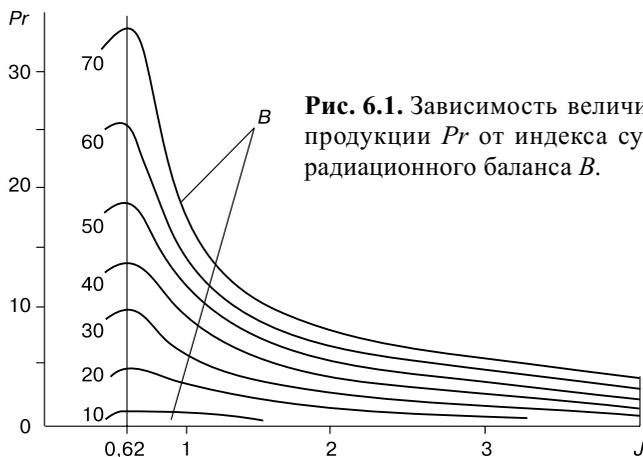


Рис. 6.1. Зависимость величины фитопродукции Pr от индекса сухости J и радиационного баланса B .

ниями $J \approx 0,62-0,65$, что близко к ЗС. По-видимому, продуктивность растительного покрова зависит не столько от осадков, сколько от валового увлажнения территории w , которое меньше осадков U на величину наземного стока S_n . То есть максимум Pr отвечает равновесию тепла и валового увлажнения, характеризующего ежегодно обновляемый запас почвенной влаги, от которой в первую очередь зависит продуктивность растительного покрова.

Фитопродукция и фитомасса, так же как и вес доминантной группы палиноспектра, уменьшаются в сторону арктических и жарких пустынь, в направлении уменьшения и увеличения индекса сухости J соответственно. Это видно из рис. 6.2 [20], на котором показано зональное распределение фитопродукции и фитомассы: в приатлантическом и континентальном секторах Евразии и Северной Африки величины Pr и Vm четко следуют за J , минимум и максимум последнего и минимумы Pr и Vm приурочены к 24-й и 66-й параллелям – поясу жарких пустынь с одной стороны и поясу арктических пустынь и тундр с другой. 24-я параллель делит угловое пространство между экватором и Полярным кругом в пропорции, близкой к ЗС: 0,36 и 0,64.

В табл. 6.1 приведены средние величины фитопродукции Pr , фитомассы Vm , их отношения $W_{06} = Pr/Vm$, а также B и J для разных термических поясов и биоклиматических областей. Термические пояса соответствуют дифференциации (дискретизации) климатического поля Земли на рис. 2.5 по оси B , а гумидо-аридные области – по оси J . Значения Pr и Vm взяты по данным [1], B и J – по данным [5].

Продуктивность растительности убывает в направлении от тропического к полярному поясу и от гумидного климата к аридному. Постоянство биомассы соответствует предположению об устойчивости и даже о “вечности” фитосферы в целом. При постоянном ежегодном производстве фитопродукции и добавлении ее к фитомассе это означает, что примерно такая же часть фитомассы ежегодно отмирает, уступая место новой поросли. Отношение $W_{06} = Pr/Vm$ имеет смысл продолжительности цикла обновления фитомассы – фитоцикла, в течение которого состав фитосферы полностью обновляется. Максимальный период полного обновления у растительности бореального пояса (29 лет), минимальный – у растительности полярного пояса (около 11 лет). Примерно такая же, как у полярного, продолжи-

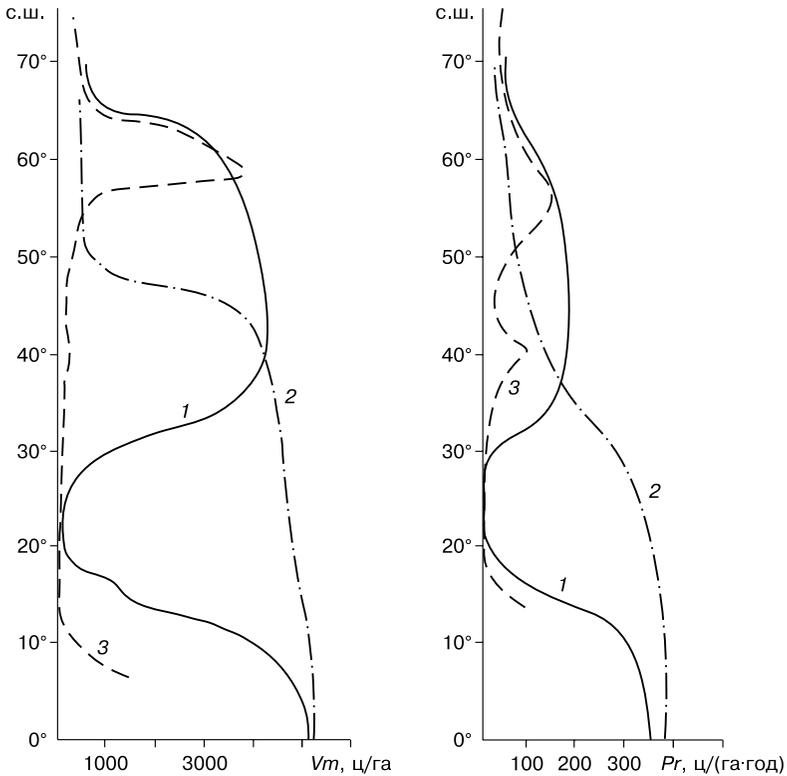


Рис. 6.2. Зональное распределение фитомассы Vm и фитопродукции Pr . Секторы: 1 – приатлантический, 2 – притихоокеанский, 3 – континентальный.

тельность субтропического и тропического фитоциклов (10,3 и 12,2, в среднем около 11 лет). Средняя продолжительность бореального и суббореального фитоциклов около 22 лет. Таким образом, если присоединить к бореальному и тропическому поясам родственные суббореальный и субтропический, то округленные до целых чисел величины фитоциклов трех основных поясов Земли составят: полярного 11 лет, бореального 22 года, тропического 11 лет. То есть циклы полного обновления растительности основных термических поясов Зем-

ли по продолжительности совпадают с известными 11-летним и двойным 11-летним циклами солнечной активности. Если это случайное совпадение, то счет этой случайности – тысячи лет. На оси J максимальные циклы обновления на всех термических поясах у гумидной флоры. Средняя продолжительность обновления всей фитомассы Земли и ее гумидной части примерно одинаковы – около 19 лет.

Для анализа распределения циклических структур часто используется последовательность Фибоначчи: 0, 1, 1, 2, 3, 5, 8, ..., в которой каждый последующий член равен сумме двух предыдущих, а начиная с пятого отношение последующего к предыдущему с погрешностью меньше 0,1 % равно $1/\Phi \approx 1,618$ [43]. Этому правилу, возможно, следует увеличение радиуса Земли в периоды циклов ее тектонической активности – в период альпийской складчатости площадь земной сферы увеличилась, по расчету Е.А. Бельшесова [4], с 200 до 510 млн км² – в 2,55 раза, а соответственно ее радиус – в 1,6 раза. Из табл. 6.1 следует, что и распределение суммарных величин продукции Pr по термическим поясам, начиная с суббореального, довольно точно следует правилу Фибоначчи. Согласно этому правилу, величина Pr (т/(га · год)) в суббореальном поясе должна быть равна $1,6 + 6,5 = 8,1$, а фактически $Pr = 7,9$; в субтропиках должна быть $6,5 + 7,9 = 14,4$, а фактически 14,2; в тропиках – $7,9 + 14,4 = 22,3$, а фактически 18,5.

Таблица 6.1

Радиационный баланс (B , ккал/(см² · год)), индекс сухости (J) и средние значения фитопродукции (Pr , т/(га · год)), фитомассы (Vm , т/га), продолжительности фитоцикла ($W_{об}$, год)

Термические пояса	B	J	Pr	Vm	$W_{об}$
I. Полярный	0...10	0,2...0,7	1,6	17,1	10,7
II. Бореальный	10...25	0,3...1	6,5	189,2	29,1
III. Суббореальные:	25...45	0,33...3,5	23,6	374,5	15,8
гумидные	–	0,33...1	12,6	342,0	27,1
семиаридные	–	1...2	8,2	20,8	2,5
аридные	–	2...3,5	2,8	11,7	4,2
V. Тропические:	>65	0,33...2,1	45,3	554,8	12,2
гумидные	–	0,33...1	29,2	440,4	15,1
семиаридные	–	1...2	14,1	107,4	7,6
аридные	–	2...2,1	2,0	7,0	3,5

Выразим значения Pr этого трехчленного ряда в обобщенном виде (нормируем по единице): **1.** $(7,9 - 7,9)/(18,5 - 7,9) = 0$; **2.** $(14,2 - 7,9)/(18,5 - 7,9) = 0,594$; **3.** $(18,5 - 7,9)/(18,5 - 7,9) = 1$. Получаем дихотомию: 0,594 и 0,406. Осевая точка 0,594 всего на 3 % “не дотягивает” до ЗС. Примерное следование распределения фитопродукции, так же как и водных ресурсов (см. выше), пропорции ЗС означает, что на большей части суши оно близко к устойчивому равновесию с внешней средой.

Вообще распределение элементов географической среды непрерывно, их изменение, замена одних другими происходит постепенно, если только нет естественных гидро- или орографических преград. Возможность разрывов сплошности географического континуума, выделения в нем однородных участков с дискретными характеристиками, обычно выражаемых в табличной форме, связана, во-первых, с разной плотностью распределения признаков, во-вторых, с ограниченной разрешающей способностью наблюдательского аппарата, в-третьих, с сознательным пренебрежением некоторых малых изменений признаков и их осреднением, что допустимо в местах с низкой плотностью распределения. Поэтому границы условно однородных участков (ландшафтных комплексов) нечетки, расплывчаты, а характеризующие их параметры перекрываются друг другом, что затрудняет их точное определение. Во многих случаях предпочтительней непрерывное представление географической среды и количественное выражение взаимозависимости ее показателей во всем диапазоне их изменений, т. е. в виде формул, а не таблиц. Приведенный выше рис. 2.5 демонстрирует довольно устойчивую зависимость фитопродукции всего от одного показателя – стока, что закономерно: поскольку растения состоят преимущественно из воды, то прибыль или убыль их массы – главным образом воды, должна контролироваться их стоком. Эта зависимость аппроксимирована формулой

$$Pr/Pr_{\max} = 0,19 \ln(S/S_{\min}), \quad (6.1)$$

где $Pr_{\max} = 28,3$ т/(га·год) – максимальное значение фитопродукции; $S_{\min} = 1,05$ см/год – минимальное значение стока [5], при котором еще не утрачивается репродуктивная способность растительности.

Если текущее значение Pr относить не к его максимуму, а к среднему арифметическому, т. е. к $0,5Pr_{\max}$, то множитель перед правой частью (6.1) тоже удвоится: $0,19 \cdot 2 = 0,38$, что соответствует пропорции ЗС: $1 - 0,38 = 0,62$.

Формула (6.1) относится ко всему земному шару и характеризует его средние условия. Фактически в каждом термическом поясе существует свой максимум Pr [5]. Из сравнения значений Pr и J в табл. 6.1 найдены формулы их связи в каждом термическом поясе:

$$Pr = a - bJ,$$

где a и b – параметры с размерностью т/(га · год), равные соответственно 8 и 3 в бореальном поясе (т. е. при $B = 10-25$ ккал/(см² · год)); 16 и 4 в суббореальном (при $B = 25-45$); 32,5 и 9,1 в субтропическом (при $B = 45-65$); 38,8 и 12,2 в тропическом (при $B = 45-65$).

Обработка зависимости коэффициентов a и b от B привела к общей формуле, пригодной для $B > 10$ (ккал/(см² · год)) и $J > 0,33$, т. е. везде, кроме полярного пояса:

$$Pr = 0,48B + 0,41 - J(0,15B + 0,06). \quad (6.2)$$

Что касается фитомассы Vm , то она определяется по формулам ее связи с Pr , согласно табл. 6.1: в гумидных областях (при $J = 0,33-1$, т. е. в плювиофитосфере)

$$Vm = 140 \ln(Pr) - 51, \quad (6.3)$$

в семиаридных и аридных (при $J = 1-3,5$, т. е. в ксерофитосфере)

$$Vm = 4,5 \exp(0,214Pr). \quad (6.4)$$

Достоверность R^2 формулы (6.3) составляет 0,97; формулы (6.4) – 0,94.

Зависимость Vm от обратных функций $\ln(Pr)$ и $\exp(Pr)$ во влажных (гумидных) и сухих областях объясняется тем, что они находятся по разные стороны от центра симметрии $J \approx 1$, в которой происходит смена вектора Pr .

Связь с палиноспектрами. Характеристики фитопродукции увязываются с палиноспектрами через посредство B и J – формула (5.11). Совместное решение первого (для t_7) и пятого (для B) уравнений в табл. 5.3, а также формулы (5.7) дает выражение зависимости B от J

$$B = 32J + 1,62, \quad (6.5)$$

подставив которое в (5.11), получаем формулу зависимости Pr только от одной переменной J

$$Pr = 15,1J + 1,2 - 4,8J^2. \quad (6.6)$$

Теперь можно выразить связь продуктивности с доминантной группой палиноспектра D , заменив J в (6.6), согласно (4.2) и (4.3), на $1,15D$ в плювиофитосфере или на $0,87D$ в ксерофитосфере:

$$Pr = 17,4D + 1,2 - 6,3D^2 \quad (6.7)$$

или

$$Pr = 11,8D + 1,2 - 3,6D^2. \quad (6.8)$$

Предварительно из анализа видового состава фоссильного (ископаемого) палиноспектра и сравнения его с современной растительностью надо установить, к какой из фитосфер он относится. Удобный и достаточно надежный способ определения положения палиноспектра по отношению к границе этих фитосфер с помощью таблиц биомов и характеризующих их таксонов (по [46]) изложен в следующей главе.

Если палиноспектр относится к плювиофитосфере, величина Pr вычисляется по формуле (6.7), если к ксерофитосфере – по формуле (6.8). Например, требуется определить Pr : в плювиофитосфере при $D = 0,8$; в ксерофитосфере при $D = 0,4$. По формулам (6.7) и (6.8) для первого и второго вариантов находим:

$$Pr = 17,4 \cdot 0,8 + 1,2 - 6,3 \cdot 0,64 = 11,1 \text{ т/(га} \cdot \text{год)},$$

$$Pr = 11,8 \cdot 1/0,4 + 1,2 - 3,6 \cdot 1/0,16 = 8,2 \text{ т/(га} \cdot \text{год)}.$$

7. СВЯЗЬ КЛИМАТА С ДОМИНАНТОЙ РЕЦЕНТНЫХ ПАЛИНОСПЕКТРОВ

Формулы связи элементов климата с “весом” доминантной палиногруппы. В предыдущих разделах климатические подсистемы и групповые палиноспектры представлены дихотомиями $C_{об}(D_{об})$, интегральные (обобщенные) характеристики которых $C_{об}$ (функция) и $D_{об}$ (аргумент) связаны одинаковой квадратичной зависимостью. Показано также, что разные климатические подсистемы взаимосвязаны, и в качестве базовой, ключевой, удобно принять температурную дихотомию с обобщенными характеристиками $C_{об,t}$ и $D_{об,t}$, в зависимости от которых затем определяются все другие элементы климата. Поэтому выявление связи между элементами климата и групповыми палиноспектрами (за обобщенными показателями палиноспектра оставим обозначения $C_{об}$ и $D_{об}$) начнем с уравнивания $C_{об,t}$ и $C_{об}$, что автоматически означает и равенство $D_{об,t} = D_{об}$. Для всей плейстоценовой сферы от $D = 0$ и до $D = 1$, согласно (4.5) и (5.1), $D_{об} = D$, а $D_{об,t} = 2 - 2d_{t1} = 2d_{t2}$. Отсюда, учитывая равенство $D_{об,t}$ и $D_{об}$,

$$d_{t1} = 1 - 0,5D, \quad d_{t2} = 0,5D. \quad (7.1)$$

Найдем аналогичную зависимость для устойчивой части фитоценозы, ограниченной с севера изолинией $D = 0,33$, где согласно (4.4) и (5.2), $D_{об} = 1,5D - 0,5$, а $D_{об,t} = 2,5 - 3d_{t1} = 3d_{t2} - 0,5$. Уравновесив $D_{об,t}$ и $D_{об}$, получаем те же формулы (7.1).

Таким образом, вид связи d_{t1} или d_{t2} с D не зависит от граничного (минимального) значения D – функции количества групп в палиноспектре, согласно (3.11), а значит, и от принятого числа групп.

От числа групп в палиноспектре зависят размеры области действительности формулы (7.1). Если при трехгрупповом спектре ее

границей является изолиния $J = 0,33$, совпадающая с северной границей тундры, то при четырех- и пятигрупповом – изолинии $J = 0,25$ и $J = 0,2$, лежащие значительно дальше, у северной границы арктической пустыни.

Уже отмечалось, что в флювиофитосфере $J \approx D \dots 0,87D$. Это видно также из сравнения формул (5.1) и (5.7) – они почти идентичны; тогда, учитывая (7.1), $J \approx 2d_{t7} \approx D_{об.т} \approx D$. Схема сопряжения ключевых характеристик климата и доминанты группового палиноспектра показана на рис. 7.1. Распределение их на логарифмической оси J симметрично относительно $D = 1$. Симметрия параметров, зависящих от D , сохраняется и при выражении координат на правой части шкалы (на рис. 7.1 наверху справа), характеризующей ксерофитосферу, как $1/J$. На обычной же линейной шкале правая часть графика растягивается, становится асимметричной левой. Но на любой шкале каждое значение D повторяется дважды, в плювиофитосфере и в ксерофитосфере, и ему отвечают два одинаковых по величине, но разных по содержанию значения относительных климатических показателей. Если в плювиофитосфере это d_{t7} , то в ксерофитосфере d_{t1} , и наоборот. Поэтому сначала, до расчета, надо определить, куда относится данная фоссильная палинологическая проба, – к плювиофитосфере, где $J < 1$, или ксерофитосфере, где $J > 1$.

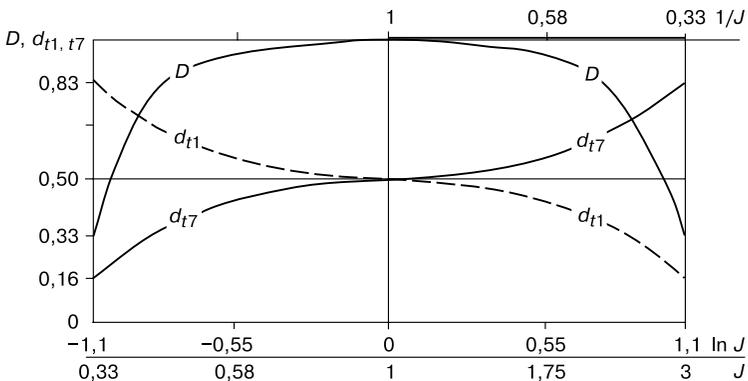


Рис. 7.1. Схема сопряжения J , d_{t1} и d_{t7} с D .

Приведенные выше формулы (7.1), связывающие доминантную группу палиноспектра D с безразмерными элементами климата d_{11} , d_{17} и J , получены для плювиофитосферы. С учетом логарифмической симметрии (см. рис. 7.1) аналогичные формулы для ксерофитосферы являются их “зеркальным” отражением:

$$d_{11} = 0,5D, \quad d_{17} = 1 - 0,5D, \quad J \approx 1/0,87D \approx 1,15D. \quad (7.2)$$

Таким образом, ключевые безразмерные параметры климата в плювиофитосфере определяются по формулам (7.1), а также по формуле $J \approx D$ (точнее, $J \approx 0,87D$), а в ксерофитосфере – по формулам (7.2). Причем в обширной срединной части фитосферы, включающей южную тайгу, лесостепь и отчасти степь, ее северная часть, где величина D близка к 1, можно пользоваться и теми и другими формулами.

Формулы связи безразмерных показателей климата с размерными, сведенные в табл. 5.3, получены для всей фитосферы в пределах Западной Сибири и Казахстана. Для применения в других регионах требуется их корректировка.

На границе суббореального и субтропического поясов, совпадающей с вертикальной координатой климатического поля $1/B \approx 0,5$ или $B \approx 50$ ккал/(см² · год) (см. рис. 2.5), температура самого холодного месяца переходит через 0 °С и становится положительной. Из-за этого ключевые безразмерные параметры климата d_{11} и d_{17} , отвечающие одному значению D по разные стороны от этого рубежа (в “теплой” и “холодной” фитосферах), равные по величине, имеют разное наполнение: $d_{11} = t_1/[t_7 - (-t_1)]$ и $d_{17} = t_7/(t_7 + t_1)$. Например, величине $d_{11} = 0,2$ при $t_7 = 18$ и $1/B < 0,5$ соответствует $t_1 = -2$, и тогда $d_{11} = -(-2)/[(18 - (-2))] = 0,2$, а при $t_7 = 18$ и $1/B < 0,5$ $t_1 = 2$, и тогда также $d_{11} = 2/(18 + 2) = 0,2$. Как видим, одинаковым значениям D соответствуют разнозначные величины размерной температуры t_1 . Поэтому, как уже отмечалось, предварительно нужно установить, к теплой или холодной фитосфере относится данный палиноспектр. Подробнее об этом говорится в следующем разделе.

Апробация формул. Проверим, насколько совпадают относительные климатические показатели по данным метеостанций и вы-

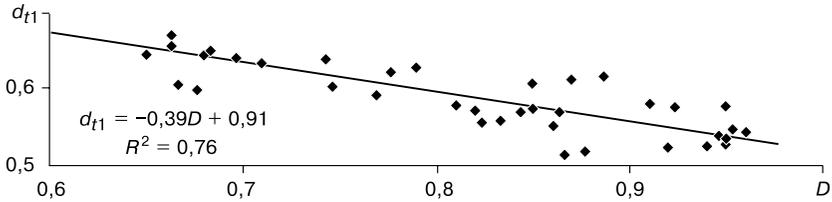


Рис. 7.2. Связь D и d_{t1} .

численные по предлагаемым формулам в зависимости от величины D . С.Н. Иванов [28] определил рецентные палиноспектры для разных участков местности (лес, низина, луг, рям, пойма и т. д.) на юге Тюменской области (12 участков на трассе Вагайское–Ярково) и ее севере (10 участков в районе Нового Порта). В обоих случаях доминировала пыльца древесных пород при средних значениях $D = 0,94$ на юге и $D = 0,67$ на севере. Подставив эти значения D в формулы (7.1) с учетом (5.3), (5.4), для **1)** d_{t1} , **2)** $d_{иx}$, **3)** $d_{тx}$ имеем (в числителе расчет по формулам, в знаменателе – по данным метеостанций): на юге области – **1)** 0,53/0,51; **2)** 0,25/0,23; **3)** 0,49/0,48; на севере – **1)** 0,67/0,69; **2)** 0,45/0,5; **3)** 0,62/0,67. В обоих случаях расхождение с данными метеостанций невелико: 3–11 %. Принимая линейный характер связи D и d_{t1} в этом примере, находим ее эмпирическое выражение: $d_{t1} = 1 - 0,45D$, которое тоже мало отличается от теоретического.

Другой пример. На рис. 7.2 приведен график связи D и d_{t1} . Величины D (скользящие средние из трех значений) взяты по данным палинологического обследования поверхности почвы по маршруту Новый Порт–Тюмень, приведенным в табл. 4.3 и на рис. 4.3, величины d_{t1} рассчитаны по данным метеостанций. График демонстрирует устойчивую связь d_{t1} с D и достаточно высокую степень достоверности установленной формулы этой связи.

В табл. 7.1 сравниваются результаты расчетов d_{t1} по аналитическому уравнению (7.1) и по эмпирической формуле на рис. 7.2, аппроксимирующей фактические данные. Из таблицы видно, что и в этом случае сходимость результатов хорошая, разница между ни-

Таблица 7.1

Сравнение d_{11} , рассчитанных по теоретической формуле (7.1) – I и с помощью эмпирического графика на рис. 7.2 – II, при разных D

	D				
	0,33	0,5	0,6	0,8	1
I	0,84	0,75	0,7	0,6	0,5
II	0,78	0,72	0,68	0,6	0,52

ми при всех возможных значениях D_c не превышает 4 %. Неплохая корреляция с D прослеживается и у других климатических показателей.

Вообще при наличии достоверных сведений о распределении значений рецентной палинологической доминанты D , совмещенных с климатическими показателями, сведенных в единые графики, таблицы или карты, можно выявить их климатические связи, не прибегая к сложным теоретическим построениям и расчетам. Например, на рис. 7.3 показана схематическая карта изолиний рецентных D и июльской температуры воздуха, составленная по данным рис. 4.2, 5.2. Конечно, D на рис. 4.2 и 7.3 – теоретическая, приближенная величина, но со временем, по мере накопления, ее заменят фактические данные. Определив доминанту D фоссильного палиноспектра и приравняв ее к доминанте рецентного во времена его отложения, исследователь найдет по подобной карте величину искомого элемента климата того времени: его изолиния будет пересекать изолинию D или совпадать с ней.

Проверим, насколько отличаются ключевые характеристики климата d_{11} или d_{17} , найденные предлагаемым методом и традиционным, базирующимся на выявлении частных связей элементов климата и несгруппированных (полных) палиноспектров, на материале Г.Ф. Букреевой и др. [7, 8]. На рис. 7.4 представлен график зависимости коэффициента $K_d = D/d_{11}$ от D , построенный по данным [7, 8], и рассчитанный по формуле (7.1). График показывает хорошую сходимость сравниваемых величин в таежной и лесостепной зонах, где расхождение составляет 0–10 %, к северу оно увеличивается.

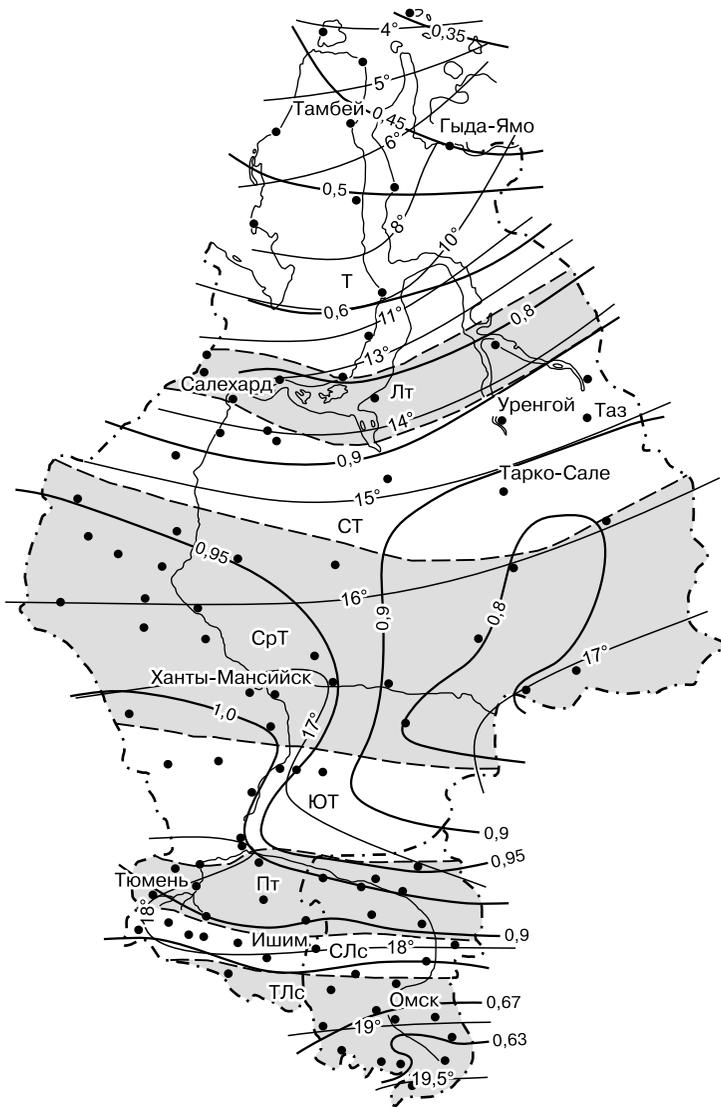


Рис. 7.3. Изолинии D (жирная линия) и t_7 (тонкая линия).

Усл. обозн. см. на рис. 5.9.

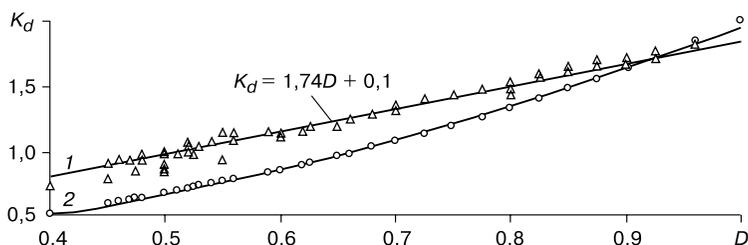


Рис. 7.4. Зависимость коэффициента K_d от D .

1 — по [7, 8]; 2 — расчет по формуле (7.1).

Метод функциональных типов растительности (ФТР). Теперь сравним предлагаемый метод с методом ФТР, разработанным в последнее десятилетие [46, 54], который также исходит из анализа климатической зависимости группировок растительности, а не отдельных таксонов.

Подробно сущность метода ФТР изложена в [46]. Он основывается на сложении долей (весов) — сначала отдельных составляющих таксонов пыльцевого спектра (споры не учитываются), входящих в ФТР (табл. 7.2), а затем самих ФТР, входящих в крупные биоценозы — биомы (табл. 7.3). В биомы включены также так называемые виртуальные ФТР, объединяющие базовые ФТР, таксоны которых потенциально могут входить в разные группировки растительности. Сложение базовых и виртуальных ФТР, включающих одинаковые таксоны, приводит к тому, что общий вес биома становится больше 1 (>100 %), что является нонсенсом. Для устранения этой ошибки вес биомов определяется как сумма квадратных корней весов входящих в него таксонов. Руководящим (доминантным, дающим название всей группировке) биомом считается тот, вес которого больше, а при одинаковом весе — тот, в который входит меньшее число ФТР. Далее ищется связь между весом доминантного биома (доли его пыльцы в пыльцевом спектре) и элементом климата (ЭК). Попытка применить этот метод для определения ЭК по нашим палиноспектрам встретила существенные трудности, особенно в части идентификации руководящего биома. Во-первых, многие таксоны (Geraniaceae, Nymphaeaceae,

Таблица 7.2

Базовые и виртуальные* ФТР и составляющие их таксоны [46]

Базовые ФТР	Коды	Включенные таксоны
1	2	3
		Травы и кустарнички
Холодные	cgs	<i>Hippophae</i> , Polygonaceae
Теплые	wgs	<i>Armeria</i> , Boraginaceae, Brassicaceae, Cras-sulaceae, <i>Echium</i> , Euphorbiaceae, Fabaceae, Lamiaceae, <i>Rosmarinus</i> , Scrophulariaceae, <i>Thymus</i> , <i>Zizyphus</i>
Степные	sf	<i>Alium</i> , Apiaceae, Asteraceae (Asteroideae), Cichoriaceae, Campanulaceae, <i>Cannabis</i> , Caryophyllaceae, <i>Centaurea</i> , Dipsacaceae, <i>Filipendula</i> , <i>Galium</i> , <i>Helianthemum</i> , <i>Plan-tago</i> , <i>Plantago lanceolata</i> , Plumbaginaceae, Ranunculaceae, Rosaceae, Rubiaceae
Жаркие пустынные	wdf	<i>Ephedra fragilis</i> , Tamaricaceae, Zygophyl-laceae
Пустынные	df	<i>Ephedra</i> , <i>Ephedra distachya</i> , <i>Salsola</i> , <i>Nitraria</i>
	sf/df	<i>Artemisia</i> , Chenopodiaceae
Злаковые	g	Poaceae
Верескоцветные	h	Ericales, <i>Calluna</i> , <i>Rhododendron</i>
Осоковые	s	Суперaceae
Аркто-альпийские полу-кустарнички	aa	<i>Alnus fruticosa</i> , <i>Betula nana</i> , <i>Draba</i> , <i>Dryas</i> , Gentianaceae, <i>Saxifraga</i> , Saxifragaceae
Аркто-бореальные полу-кустарнички	ab	<i>Rubus chamaemorus</i>
		Деревья и кустарники
Бореальные вечнозеленые хвойные	bec	<i>Picea</i>
Бореальные листопадные	bs	<i>Betula (Alba)</i> , <i>Larix</i>
Холодные вечнозеленые бореальные хвойные	cbc	<i>Pinus</i> (Haploxyton)
	bec/ctc	<i>Abies</i>
Умеренные хвойные	ctc1	<i>Cedrus</i> , <i>Taxus</i>
Эвритермные вечнозеле-ные хвойные	ec	<i>Juniperus</i> , <i>Pinus</i> (Diploxyton)
Умеренно-бореальные кустарники	bts	<i>Cornus</i> , <i>Lonicera</i> , <i>Sambucus</i> , <i>Sorbus</i> , <i>Viburnum</i>

Окончание табл. 7.2

1	2	3
Неморальные листопадные	ts	<i>Acer, Euonimus, Fraxinus excelsior, Quercus</i> (листопадный)
	aa/bs	<i>Betula</i>
	aa/bs/ts	<i>Alnus, Salix</i>
	bs/ts	<i>Alnus glutinosa, A. incana, Populus</i>
Холодные неморальные листопадные	ts1	<i>Carpinus, Corylus, Fagus, Frangula, Tilia, Ulmus</i>
Теплые неморальные листопадные	ts2	<i>Castanea, Fraxinus omus, Juglans, Myrica, Vitis, Ostrya, Platanus, Pterocarya, Rhamnus, Zelcova</i>
Умеренно-теплые широколиственные вечнозеленые	wte	<i>Arbutus, Quercus</i> (вечнозеленый)
	ts/wte	<i>Quercus</i>
Умеренно-холодные широколиственные вечнозеленые	wte1	<i>Buxus, Hedera, Ilex</i>
Умеренно-теплые склерофильные	wte2	<i>Acacia, Cistus, Pistacia, Rhus, Olea, Myrtus, Phillyrea, Ceratonia, Mercunalis</i>

* Виртуальные ФТР обозначены дробью в колонке “Коды”.

Onagraceae, Cyperaceae, Hydrocharitaceae, Liliaceae, *Alnaster, Alisma, Potamogeton, Urtica, Urticularia, Menyanthes trifoliata, Comarum palustre*), фактически установленные по пыльцевым пробам, взятым на маршруте Новый Порт–Тюмень, отсутствуют в табл. 7.2, не говоря уже о споровых таксонах, составляющих до 30 % содержания фактических палиноспектров. Во-вторых, из 7–14 ФТР, входящих в биомы, которые согласно табл. 7.3 возможны в рассматриваемом регионе, в фактическом палиноматериале встречаются только пять. То есть фактические данные, несмотря на значительное количество установленных пыльцевых таксонов (20–30 в каждой точке), по-видимому, недостаточно репрезентативны для определения биомов методом ФТР. Наконец, не ясно, насколько содержания одинаковых понятий (тундра, тайга и др.), входящих как в классификацию биомов, разработанную за рубежом (см. табл. 7.3), так и в принятую в России схему биоклиматической зональности ([1, 25], см. рис. 2.5), соответствуют друг

Таблица 7.3

**Основные биомы Северной Евразии
и характеризующие их ФТР [46, 54]**

№ п/п	Биом	Сумма ФТР
1	Тундра	$aa + aa/bs + aa/bs/ts + ab + g + s + h$
2	Холодные листопадные леса	$aa/bs + aa/bs/ts + bs/ts + bs + cbc + ec + ab + h$
3	Тайга	$aa/bs + aa/bs/ts + bs/ts + bs + cbc + bec + bec/ctc + + bts + ts + ec + ab + h$
4	Холодные смешанные леса	$aa/bs + aa/bs/ts + bs/ts + bs + ec + bec/ctc + ctc1 + + bts + ts1 + ab + h$
5	Холодные подтаежные леса	$aa/bs + aa/bs/ts + bs/ts + bs + bec + bec/ctc + ec + + bts + ts1 + ab + h$
6	Широколиственные леса умеренного пояса	$aa/bs + aa/bs/ts + bs/ts + bs + bec/ctc + ctc1 + ec + + bts + ts + ts/wte + wte1 + ts1 + ts2 + h$
7	Умеренно-холодные смешанные леса	$aa/bs + aa/bs/ts + bs/ts + bs + cbc + bec + bec/ctc + + ctc1 + ec + bts + ts + ts/wte + ts1 + h$
8	Теплые смешанные леса	$aa/bs/ts + bs/ts + ec + ts/wte + bts + ts + ts1 + ts2 + + wte + wte1 + h$
9	Ксерофитные леса и редколесья	$ts/wte + wte + wte2 + ec + g$
10	Пустыня холодная	$df + sf/df$
11	Пустыня жаркая	$df + sf/df + wdf$
12	Степь холодная	$cgs + sf/df + sf + g$
13	Степь теплая	$wgs + sf/df + sf + g$

другу. Поэтому и результаты биомизации методом ФТР оказались сомнительными: в семи зонах от тундры до северной лесостепи выявлено всего два доминантных биомов – *умеренно-холодные смешанные леса* (точки 1, 14, 15, 34, 37, 38 на картосхеме рис. 5.2) и *тайга* (остальные 33 точки), при сопоставлении весов которых с ЭК корреляция не выявлена.

Определение веса доминантного биомов (без конкретизации его названия по табл. 7.3, т. е. независимо от его состава, как и в случае с доминантной группировкой *D*) не составляет труда, но сомнительным представляется его определение как суммы квадратных корней весов,

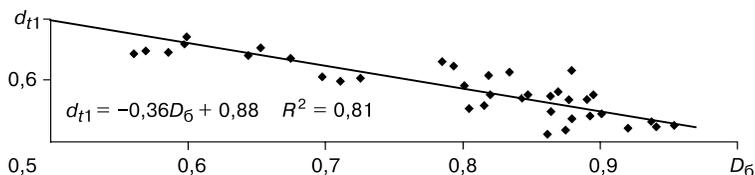


Рис. 7.5. Связь D_6 и d_{11} .

входящих в ФТР. Здесь предложен следующий выход из положения. Вес доминантного биома (D_6), используемый в дальнейшем для анализа его связи с ЭК, рассчитывался как сумма фактических весов ФТР (а не их квадратных корней), включая виртуальные, за вычетом веса повторяющихся таксонов. Кроме того, при определении веса ФТР и биомов косвенно учитывалось все содержание спорово-пыльцевого спектра, за счет того, что в расчет бралась фактическая доля его пыльцевой части, которая меньше 1 на величину доли спор.

На рис. 7.5 показана связь установленного таким образом доминантного биома D_6 с d_{11} . Видно, что величина D_6 всегда меньше 1 и по величине близка к D , соответственно близки и климатические зависимости D_6 и D (ср. с рис. 7.2). Вместе с тем, табл. 7.2 и 7.3 могут послужить основным пособием для определения положения палиноспектра по отношению к оси симметрии $J = 1$. Биомы, занимающие последние пять позиций табл. 7.3, входят в ксерофитосферу ($J > 1$). Их руководящее (доминирующее по весу) положение в палиноспектре и означает принадлежность последнего к ксерофитосфере. Если доминирующими оказываются другие биомы (первые восемь в табл. 7.3), то палиноспектр относится к плювиофитосфере ($J < 1$). Так, в рецентных палиноспектрах на линии Новый Порт–Тюмень с помощью этих таблиц выявлено два руководящих биома: умеренно-холодные смешанные леса и тайга, что со всей определенностью указывает на их принадлежность к плювиофитосфере. В табл. 7.4 показаны результаты аналогично выполненной биомизации (определения руководящих биомов) фоссильных палиноспектров в торфянике “Станичный” по табл. 4.2. В нижних строках табл. 7.4 даны глубины отбора проб (см) и их возраст (лет). Порядковые номера соответствуют но-

Таблица 7.4.

Биомизация палиноспектров торфяника “Станичный”

№ п/п	Условный вес биома, %							
	1	5,1	5,0	5,1	8,7	7,1	9,5	11,8
2	7,6	6,0	5,1	9,0	5,9	8,6	8,1	11,2
3	8,0	6,0	5,1	9,3	5,9	9,1	8,7	13,1
4	5,1	4,3	3,2	6,5	4,0	4,5	5,7	3,0
5	5,4	4,3	3,2	6,9	4,0	5,0	6,4	4,8
6	5,1	4,3	3,2	6,5	4,0	4,5	5,7	3,0
7	8,0	6,0	5,1	9,3	6,3	9,1	9,2	13,1
8	1,5	1,7	0,8	1,8	0,9	0,4	1,3	0,0
9	0,0	0,7	0,9	0,6	0,7	1,8	3,4	0,8
10	1,4	1,7	1,4	1,1	1,6	1,6	2,8	3,2
11	1,4	1,7	1,4	1,1	1,6	1,6	2,8	3,2
12	4,1	4,4	3,8	2,7	6,2	5,5	8,0	4,3
13	3,7	4,4	4,1	3,0	6,8	6,7	8,9	5,2
<i>h</i> , см	5	11	41	70	100	130	160	195
<i>τ</i> , лет назад	16	39	287	555	1325	2180	2980	4190

мерам биомов в табл. 7.3; жирным курсивом выделены руководящие биомы (имеющие наибольший вес). Их названия (см. табл. 7.3) указывают на явное преобладание гумидной растительности в течение всего времени функционирования торфяника, от оптимума голоцена (4190 лет назад) до наших дней.

8. МЕТОДИКА ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ, ПРИМЕРЫ

Для реконструкции палеоклимата по составу палиноспектров необходимо знать их хронологию. По экономическим соображениям возраст палинопроб обычно определяется (например, радиоуглеродным методом) только для части из них, но не менее чем для 4–5 проб. Полная хронология палиноспектров по всей глубине исследуемой колонки устанавливается по интерполяции графиков связи глубины отбора пробы (h) и ее возраста (τ) (см. рис. 2.6). Затем из анализа полных палиноспектров с использованием табл. 7.2, 7.3 выясняется их положение относительно осей симметрии $J = 1$ и $B_{об} = 0,5$, т. е. принадлежность: 1) к плювио- или ксерофитосфере и 2) к теплой или холодной фитоффере. Как уже отмечалось, рассмотрения второго случая в Западной Сибири обычно не требуется, так как в четвертичное время здесь не было условий для развития субтропической флоры. Если установлена принадлежность палиноспектра к плювиофитоффере, то ключевые безразмерные климатические параметры $d_{т1}$ (или $d_{т7}$) и J определяются по формулам (7.1), если к ксерофитоффере – то по формулам (7.2). В табл. 8.1 приведен пример определения $d_{т1}$ и J для трехгруппового палиноспектра в Салехарде [18] и Ямбуре [11]; в табл. 8.2 – для четырехгруппового палиноспектра в районе Игарки [22], здесь же рассчитан временной ход Σ_{10} – определителя положения палиноспектра по отношению к осям симметрии B и J , который подтверждает его принадлежность к холодной плювиофитоффере (Σ_{10} на всех отметках меньше 1500 градусоидней; в Салехарде и Ямбуре, расположенных севернее, величины Σ_{10} еще меньше).

Расчет размерных элементов климата производится по формулам, сведенным в табл. 5.3, в последовательности их расположения. Обычно достаточно определить основные из них: t_7 , t_1 , t_c , B , U и др. Для удобства анализа временного хода ЭК выполняется сложивание дан-

Таблица 8.1

**Исходные данные для определения палеоклимата
в Салехарде и Ямбуре**

h, м	τ, лет назад	Номер группы			d _п	J
		1	2	3		
Салехард						
0,025	197	0,18	0,60	0,22	0,7	0,60
0,075	592	0,15	0,48	0,37	0,76	0,48
0,125	987	0,40	0,33	0,27	0,8	0,40
0,175	1382	0,19	0,27	0,54	0,73	0,54
0,225	1777	0,22	0,46	0,32	0,77	0,46
0,275	2172	0,22	0,37	0,41	0,8	0,41
0,325	2567	0,28	0,35	0,37	0,82	0,37
0,375	2935	0,27	0,40	0,33	0,8	0,40
0,425	3035	0,24	0,44	0,32	0,78	0,44
0,475	3751	0,16	0,41	0,43	0,79	0,43
0,525	4146	0,10	0,80	0,10	0,6	0,80
0,575	4541	0,18	0,60	0,23	0,7	0,60
0,625	4936	0,09	0,46	0,45	0,77	0,46
0,675	5331	0,01	0,28	0,71	0,64	0,71
0,725	5726	0,02	0,16	0,83	0,59	0,83
0,775	6310	0,06	0,35	0,60	0,7	0,60
Ямбур						
0,2	641	0,22	0,36	0,42	0,79	0,42
0,59	1812	0,54	0,34	0,12	0,73	0,54
1,05	3058	0,48	0,35	0,17	0,76	0,48
1,27	3602	0,48	0,24	0,28	0,76	0,48
1,50	4135	0,34	0,44	0,22	0,78	0,44
1,70	4568	0,28	0,44	0,28	0,78	0,44
2,14	5425	0,34	0,24	0,42	0,79	0,42
2,57	6140	0,42	0,38	0,20	0,79	0,42
2,85	6526	0,40	0,24	0,36	0,8	0,40
3,21	6951	0,39	0,60	0,01	0,7	0,60
3,47	7202	0,38	0,30	0,32	0,81	0,38
3,86	7491	0,22	0,52	0,26	0,74	0,52
4,30	7690	0,26	0,16	0,58	0,71	0,58

Таблица 8.2

Исходные данные для определения палеоклимата в Игарке

h , м	τ , лет назад	Номер группы				d_{t1}	J	Σ_{10}
		1	2	3	4			
0,05	955	0,87	0,03	0,07	0,04	0,57	0,87	1381
0,15	2826	0,83	0,03	0,03	0,10	0,58	0,83	1241
0,25	4306	0,30	0,13	0,01	0,56	0,72	0,56	41
0,30	4914	0,67	0,17	0,10	0,07	0,67	0,67	505
0,35	5553	0,87	0,10	0,03	0,00	0,57	0,87	1381
0,40	6030	0,77	0,12	0,10	0,01	0,62	0,77	943
0,52	7095	0,80	0,10	0,07	0,03	0,6	0,80	1092
0,64	7873	0,67	0,12	0,07	0,15	0,67	0,67	505
0,76	8373	0,60	0,07	0,08	0,25	0,7	0,60	216
0,88	8722	0,77	0,09	0,05	0,09	0,62	0,77	942
0,99	8916	0,60	0,13	0,07	0,19	0,7	0,60	216
1,14	9068	0,65	0,11	0,15	0,09	0,67	0,65	453
1,23	9133	0,63	0,17	0,05	0,15	0,68	0,63	365
1,30	9200	0,30	0,19	0,08	0,43	0,78	0,43	0
1,39	9275	0,27	0,23	0,47	0,03	0,77	0,47	0
1,46	9381	0,60	0,17	0,21	0,02	0,7	0,60	216
1,50	9480	0,47	0,20	0,28	0,05	0,77	0,47	0

ных методом скользящих средних по 3–5 точкам. В ходе палинологического опробования геологических отложений обязательно определение рецентных палиноспектров в устьях скважин, желательно в нескольких точках, с последующим их осреднением. Наличие “рецентников” позволяет найти поправку (погрешность) к вычисленным ЭК за счет местных особенностей и не учтенных при выводе расчетных формул. Эта поправка, представляющая собой разность между фактическим (по данным метеостанции) и вычисленным для $h = 0$ значениями ЭК, добавляется к репродуцируемому ЭК, но не ко всем, а только к руководящим, отдельно к безразмерным и размерным, так, чтобы действие поправки было однократным. Например, если к t_7 и t_1 такая поправка добавляется, то t_c , зависящая от t_7 и t_1 , определяется по формуле (3) в табл. 5.3, в которую подставляются уже исправлен-

Таблица 8.3

**Реконструированные ЭК и показатели фитопродуктивности
в Сладково**

τ, лет назад	<i>D</i>	<i>d</i> _г	<i>t</i> _г	<i>t</i> ₁	<i>t</i> _с	<i>B</i>	<i>J</i>	<i>U</i>	<i>U</i> ₁	<i>Pr</i>	<i>Vm</i>
43	0,77	0,49	18,5	-18,2	1,3	33,2	1,0	34	41	11,4	290
176	0,79	0,50	19,9	-16,8	1,8	33,6	1,0	39	41	11,5	291
400	0,48	0,35	17,0	-22,1	-1,6	22,9	0,8	28	34	9,4	262
720	0,63	0,42	16,8	-20,0	-1,8	28,1	0,9	33	38	10,5	278
1024	0,54	0,38	16,3	-20,5	-2,4	25,1	0,8	31	36	9,9	269
1509	0,49	0,35	14,9	-22,0	-4,2	23,3	0,7	29	34	9,4	263
1989	0,48	0,34	14,7	-22,2	-4,4	22,8	0,7	29	34	9,3	262
2847	0,51	0,36	15,0	-21,9	-4	23,9	0,8	29	35	9,6	266
3900	0,47	0,34	17,3	-19,5	-1,3	22,4	0,9	29	34	9,2	960
4093	0,87	0,54	21,9	-14,8	4,2	36,5	1,1	43	43	11,9	296
4636	0,91	0,56	23,4	-13,8	5,9	37,9	1,1	47	44	12,1	298

ные значения t_7 и t_1 . Для t_c в этом случае поправка не рассчитывается, так как она учтена при расчете t_7 и t_1 .

В табл. 8.3 дан пример реконструкции по изложенной методике основных ЭК и показателей продуктивности растительности в голоцене (от 43 до 4636 лет назад) по скользящим средним значениям доминанты групповых палиноспектров торфяника “Станичный” в Сладково на юге Тюменской области (по данным табл. 4.1). Величина доминанты поверхностного палиноспектра определена по экстраполяции – $D \approx 0,77$. В качестве ключевого безразмерного климатического параметра взята относительная температура июля $d_{г}$. По данным метеостанции она равна $(18,2/36,8) = 0,49$. В то же время расчет $d_{г}$ по формуле (5.1) дает: $d'_{г} = 0,77/2 = 0,385$. Определяем поправку $\Delta d_{г} = 0,49 - 0,385 = 0,105$. Соответственно расчет $d_{г}$ на всех глубинах $h > 0$ осуществляется по уточненной формуле (5.1): $d'_{г} = D/2 + 0,105$. Другие безразмерные ЭК рассчитываются по формулам (5.3)–(5.7) без учета их собственных погрешностей, но при подстановке в них уточненного для каждой глубины значения $d'_{г}$.

Размерные ЭК в табл. 8.3 рассчитаны по формулам табл. 5.3. Поправка определена так же, как поправка к $d_{г}$, но только для ключе-

вых ЭК: t_7 и t_1 , в формулы которых подставлялись неуточненные значения d_{i7} , рассчитанные непосредственно по формуле (5.1). Другие размерные ЭК вычислены по формулам табл. 5.3 без поправки, но в зависимости от уточненных значений $t'_7 = t_7 + \Delta t_7$ и(или) $t'_1 = t_1 + \Delta t_1$. Годовая сумма осадков U_1 рассчитана по формуле (5.11), не связанной с элементами температурной дихотомии t_7 и t_1 . Близость величин годовой суммы осадков U и U_1 , рассчитанных по независимым формулам, добавляет надежности расчету. Фитопродукция вычислена по формуле (6.7), а фитомасса – по формуле (6.3), как для плювиофитоферы.

Восстановленные по палинологическим данным палеоклиматические показатели характеризуются, в общем, незначительной изменчивостью, явно сглаженным ходом во времени. Сглаженность, усредненность восстановленных ЭК обусловлена смешением пылицы и спор в пространстве и времени в результате ветровой деятельности и низких темпов осадконакопления. Каждый горизонт, с которого взята проба, отражает некий средний климат периода формирования этого горизонта.

Для наглядности и удобства интерпретации результаты палеореконструкций целесообразно представлять в виде графиков. На рис. 8.1 приведен график хода во времени основных ЭК в Сладково (по дан-

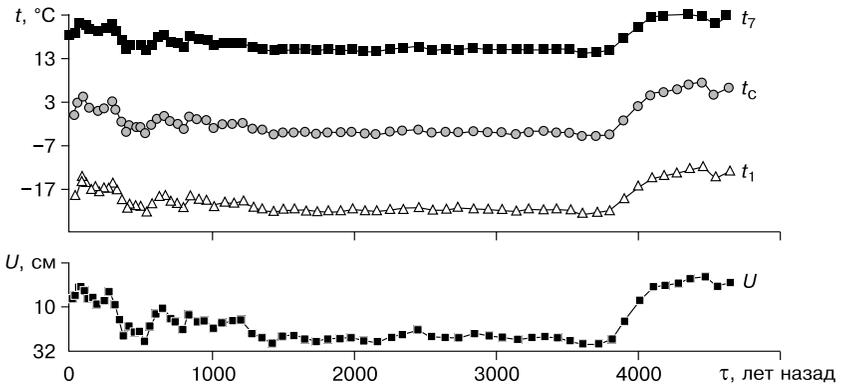


Рис. 8.1. Ход во времени характерных температур воздуха и осадков в Сладково.

ным табл. 8.3). На графике отчетливо прослеживается оптимум тепловлагообеспеченности – примерно 5000 лет назад. Затем климат ухудшился, понизились температуры воздуха с переходом в область отрицательных значений и, вероятно, с образованием вечной мерзлоты грунтов, уменьшилось количество осадков, геоботанические зоны сместились к северу. Примерно 1500–2000 лет назад вновь начали повышаться температуры воздуха и увеличиваться количество осадков (признаки наступления *тепло-влажной* эпохи, см. гл. 2), инициируя смещение биоклиматических комплексов с юга на север. Эта тенденция – результирующая ряда мелкопериодных несинхронных колебаний климата разной природы – продолжается и в настоящее время, причем еще далеко не достигнуты показатели оптимума голоцена. Оценим в первом приближении скорость смещения биоклиматических комплексов к северу. На пике похолодания (2000 лет назад) июльская и январская температуры воздуха в районе Сладково составляли соответственно около 15 °С и –20 °С. В настоящее время такие температуры характерны для климата Тарко-Сале, расположенного примерно на 1000 км севернее. Следовательно, средняя скорость передвижения биоклиматических комплексов к северу в последние 2000 лет равнялась примерно 500 м в год.

На рис. 8.2 показан рассчитанный предлагаемым методом ход сглаженных величин среднегодовой температуры воздуха t_c и индекса сухости J в голоцене в разных районах Западной Сибири – в Томской (разрез “Янтарный” [7]) и Тюменской (вблизи Салехарда [18] и Ямбуры [11]) областях. Наиболее репрезентативны кривые для среднетаежной зоны (разрез “Янтарный”).

Здесь наблюдается три основных пика холода: 600–400; 2100–2500 и 7800–9000 лет назад. Многолетнемерзлые породы 7800 лет назад распространялись до лесостепи включительно. Оптимум голоцена отличался относительной монотонностью климатических условий, в среднетаежной зоне на протяжении тысячелетий (7000–3000 лет назад) колебания сглаженной среднегодовой температуры находились в пределах одного градуса, и она мало отличалась от современной: –1,5...–2,5 °С, что при средней мощности снежного покрова порядка 20 см и больше соответствует положительной средне-

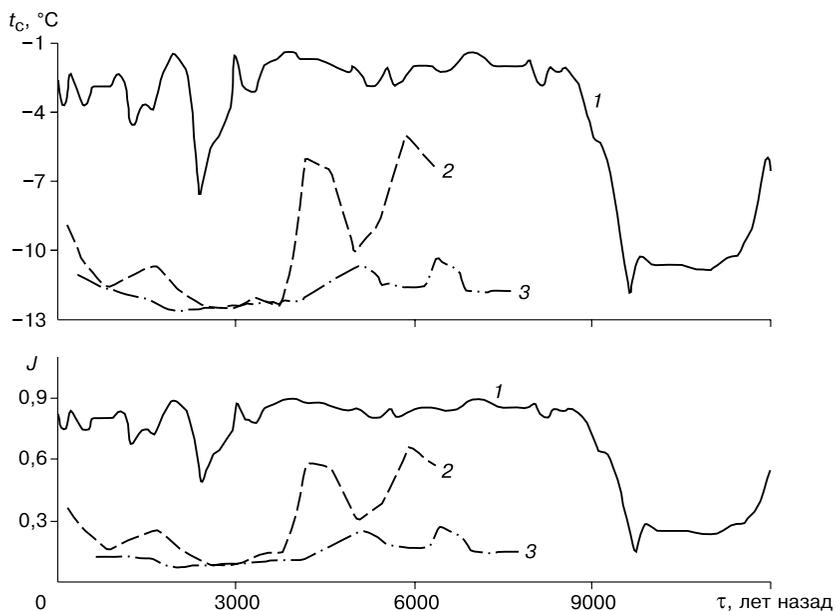


Рис. 8.2. Ход во времени среднегодовой температуры воздуха и индекса сухости.

1 – разрез Янтарный, 2 – Салехард, 3 – Ямбург.

годовой температуре поверхности грунта. За этот период мерзлые горные породы полностью оттаяли.

На севере мерзлые породы в период оптимума, более короткого (6500–4000 лет назад) и с более низкими положительными температурами поверхности, оттаяли частично. Примерно 4000 лет тому назад началось новое похолодание и образование верхнего “современного” слоя многолетнемерзлых пород. В целом можно говорить об определенной синхронности колебаний палеоклимата на севере Западной Сибири. Такая хронология и содержание событий истории климата и многолетнемерзлых пород в голоцене на севере Западной Сибири в общем совпадают с установленными ранее и общепризнанными фактами [3, 14, 51].

Следует отметить, что все примеры приведены для иллюстрации возможностей предлагаемого метода. Для специальных палеоклиматических реконструкций необходимы более детальные исследования, особенно геохронологические. Объем последних, как и в примерах, обычно невелик – редко превышает 3–4 датировки, и приходится чрезмерно широко использовать интерполяцию. Ограниченность предлагаемой методики также связана с отсутствием единого мнения о количестве и составе системных групп в палиноспектрах; в частности нет четких критериев отнесения к определенной группе пыльцы *Betula sect. Nanae* – одного из главных индикаторов холодного климата. Как и большинство исследователей, авторы придерживаются деления палиноспектра на три основные группы (см. выше) и включения пыльцы всей секции *Betula Nanae* в состав 1-й группы (пыльца деревьев и кустарников).

При соблюдении этих условий предлагаемая методика реконструкции палеоклимата, как показывают приведенные примеры, вполне адекватна реальности, что, учитывая простоту реализации, позволяет рекомендовать ее для практического применения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии рассмотрен широкий круг вопросов, связанных с методикой реконструкции климатов прошлого по палинологическим спектрам. В методологическую основу исследования положен системный подход, позволивший получить ряд новых научных результатов, в том числе общеметодологических.

1. Элементы климата и общий состав растительности, отраженный в палиноспектрах, представлены одинаково, в виде безразмерных двухэлементных систем – дихотомий доминанты и субдоминанты, что сделало возможным их корректное сопоставление и выявление количественных связей. Метод годится для сравнительного анализа любых систем.

2. Показана обусловленность функционирования всех земных систем вращательными циклами Земли (годовым, месячным и суточным), их составной характер, стадийность и подобие. Установлены примерные коэффициенты подобия между соотношениями периодов вращательных циклов Земли и термодинамических параметров, характеризующих предельные условия системы вода–лед, ответственной за существование биосферы, гидросферы и криосферы (их основной материи).

3. В качестве относительно простой физической модели, отражающей развитие (эволюцию) сложных и “долгоживущих” систем (климата, растительности, палиноспектров и др.), принято ледяное тело (лед или любое тело, связность которого обеспечивается твердой фазой воды). Выбор этой модели обусловлен близостью реальных температур к точке плавления льда, т. е. малой и достаточно легко регулируемой в опытах длительностью “жизненного” цикла модели и, соответственно, наглядностью системных закономерностей, процессов и свойств, возможностью их количественного анализа. Лед, как и другие твердые тела, со временем постепенно разрушается, проходя стадии деформирования, по свойствам и форме деформационных кри-

вых аналогичные возрастным стадиям, выделенным на орбите вращения Земли и в жизненном цикле организмов.

4. Развито представление о *климатическом* поле Земли как системе прямоугольных координат: обобщенного (безразмерного) радиационного баланса $B_{об}$ – вертикальная ось и индекса сухости J – горизонтальная (по М.И. Будыко), в котором функционирует фитосфера. Перемещение вдоль первой оси (примерно по меридиану) соответствует сменяемости *теплых* и *холодных* эпох, вдоль второй (примерно от центра материка к океану) – сменяемости *своенных сухо-теплых* и *влажно-холодных* эпох. История климата и биосферы – это сложное сочетание разнопериодных колебаний этих одинарных (повидимому, определяющих) и *своенных* оппозиций тепла и влаги с трудноуловимым трендом.

5. На обеих координатных осях климатического поля (по рис. 2.5) выделены критические точки, центры симметрии: $B_{об} \approx 0,5$ и $J \approx 1$. Горизонталь, проведенная через первую точку, приблизительно совпадает с изолинией температуры воздуха самого холодного месяца 0°C . Она делит фитосферу по вертикали на две примерно равные части – *холодную*, где вода, составляющая основную массу растений, часть года (не менее месяца) находится в мерзлом состоянии (это область максимального развития *криосферы*) и *теплую*, где вода никогда не замерзает. Вертикальная линия, проходящая через вторую выделенную точку ($J \approx 1$) делит фитосферу по горизонтали на *влажно-холодную* (*плювиофитосферу*) и *сухо-теплую* (*ксерофитосферу*). Она примерно совпадает с изолинией среднегодовой температуры воздуха 0°C . Кроме того, на этой линии приблизительно равны модули температур самого теплого и самого холодного месяцев.

6. Получены формулы связи большинства безразмерных и размерных климатических характеристик. Установлен вид климатической зависимости доминанты поверхностных палиноспектров, оказавшийся различным в четырех вышеперечисленных частях фитосферы, и на этой основе разработана методика определения параметров климата и фитопродуктивности. Выполненные по этой методике реконструкции климата голоцена для характерных условий Западной Сибири показали адекватность полученных результатов ранее установленным и общепризнанным фактам истории климата и многолетнемерзлых пород в голоцене в этом регионе.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Базилевич Н.И., Родин Л.Е., Розов Н.Н.** Географические аспекты изучения биологической продуктивности // Материалы V съезда Геогр. о-ва СССР. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1970. С. 3–28.
2. **Бакулин В.В., Козин В.В.** География Тюменской области. Сред.-Урал. кн. изд-во, 1996. 240 с.
3. **Баулин В.В. и др.** Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. М.: Недра, 1985. 176 с.
4. **Бельшесов Е.А.** Будет ли Земля расширяться? // Знак вопроса. 2004. № 2. С. 45–61.
5. **Будыко М.И.** Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 472 с.
6. **Букалов А.В.** О зависимости характерной температуры живых организмов от среднегеометрической температуры вакуума Вселенной // Физика сознания и жизни, космология и астрофизика. 2006. № 1. С. 20–23.
7. **Букреева Г.Ф., Архипов С.А. и др.** Климат Западной Сибири в прошлом и будущем // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 11. С. 3–22.
8. **Букреева Г.Ф., Вотах М.П., Бишаев А.А.** Определение палеоклиматов по палинологическим данным. Новосибирск: Изд. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1986. 189 с.
9. **Букреева Г.Ф., Левковская Г.М.** Зональные особенности составов рецентных спорово-пыльцевых спектров долины р. Оби и их взаимосвязь с показателями современного климата // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: Изд. Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2000. Вып. 2. С. 48–56.
10. **Ван дер Хаммен.** Изменения климата севера Южной Америки в четвертичном периоде // Солнечная активность и изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1966. С. 328–336.
11. **Васильчук А.К.** Палиноспектры ^{14}C датированных образцов синкриогенных пород севера Западной Сибири и Якутии // Криосфера Земли. 2002. Т. VI, № 2. С. 3–21.

12. **Веденяпин Г.В.** Общая методика экспериментального исследования и обработки исходных данных. М.: Колос, 1967. 159 с.
13. **Вялов С.С.** Реология мерзлых грунтов. М.: Стройиздат, 2000. 464 с.
14. **Геокриология СССР.** Западная Сибирь / Под ред. Е.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 453 с.
15. **Григорьев А.А., Будыко М.И.** О периодическом законе географической зональности // Докл. АН СССР. 1956. Т. 110, № 1.
16. **Гричук В.П.** Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время // Труды Ин-та географии АН СССР. 1950. Вып. 46. С. 5–202.
17. **Гричук В.П., Заликсон Э.М. и др.** Реконструкция климатических показателей раннего кайнозоя по флористическим данным // Климат Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 69–78.
18. **Зах В.А.** Многослойное поселение Паром 1 у Салехарда // Вестн. археологии, антропологии и этнографии. Тюмень: Изд. Ин-та проблем освоения Севера СО РАН, 1997. Вып. 1. С. 24–35.
19. **Иванов С.Н., Рябогина Н.Е.** Материалы палинологического исследования торфяника Станичный Рям // Проблемы взаимодействия человека и природной среды. Тюмень: Изд. Ин-та проблем освоения Севера СО РАН, 2003. Вып. 4. С. 54–62.
20. **Исаченко А.Г.** Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. М.: Высш. шк., 1991. 366 с.
21. **Карлстром Т.В.** История оледенения Аляски и ее значение для теории палеоклимата // Солнечная активность и изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1966. С. 119–177.
22. **Кинд Н.В.** Поздне- и послеледниковье Сибири (новые материалы по абсолютной хронологии) // Голоцен. М.: Наука, 1969. С. 195–201.
23. **Климанов В.А.** К методике количественного восстановления климата прошлого // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1976. № 2. С. 92–98.
24. **Климишин И.А.** Астрономия наших дней. М.: Наука, 1986. 559 с.
25. **Коммонер Б.** Замыкающийся круг. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 279 с.
26. **Коновалов А.А.** Экогеосистемы: закономерности развития и распределения, выбор модели // Электрон. журн. “Природа России” / www.biodat/doc/lib/index.htm.
27. **Коновалов А.А., Московченко Д.В.** Стадийность и устойчивость геосистем // География и природ. ресурсы. 2003. № 2. С. 3–10.

28. **Коновалов А.А., Иванов С.Н.** К методике реконструкции палеоклиматов по палинологическим данным (на примере севера Западной Сибири) // Криосфера Земли. 2006. Т. X, № 1. С. 73–80.

29. **Коновалов А.А., Иванов С.Н.** Реконструкция палеоклиматов по палинологическим данным // География и природ. ресурсы. 2006. № 1. С. 131–136.

30. **Коновалов А.А., Данилов И.Д.** Трансгрессии и регрессии Арктического бассейна как причина многослойного строения мерзлых толщ севера Западной Сибири // Криосфера Земли. 1999. Т. III, № 2. С. 33–39.

31. **Коновалов А.А.** О возможной газогидратной природе просадочности лессовых грунтов // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 8. С. 1370–1375.

32. **Кременецкий К.В., Тарасов П.Е., Черкинский А.Е.** История островных боров Казахстана в голоцене // Ботан. журн. 1994. Т. 79, № 3. С. 13–27.

33. **Левковская Г.М.** Современные представления о способах подсчета результатов спорово-пыльцевого анализа четвертичных отложений и построения диаграмм. Краткий обзор // Проблемы палеогеографии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. С. 237–258.

34. **Личков Б.Л.** Природные воды Земли и литосфера. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 163 с.

35. **Митчелл Д.М.** Современные вековые колебания температуры земного шара // Солнечная активность и изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1966. С. 87–105.

36. **Орлова В.В.** Западная Сибирь. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 360 с.

37. **Попов Л.С.** Фантастический шницель // Наука и жизнь. 2000. № 4. С. 28–32.

38. **Регель В.Р., Слуцкер А.И., Томашевский Э.Е.** Кинетическая природа прочности твердых тел. М.: Наука, 1974. 560 с.

39. **Савельев Б.А.** Гляциология. М.: Изд-во МГУ, 1991. 288 с.

40. **Сафронов Ю.П.** В диапировом блеске солнечных пятен // Чудеса и приключения. 2002. № 4. С. 8–10.

41. **Свирижев Ю.М., Логофет Д.О.** Устойчивость биологических сообществ. М.: Наука, 1978. 352 с.

42. **Сладков А.Н.** Введение в спорово-пыльцевой анализ. М.: Наука, 1967. 267 с.

43. **Сороко Э.М.** Структурная гармония систем. Минск: Наука и техника, 1984. 264 с.

44. **Справочник** по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1965–1968. Вып. 17, ч. I–IV.
45. **Справочник** по климату СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1965. Вып. 7, ч. 1. 275 с.
46. **Тарасов П.Е.** Реконструкция климата и растительности Северной Евразии позднего плейстоцена по палинологическим данным // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 70–96.
47. **Физико-географический** атлас Мира. Л.: Гидрометеиздат, 1964. 275 с.
48. **Фрадкин Б.З.** Белые пятна безбрежного океана. М.: Недра, 1983. 96 с.
49. **Шнайдер С.Г.** Меняющийся климат // В мире науки. 1989. № 11. С. 26–37.
50. **Шнитников А.В.** Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1969. 245 с.
51. **Шполянская Н.А.** Мерзлая зона литосферы Западной Сибири и тенденция ее развития. М.: Изд-во МГУ, 1981. 168 с.
52. **Яворский Б.М., Детлаф А.А.** Справочник по физике. М.: Наука, 1965. 847 с.
53. **Overpeck J.C., Webb T., Prentice I.C.** Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: dissimilarity coefficients and the method of modern analogs // Quater. Res. 1985. V. 23. P. 87–108.
54. **Prentice I.C., Cramer W., Harrison S.P. et al.** A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate // J. Biogeogr. 1992. V. 19. P. 117–134.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
1. ПОСТАНОВКА И СУТЬ ПРОБЛЕМЫ	7
2. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО- ВРЕМЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КЛИМАТА И ГЕОБОТАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ	13
Цикличность развития геосистем	—
Деформационная модель развития	21
Об устойчивости	25
Тепловой и водный балансы, животворная сила воды	27
Климатическое поле Земли, его связь с геоботаническими комплексами	29
Динамика геоботанических зон и формирование палиноспектров	32
3. ГЕОМЕТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СИСТЕМЫ, ОБЩИЕ СВОЙСТВА И ФОРМУЛЫ	40
Общее представление о характере взаимодействия частиц в системе	—
Уровни упорядоченности и золотое сечение	41
Приведение многоэлементных систем к двухэлементным	44
4. ТРЕХ-, ЧЕТЫРЕХ- И ДВУХГРУППОВОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ПАЛИНОСПЕКТРОВ	49
Полные и групповые палиноспектры	—
Свойства доминантной группы	52
Анализ фактического материала	57
5. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПОДСИСТЕМЫ	65
Безразмерные элементы климата, температурные и другие дихотомии	—

Формулы связи элементов климата	67
Климат и криолитосфера	87
Барический фактор	89
6. КЛИМАТИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ПРОДУКТИВНОСТИ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА, ОСОБЕННОСТИ ЕЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ	96
Фитопродукция и фитомасса, особенности распределения	–
Связь с палиноспектрами	102
7. СВЯЗЬ КЛИМАТА С ДОМИНАНТОЙ РЕЦЕНТНЫХ ПАЛИНОСПЕКТРОВ	103
Формулы связи элементов климата с “весом” доминантной палиногруппой	–
Апробация формул	105
Метод функциональных типов растительности	109
8. МЕТОДИКА ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ, ПРИМЕРЫ	115
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	123
ЛИТЕРАТУРА	125

Научное издание

Коновалов А.А.
Иванов С.Н.

**КЛИМАТ, ФИТОПРОДУКТИВНОСТЬ И ПАЛИНОСПЕКТРЫ:
СВЯЗИ, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И МЕТОДИКА
ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ
(на примере Западной Сибири)**

Редактор *В.Д. Ахметова*
Художественный и технический редактор *О.М. Вараксина*
Корректор *В.В. Борисова*
Компьютерная верстка *Н.М. Райзвих*

Подписано в печать 00.00.07. Формат 60×84/16. Гарнитура Таймс.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.-печ. л. 0,0. Уч.-изд. л. 0,0.
Тираж 300 экз. Заказ № 203.

НП “Академическое издательство “Гео”
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3,
тел./факс: (383) 330-79-08, <http://www.izdatgeo.ru>