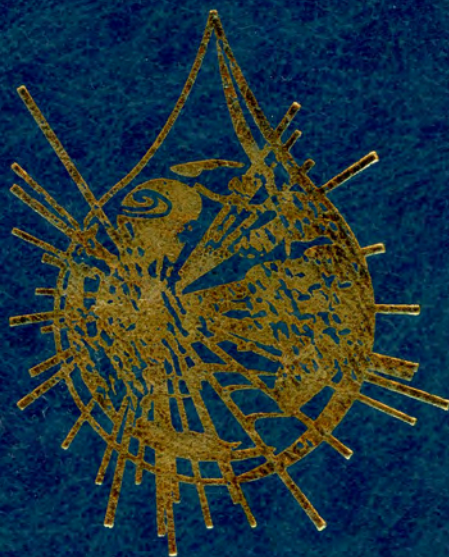


Р.К.Клиге, И.Д. Данилов, В.Н.Конищев

ИСТОРИЯ ГИДРОСФЕРЫ



Научный мир

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им.М.В.ЛОМОНОСОВА

Р.К.Клиге, И.Д.Данилов, В.Н.Конищев

ИСТОРИЯ ГИДРОСФЕРЫ

МОСКВА
Научный мир
1998

УДК 556 (091)

К 49

ББК 26.22

Р.К.Клиге, И.Д.Данилов, В.Н.Конищев

ИСТОРИЯ ГИДРОСФЕРЫ. – М.: Научный мир, 1998. – 368 с.

ISBN 5-89176-029-0

Обобщение и анализ комплексов данных, которыми располагают различные науки о Земле, позволили в значительной степени воспроизвести глобальные закономерности формирования и эволюции поверхностных вод гидросферы. Разработана методика моделирования на основе физических параметров рельефа поверхности Земли, которая легла в основу реконструкции гидрологических условий для отдельных последовательных отрезков геологической истории. Рассчитано изменение основных параметров Мирового океана. Получены схемы колебаний его уровня в различные этапы геологической истории и данные о постепенном увеличении объема вод океана и сокращении их на суше в результате развития контрастности рельефа. Анализ разнопорядковой цикличности криозоны Земли указывает на увеличение площади оледенений от одного цикла к другому. Данные геологии и геоморфологии, абсолютной геохронологии, палеоботаники, археологии и исторических сведений позволяют представить палеогидроклиматические условия на поверхности суши в различные временные интервалы.

Книга рассчитана на гидрологов, океанологов, географов, геофизиков и может использоваться как учебное пособие в университетах и вузах при подготовке специалистов в области гидрологии.

Табл. 45. Ил. 181. Библ. 529 назв.



Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований – проект 96-05-78125 и Отделения экологии Российской Академии Наук

Научный редактор: доктор географических наук В.И.Орлов

Рецензенты: доктор географических наук С.Д.Николаев, доктор географических наук А.А.Свищов

R.K.Klige, I.D.Danilov, V.N.Konischev

THE HISTORY OF HYDROSPHERE. – М.: Scientific World, 1998. – 368 p.

Summarizing and analysing databases of various Earth's sciences allowed to reproduce, to a considerable extent, the global laws of origin and evolution of superficial waters of the hydrosphere. Hydrological conditions for some consecutive periods of the geological history are reconstructed on a basis of physical simulation of the Earth's relief. Changes in the principal parameters of the World Ocean are calculated on a basis of up-to-date standpoints on the evolution of hydrosphere and relief. Ocean level fluctuation patterns are derived for different stages of the geological history, and these patterns characterize hydrological conditions on the Earth's surface. The obtained data witness for the gradual rise of the water volume in the ocean and its diminution on land due to the progressive growth of the relief contrast. The Earth's cryozone multi-scale cyclicity patterns are analysed. It leads to the conclusion about the possibility of strict trend in the evolution of the glaciation, its total area and volume increasing with every new cycle. Geological, geomorphological and palaeobotanical information as well as absolute dating and archaeological and historical evidence permit describing, for various time spans and with different minuteness, character of changes in land palaeohydrological conditions.

The book is intended for hydrologists, oceanologists, geographers, geophysicians and may be recommended as a manual for university studies in hydrology.

Tabl. 45. Il. 181. Bibl. 529 titles

©Р.К.Клиге, И.Д.Данилов, В.Н.Конищев, 1998

©Научный мир, 1998

ISBN 5-89176-029-0

CONTENTS

Introduction	7
<i>Chapter 1</i>	
The Earth's hydrosphere	9
1.1. Definition of hydrosphere	9
1.2. Boundaries of hydrosphere	10
1.3. Origin of hydrosphere	12
1.4. Water distribution over the globe	16
1.5. Ice as a component of hydrosphere	21
<i>Chapter 2</i>	
The Earth's surface as a ground for the formation of hydrosphere ..	27
2.1. Peculiarities of hypsographical syructure of the Earth's surface	27
2.2. The surface of the Earth as a result of its inner development	31
2.3. Main features of the development of the Earth's surface	34
2.4. Tendencies of lithosphere changes	42
2.5. Simulation of the Earth's relief	48
2.6. Model of the Earth's surface	54
<i>Chapter 3</i>	
Hydrosphere regime formation at the early stage of the Earth's history	58
.....	
3.1. Principal tendencies in the changes of the volume of the superficial hydrosphere	58
3.2. Factors of ocean-level fluctuations during the geologic time	62
3.3. Ocean level in Phanerozoic	67
3.4. Ocean level in Mesozoic-Cenozoic	77
3.5. Development of the hydroclimatological conditions in the geologic past	85
3.6. Formation of rivers, lakes and intra-continental reservoirs	93
3.7. Formation of water composition in hydrosphere	113
<i>Chapter 4</i>	
Cryogenic processes in the hydrosphere's development.....	125
4.1. Two models of the development of the Earth's cryogenic zones.....	126
4.2. Methods of cryosphere studies	128
4.3. Results and discussion	129
4.4. Changes structure of the Earth's cryogenic zones	152

Chapter 5

Ice as an indicator of hydrosphere evolution	155
.....	155
5.1. Global hydroclimatological cycles and cryogenic epochs	165
5.2. Pre-Cambrian cryogenic epochs	173
5.3. Paleozoic cryogenic epochs	180
5.4. Cenozoic cryogenic epochs	187
5.5. Global problems of Quaternary cryogenic epochs	

Chapter 6

The Earth's oceanosphere in Pleistocene and Holocene	207
6.1. Water regime of the ocean in Pleistocene	207
6.2. Sea-level fluctuations in Holocene	217
6.3. Influence of the gravitation anomalies on the sea level	223

Chapter 7

Inland hydroclimatological changes in Pleistocene	235
7.1. Principal tendencies of climate changes in Pleistocene	235
7.2. River regime formation in Pleistocene	244
7.3. Pleistocene stage in lake history	256
7.4. Historical aspects of the Caspian Sea water regime formation	269

Chapter 8

Inland water regime in Holocene and Quaternary period	283
8.1. Hydroclimatological features of Holocene	283
8.2. The Aral Sea as humidity indicator for Central Asia	301
8.3. Hydroclimatological changes in the Issyk-Kul Lake basin	309
8.4. Changes in hydroclimatological conditions in the geologic time	315

Chapter 9

Contemporary changes in the global water balance	334
9.1. Global water exchange in the superficial hydrosphere	334
9.2. Water balance of the superficial basins	340
9.3. Changes in the global water balance	343

Literature	347
-------------------------	-----

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	7
<i>Глава 1</i>	
Гидросфера Земли	9
1.1. Понятие гидросферы	9
1.2. Границы гидросферы	10
1.3. Образование гидросферы	12
1.4. Распространение воды на Земле	16
1.5. Льды Земли как составная часть гидросферы	21
<i>Глава 2</i>	
Земная поверхность как основа формирования гидросферы	27
2.1. Особенности гипсографического строения земной поверхности	27
2.2. Поверхность Земли как результат ее внутреннего развития	31
2.3. Особенности общего развития земной поверхности	34
2.4. Тенденции изменения литосферы	42
2.5. Моделирование рельефа Земли	48
2.6. Модель земной поверхности	54
<i>Глава 3</i>	
Формирование режима гидросферы Земли на ранних стадиях геологического развития	58
3.1. Основные тенденции в изменении объема поверхностной гидросферы	58
3.2. Факторы изменения уровня океана за геологическое время	62
3.3. Положение уровня океана в фанерозое	67
3.4. Уровень океана в мезозое–кайнозое	77
3.5. Особенности развития гидроклиматической обстановки в геологическом прошлом	85
3.6. Формирование рек, озер и внутриконтинентальных морей	93
3.7. Формирование состава вод гидросферы	113
<i>Глава 4</i>	
Криогенные процессы в развитии гидросферы	125
4.1. Две модели развития криогенных зон Земли	126
4.2. Методы исследования	128
4.3. Результаты исследования и их обсуждение	129
4.4. Изменение структуры криогенных зон Земли	152

Глава 5

Льды как индикаторы развития гидросферы	155
5.1. Глобальные гидроклиматические циклы и криогенные эпохи ..	155
5.2. Докембрийские криогенные эпохи	165
5.3. Криогенные эпохи палеозоя	173
5.4. Кайнозойская криогенная эпоха	180
5.5. Главные проблемы четвертичной криогенной эпохи	187

Глава 6

Океаносфера Земли в плейстоцене и голоцене	207
6.1. Водный режим океана в плейстоцене	207
6.2. Изменения морского уровня в голоцене	217
6.3. Влияние на уровень океана гравитационных аномалий	223

Глава 7

Гидроклиматические изменения на территории суши в плейстоцене	235
7.1. Основные тенденции изменения климата в плейстоцене	235
7.2. Формирование речного режима в плейстоцене	244
7.3. Плейстоценовый этап в истории озерных водоемов	256
7.4. История формирования водного режима Каспийского моря	269

Глава 8

Водный режим суши в голоценовое и историческое время	283
8.1. Гидроклиматические особенности голоцена	283
8.2. Аральское море как индикатор увлажненности Средней Азии	301
8.3. Гидроклиматические изменения в бассейне озера Иссык-Куль	309
8.4. Изменения гидроклиматических условий в историческое время	315

Глава 9

Современные изменения мирового водного баланса	334
9.1. Глобальный водообмен поверхностной гидросферы	334
9.2. Водный баланс поверхностных вод гидросферы	340
9.3. Изменение глобального водного баланса	343

Литература	347
-------------------------	------------

ВВЕДЕНИЕ

История развития Земли неразрывно связана с возникновением гидросферы и активных процессов водообмена. Поэтому одной из важнейших проблем современной науки является выявление основных закономерностей формирования и эволюции природных вод на земной поверхности в результате процессов планетарного водообмена и воздействия на них человека. В связи с этим, весьма важным обстоятельством является восстановление палеогидрологических условий взаимодействия компонентов природы для последовательных отдельных отрезков времени, т.е. реконструкции палеогеографических особенностей для той или иной геологической эпохи; выявление закономерностей последовательности изменений водной оболочки и ее составных частей в ходе геологической истории.

Раскрытие характерных особенностей изменения водного режима в прошлом имеет большое научное и практическое значение, поскольку позволяет изучать процесс становления и развития гидросферы и выявлять закономерности, присущие этому процессу, что в свою очередь может быть положено в основу сверхдолгосрочного прогноза состояния водных ресурсов Земли.

Исследования водного режима Земли проводились в сопоставлении с общепланетарными геофизическими процессами. Для получения представлений об изменении форм и строении рельефа Земли, оформления гидросферы и ее пространственно-временном распределении на земной поверхности и получения необходимых статистических параметров с учетом данных о геологии и дегазационных процессах проводилось моделирование формирования планетарного рельефа и развития водной оболочки. На основе комплексного анализа различных материалов о гидросфере уточнены основные закономерности формирования и эволюции природных вод на земной поверхности. Получен ряд новых схем изменения уровня океана в различные этапы геологической истории как одного из интегральных показателей жизни гидросферы. Проведен анализ режима вод суши как в геологическом прошлом, так и в историческое время с реконструкцией составляющих водного баланса.

Представленная работа является обобщением многолетних работ авторов по исследованию отдельных элементов и различных этапов развития гидросферы и криозон, проводимых как самостоятельно, так и со своими коллегами. Часть материалов была опубликована в различных печатных работах, статьях, тезисах, но в обобщенном проблемном варианте представляется впервые.

При работе над рукописью была оказана помощь А.С.Селивановым, который представил ряд материалов по изменению уровня океана и по отдельным палеогидроклиматическим показателям, на что имеются ссылки в соответствующих разделах монографии.

Авторы благодарны В.И.Орлову, давшему ряд ценных рекомендаций, а также С.Д.Николаеву и А.А.Свиточу, которые согласились быть рецензентами рукописи.

Отдельные разделы книги были написаны: Р.К.Клиге – 1.1–1.4; 2; 3; 6; 7; 8; 9; И.Д.Даниловым – 1.5; 1.6; 5; В.Н.Конищевым – 4; Р.К.Клиге, Ю.А.Таракановым – 6.3. Разделы, написанные при использовании материалов, представленных А.О.Селивановым, – 3.2; 3.4; 7.1; 7.2.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты 93-05-8854, 94-05-17832-а, 96-05-65854, 97-05-105.

Глава 1

ГИДРОСФЕРА ЗЕМЛИ

1.1. Понятие гидросферы

Гидросфера (от греческих слов *hydor* – вода и *sphaira* – шар) – непрерывная оболочка Земли, включающая всю воду в жидком, твердом, газообразном, химически и биологически связанном состоянии.

Единство гидросферы определяется не только ее непрерывностью, но и постоянным водообменом между всеми ее частями и постоянным переходом из одного состояния в другое.

Формирование водной оболочки Земли было тесно связано с общепланетарными геофизическими процессами, результатом которых явилось образование трех сопряженных с ней оболочек: мантии, литосферы и атмосферы.

По оценке В.И.Вернадского [1967, 1988], нет такого природного тела, которое могло бы сравниться с водой по влиянию на самые грандиозные геологические процессы Земли. Практически на Земле нет такого вещества, в которое не была бы включена вода.

Гидросфера играла и играет основополагающую роль в геологической истории Земли, в формировании физической и химической среды, климата и погоды, в возникновении жизни на Земле и ее развитии [Гидросфера, 1960].

Воды гидросферы воздействуют на горные породы механически и химическим путем. Замерзая и расширяясь в трещинах горных пород, вода производит разрушительную работу. Реки разрабатывают широкие долины, перенося обломочный материал в более низкие районы. Осаждаясь на дне морей и озер, твердый материал образует осадочные и обломочные породы. Огромное количество природного материала переносится реками в растворенном состоянии. В результате выпадения из вод гидросферы различных солей образуются породы и минералы химического происхождения (гипс, доломиты и т.д.). Некоторые живущие в воде организмы обладают способностью поглощать из нее различные соединения (карбонат кальция, кремнезем, и т.д.) и отлагать их в своем организме. Скапливаясь на дне водоема, их скелеты образуют мощные слои известняков и различных кремнистых пород. Таким образом подавляющая часть осадочных горных пород и такие ценные полезные ископаемые, как нефть, уголь, бокситы, марганцевые и железные осадочные руды образовались в прошлые

геологические эпохи в результате воздействия гидросферы и процессов, происходящих в ней [Тимофеев и др., 1988].

В гидросфере впервые зародилась жизнь на Земле. Эволюция организмов продолжалась в морской среде в течение всего докембрия и лишь в начале палеозоя началось заселение суши различными организмами.

По химическому составу воды гидросферы представляют собой сложный раствор различных веществ, они чрезвычайно разнообразны, отличаясь не только по химическим элементам и общей концентрации растворенных веществ, но и по количественному соотношению между компонентами состава, форме их соединений [Алекин, 1970]. В состав воды входят газы, главным образом в виде молекул и частично гидратированных соединений, соли, преимущественно в виде ионов, а при больших концентрациях – комплексов и молекул, органические вещества как в молекулярных и высокомолекулярных соединениях, так и в коллоидном состоянии.

Химическим составом гидросферы (табл. 1.1) определяются различные процессы, протекающие в водной среде [Кратк. геогр. энцикл., 1960].

Таблица 1.1. Обобщенный химический состав поверхностных вод гидросферы

Химические элементы	Весовые %	Коэффициент концентрации по отношению к среднему составу земной коры
О (кислород)	85,82	1,75
Н (водород)	10,72	10,70
Cl (хлор)	1,90	9,45
Na (натрий)	1,05	0,37
Mg (магний)	0,14	0,06
S (сера)	0,088	8,8
Ca (кальций)	0,04	0,12
K (калий)	0,038	0,014
Br (бром)	$6,5 \cdot 10^{-3}$	6,5
C (углерод)	$2 \cdot 10^{-3}$	0,006
Sr (стронций)	$1,0 \cdot 10^{-3}$	0,11
B (бор)	$1,5 \cdot 10^{-4}$	0,09

Воды гидросферы играют важнейшую роль в жизни человека. Они используются для целей водоснабжения, судоходства, рыболовства, гидроэнергетики, орошения и т.д. Минеральные озера служат для добычи ценного химического сырья. Запасы подземных вод используются для орошения и водоснабжения. Воды многих минеральных источников обладают целебными свойствами.

1.2. Границы гидросферы

Следы гидросферы Земли практически можно найти во всех геосферах нашей планеты. Вся земная кора до ее нижней границы на глубине 35–45 км содержит подземные воды, но и ниже, особенно в районах зоны глубоких разломов, следы подземных вод могут достигать глубин более 100 км [Павлов, 1977]. Предполагается, что на больших глубинах вода из мантии поступает в астеносферу в составе

летучих гидридов щелочных металлов и легкоплавких силикатов щелочных солей, которые затем дегидратируются в пары воды и дренируются по разломам (рис. 1.1).

Верхняя граница гидросферы практически совпадает с верхней границей атмосферы. Хотя основная масса водяного пара и сосредоточена в тропосфере, но через тропопаузу происходит постоянный обмен вещества. Несмотря на

незначительное количество водяных паров в стратосфере, возможен процесс их конденсации, в результате чего появляются перламутровые облака [Блютген, 1972]. Предполагается, что выше 80 км молекулы воды полностью диссоциируются. На высотах выше 300 км происходит обмен с космическим пространством.

Хотя гидросфера Земли является единой водной оболочкой, она может быть подразделена на ряд частей, из которых можно выделить три основных (табл. 1.2). Первая часть охватывает земную атмосферу от поверхности Земли до высоты 300 км. Она состоит главным образом из пара, а также из капельно-жидкой влаги и кристаллов льда, а на больших высотах — из отдельных молекул и атомов водорода. Эта часть гидросферы имеет наименьший объем влаги из всех других. Вторая часть гидросферы, занимающая второе место по объему, — это поверхностные воды Земли. Они располагаются от максимальных глубин океана (11 км) до максимальных высот высокогорных снегов (9 км). Вода здесь находится главным образом в жидком состоянии, а также в твердом и биологическом (океаны и моря, реки и озера, водохранилища и ледники, растительный и животный мир). Третья часть гидросферы — самая большая по объему. Это подземные



Рис. 1.1. Границы гидросферы
по А. Н. Павлову [1977]

1 — экзосфера; 2 — область атмосферной миграции;
3 — тропосфера; 4 — литосфера; 5 — межблоковая миграция в мантии; 6 — астеносферные слои;
7 — эндосфера

воды, которые могут находиться в парообразном, жидком, твердом и химически связанном состоянии. Это почвенная влага, гравитационные воды верхних слоев земной коры, глубинные напорные воды, подземные воды, воды в связанном состоянии в различных горных породах и отложениях, воды, входящие в состав минералов и ювенильные воды.

Таблица 1.2. Подразделения гидросферы

Основные части гидросферы	Пределы распространения относительно земной поверхности, км	Подразделы гидросферы	Пределы распространения относительно земной поверхности, км
Влага воздушной оболочки	от 0 до +300	Ионосферная влага Стратосферная влага Тропосферная влага	от +80 до +300 от +10 до +80 от 0 до +10
Поверхностные воды Земли	от +9 до -11	Океаносфера Поверхностные воды суши Воды криосферы Воды биосферы	от -11 до 0 от 0 до +11 от -5 до +100 от -11 до +15
Подземные воды	от 0 до -300	Почвенная влага Воды активного водообмена Воды замедленного водообмена Высокоминерализованные растворы Химически связанная вода	от -2 до 0 от -16 до 0 от -25 до -16 от -70 до -25 от -100 до -70

Гидросфера Земли по ее объему, степени концентрации вод, периоду водообмена, физическому и химическому состоянию может быть подразделена и на более мелкие части (см. табл. 1.2).

1.3. Образование гидросферы

Гидросфера Земли – одна из древнейших оболочек нашей планеты, которая, вероятно, возникла около 4,0–3,5 млрд. л.н. Она развивалась вместе и в тесном взаимодействии с литосферой, атмосферой, а затем и с живой природой.

Основная масса гидросферы сформировалась в результате процессов выплавки и дегазации вещества мантии Земли и определялась глубинными геофизическими процессами [Виноградов, 1959; Артюшков, 1968; Rubey, 1964]. Дегазация является следствием мощного механизма химико-плотностной гравитационной дифференциации вещества мантии на границе с ядром, приводившего к возникновению в мантии конвективной циркуляции, период которой должен был соответствовать планетарным тектоническим циклам.

Дифференциация Земли на оболочки, в частности, образование водной оболочки поддерживалась и регулировалась грандиозными и непрерывными процессами радиального выплавки и дегазации вещества мантии, происходившими вследствие выделения тепла при самопроизвольном распаде самых непрочных радиоактивных атомов [Виноградов, 1967]. Расчеты показывают, что вся гидросфера ($1,6 \times 10^{24}$ г) по отношению ко всем горным породам земной коры (24×10^{24} г) составляет около 7%. В то же время установлено, что при излиянии базальтов на поверхность Земли происходит дегазация около 7% ювенильной воды в виде водяного пара или жидкой воды. Это указывает на существование

зависимости между количеством излившегося базальта и количеством воды. Исходя из этого, главная масса воды должна была поступать на поверхность Земли в процессе становления и развития континентов, одновременно какая-то ее часть могла поступать и в процессе формирования базальтовой океанической коры. В результате этого обстоятельства изменение объема воды на поверхности Земли определялось преимущественно эволюцией континентов. В начале истории Земли дегазация могла происходить более интенсивно, и главная масса воды могла образоваться вероятно в течение первых сотен-тысяч миллионов лет.

Современные геологические исследования показывают, что гидросфера на Земле существовала практически во все геологические времена. Так, уже в катархее имеются породы, осадочное происхождение которых не вызывает сомнения [Страхов, 1948; Хаин, Ломизе, 1995]. Наиболее древние осадочные породы в виде бурого железняка с возрастом около $3,76 \pm 0,07$ млрд. л. обнаружены на юго-западе Гренландии английскими геологами С.Мурбатом, Р.К.О'Найном и Р. Дж.Панкхерстом [Монин, Шишков, 1979].

Изучение глобальной эволюции Земли с учетом процессов гравитационной дифференциации вещества и дегазации мантии показывает, что происходило постепенное увеличение темпов нарастания гидросферы, максимум которого приходится на нижний рифей, около 1,5 млрд. л.н. [Сорохтин, 1974].

Одновременно происходило развитие земной коры путем роста геосинклиналей, горообразования и процессов выветривания. Возникшие ядра будущих континентов постепенно расширялись, а рельеф земной поверхности становился все более контрастным. Земная кора дифференцировалась на океаническую и континентальную. Процессы создания земной коры приводили одновременно к связыванию значительной массы воды в различных породах и минералах.

С возникновением значительных пространств суши увеличивалась доля континентальной гидросферы за счет рек, озер, ледников и в большей степени – подземных вод.

Изучение докембрийской истории Земли [Сидоренко и др., 1978] показывает, что условия осадкообразования раннего докембрия могли быть достаточно близки к условиям фанерозоя, и что основные типы водоемов, солевой состав морских и пресных вод и их щелочно-кислотные и окислительно-восстановительные условия могли находиться примерно в тех же пределах, в каких они колебались в различного типа водоемах в более поздние эпохи.

Формационно-фициальный анализ основных типов древнейших осадочно-метаморфических пород и сравнение их с более молодыми постдокембрийскими аналогами позволили А.В.Сидоренко и Ю.А.Борщевскому [1975] сделать вывод о существовании климатической дифференциации процессов гипергенеза на Земле уже с раннедокембрийского времени. Реставрация палеогеографических условий седиментации на основе минерального и химического состава первичных осадков, парагенезиса их с другими типами осадочных пород, а также реликтовых структур и текстур позволила выделить формации и фации «обычных» и жарких гумидных, аридных, ледовых типов литогенеза с раннего докембрия.

По данным А.Б.Ронова и А.А.Ярошевского [1976] около $3,5 \times 10^{23}$ г массы воды может находиться в связанном состоянии с породами в континентальной коре, в осадочном слое и втором слое океанической коры, а $4,9 \times 10^{23}$ г – в серпентинитах

(третьем слое) океанической коры. Наиболее интенсивные процессы связывания воды вероятно происходят в породах океанической коры (в серпентинитах), приуроченных к рифтовым зонам [Wenner, Taylor, 1969]. Поэтому взаимодействие гидросферы с рифтовыми зонами могло иметь существенное значение для развития поверхностных вод Земли.

Исследования А.В.Сидоренко с сотрудниками [1978] показывают, что при формировании континентальной земной коры могло захорониться около 20% всей гидросферы. Расчет соотношений между массой горных пород, захороненных вод и возрастом отложений (рис. 1.2) позволил оценить количество воды, захороненной в горных породах за всю историю Земли, которое составило около 60% всей гидросферы (табл. 1.3). Полученные данные также показывают, что по-видимому уже на самых ранних этапах формирования земной коры существовала некоторая водная оболочка в достаточно заметных объемах. Причем дегазация первичного протопланетного вещества и формирование первичных газовой-жидких оболочек Земли могли протекать достаточно быстро на сравнительно ранних этапах формирования планеты.

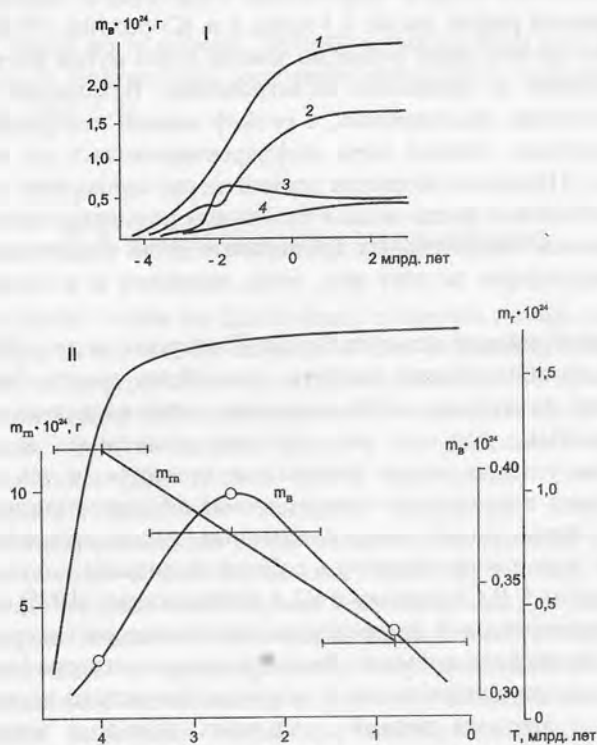


Рис.1.2. I – Изменение массы воды в гидросфере и земной коре по О.Г.Сорохтину [1974]

(I – суммарная масса; 2 – гидросфера; 3–4 – вода связанная в породах: 3 – океанической коры; 4 – континентальной коры)

II – Соотношения массы горных пород (m_m), воды, захороненной в них (m_w), и гидросферы (m_r) по А.В.Сидоренко, О.М.Розену и В.А.Телякову [1978]

Таблица 1.3. Количество захороненных вод в земной коре
по А.В.Сидоренко и др. [1978]

Захороненные воды	Масса воды $\times 10^{24}$ г	Доля гидросферы, %	Соответствующая масса пород $\times 10^{24}$ г	Интервал времени $\times 10^9$ лет
Поровые воды неметаморфизированных отложений	0,330	18,8	3,44	1,6 - 0
Вода, выделившаяся при метаморфизме из пород, составляющих верхнюю часть земной коры	0,338	22,6	9,23	3,5 - 1
Вода, выделившаяся при метаморфизме из пород, составляющих нижнюю часть земной коры	0,310	18,4	11,89	3,5 - 4
Общее количество воды, освобожденной при метаморфизме пород докембрия	0,704	41,0		
Количество воды, захороненное в горных породах земной коры за всю историю Земли	1,034	59,8		

Расчеты, проведенные в связи с изучением глобальной эволюции Земли [Сорохтин, 1974] на основе исследования процессов, управляющих геологическим развитием нашей планеты, показали, что основную роль в развитии различных оболочек Земли должен был играть процесс гравитационной дифференциации вещества, приводящий к образованию мантийных конвективных течений с одновременной дегазацией мантии.

Для определения вынесенной из мантии массы воды (m_w) О.Г.Сорохтиным предложено уравнение

$$m_w = c_0(H_2O)m_g(1 - e^{-\alpha n(t)/n(\infty)}),$$

где c_0 – концентрация воды в первичном веществе и мантии, m_g – масса Земли, α – показатель подвижности компонента H_2O в деятельном слое верхней мантии, $n(\infty)$ – нормировочный коэффициент ($n(\infty) = n(t)$ при $t = \infty$).

Расчеты позволили получить общую картину изменения массы воды в гидросфере и в породах земной коры.

Модель развития массы гидросферы на поверхности Земли может быть также записана в виде:

$$m_{nr} = \frac{1,6}{\sqrt{2\pi}1,5} \int_{-\infty}^T e^{\frac{(u+1,8)}{4,5}} du$$

На протяжении всей истории формирования водной оболочки Земли наряду с поступлением ювенильных вод на земную поверхность в результате дегазационных процессов в мантии одновременно часть воды в процессе диссипации водорода в верхних слоях атмосферы уходила в космическое пространство. Этот процесс мог изменяться во времени. Предполагается, что большое влияние на него

могло оказать возникновение и развитие биосферы. Это обстоятельство привело к трансформации газового состава атмосферы и образования как бы "экрана" из нового слоя, препятствующего диффузии влаги и замедляющего ее вынос в космос с одновременным усилением накопления вод на земной поверхности. Существующие оценки современной диссипации водорода в космическое пространство показывают, что в среднем Земля теряет около $0,1 \text{ км}^3$ воды в год [Клиге, 1985]. При таких условиях за 3,5 млрд. л. вынос влаги в космическое пространство мог составить порядка $0,5 \text{ млрд. км}^3$ или около трети общих запасов современных поверхностных вод.

1.4. Распространение воды на Земле

Воды Земли практически пронизывают всю нашу планету, начиная с самых больших высот стратосферы вплоть до огромных глубин земной коры, достигая мантии.

Основная масса гидросферы находится в земной коре и в мантии Земли. Это подземная часть гидросферы. По оценке В.И.Вернадского [1960], общий объем воды в земной коре мощностью 20–25 км (учитывая также воды, находящиеся в различных состояниях и связях с минералами) должен составлять не менее $1,3 \text{ млрд. км}^3$.

В более низких слоях литосферы, вероятно, находится не менее 5,5% общего объема воды [Павлов, 1977]. При общем объеме земной коры в пределах глубин от 20 до 70 км около $9,2 \times 10^9 \text{ км}^3$ [Белоусов и др., 1972] объем гидросферы должен составить не менее $0,6 \times 10^9 \text{ км}^3$. Таким образом, в целом в земной коре может находиться порядка $1,9 \times 10^9 \text{ км}^3$ воды.

По расчетам П.П.Тимофеева с сотрудниками [1988] в мантии может еще сохраняться объем гидросферы, близкий $28 \times 10^9 \text{ км}^3$ воды. Таким образом, в коре и мантии Земли может содержаться в том или ином виде около 30 млрд. км^3 воды.

Суммарные величины ежегодно возобновляемых запасов подземных вод зоны активного водообмена и сравнительно активного водообмена, которые самым тесным образом связаны с речным стоком, оцениваются величинами около 12–13 тыс. км^3 [Львович, 1974]. Значительная часть влаги содержится в верхнем почвенном горизонте до глубины 2 м, где ее общее количество составляет приблизительно 16,5 тыс. км^3 [Мировой водный баланс..., 1974]. Часть подземных вод (200–500 тыс. км^3) законсервирована в подземных льдах зоны многолетней мерзлоты [Граве, 1968]. Общие запасы подземных вод в верхней части земной коры до глубины около 200 м в настоящее время оцениваются величинами 23,4 млн. км^3 [Гармонов и др., 1974]. Запасы подземных вод зоны сравнительно активного водообмена до глубины 5 км оцениваются в размере 60 тыс. км^3 [Калинин, 1968; Львович, 1974]. Эти данные показывают, что подземные воды, наиболее активно участвующие в современном глобальном водообмене, составляют около 0,7% от общих запасов воды на поверхности Земли, или 49,4% поверхностных вод суши. Поэтому естественно ожидать, что подземные воды, и

особенно изменения в их запасах во времени, могут значительно влиять в первую очередь на процессы континентального водообмена.

Второе место по объему вод на Земле занимает Мировой океан, который иногда называют океаносферой. Его средняя глубина составляет 3710 м [Фролов, 1971], а площадь достигает 361,8 млн. км². Следует отметить, что часто принимается площадь 361,3 млн. км² [Мировой водный баланс..., 1974], что неправильно, т.к. в этом случае не учитываются неровности океанической поверхности. Анализ особенностей рельефа морской поверхности, проведенных Годдардским космическим центром США с помощью искусственных спутников Земли, позволил установить, что действительная площадь (рис. 1.3) Мирового океана из-за ее неровностей на 0,14% больше проекции, которая обычно принимается для расчетов [Клиге, 1980; Тараканов, 1976; Тараканов, Черевко, 1979].

Объем мирового океана достигает 1342 млн. км³, из которых около 30 тыс. км³ приходится на айсберги. В то же время, если учесть воду, которая находится в илах океанического дна и может составлять порядка 10% от вод океана [Софер, Скирстымонская, 1994], то общий объем океаносферы может составить почти 1,5 млрд. км³ ($1,478 \times 10^9$ км³).

По расчетам В.Н.Степанова [1983] в океаносфере сосредоточено $7,3 \times 10^{21}$ ккал тепла. Ежегодно океан поглощает почти в 2 раза больше солнечной энергии (в среднем 90 ккал/см² в год), чем суша (50 ккал/см² в год), что определяет огромную роль океана в планетарном теплообмене. Основная часть поглощаемой энергии в океане (80%) расходуется на испарение более 500 тыс. км³ воды и обеспечивает глобальный водообмен.

Третье место по объему вод занимают ледники на земной поверхности. В настоящее время они покрывают 16,2 млн. км² суши, т.е. около 11% ее поверхности. Средняя толщина льда на этой площади равна 1700 м, а максимальная величина – более 4000 м, достигается в Антарктиде. Общий объем ледникового покрова Земли оценивается величиной 30 млн. км³ [Котляков, 1979], что составляет около 2% всей свободной воды на поверхности Земли, или около 56% запасов вод континентов. При этом основное количество льда сосредоточено в Антарктиде (приблизительно 90%) и в Гренландии (почти 10%), а на оставшиеся ледниковые районы приходится менее 1%. Ежегодно возникает и исчезает на Земле 1,8% всего ледникового покрова [Шумский, Кренке, 1965]. Эти данные показывают, что ледниковый покров в результате изменения его объема может играть большую роль в колебании глобального водообмена путем увеличения или снижения количества воды, участвующей в круговороте на поверхности Земли.

По расчетам суммарный ледниковый сток, поступающий в Мировой океан, составляет около 3850 км³ в год и образуется он преимущественно в результате откалывания айсбергов (76%), поверхностного таяния ледников (12,6%) и их донного таяния (11,4%). Подавляющая часть этого количества приходится на сток с крупнейших ледниковых щитов. Ежегодно в результате ледникового стока поступает в океан с Антарктического континента около 2,8 тыс. км³ воды, с Гренландии – около 0,7 км³ и с Арктических островов – приблизительно 0,4 км³. Весь ледниковый сток составляет около 8% полного стока в океан.

Ледники играют важную роль в изменении Мирового водного баланса на поверхности Земли. Под влиянием изменения прихода солнечной радиации и климата колебание их массы могло происходить от полного исчезновения ледников до объемов более 60 млн. км³ [Суетова, 1968], что вызывало колебания уровня океана на величину до 200 метров.

Значительная масса замерзших вод приходится на подземные льды зоны многолетней мерзлоты и составляет 400-650 м, а количество вод, содержащихся в подземных льдах, оценивается в среднем около 300 тыс. км³.

Ежегодно на Земле выпадает около $1,7 \times 10^{19}$ г снега (17 тыс. км³ воды), образующего снежный покров на площади от 100 до 126 млн. км², из которых две трети приходится на территорию суши, а одна треть на морские льды. $2,7 \times 10^{18}$ г снега (2700 км³ воды) идет на питание ледников [Котляков, 1984]. Распределение снега от года к году может значительно изменяться в зависимости от колебаний климатических условий.

На территории суши поверхностные воды в жидком состоянии сосредоточены в озерах, водохранилищах, болотах, реках и живых организмах. Наибольшее их количество находится в озерах. Общий объем воды всех озер Земного шара оценивается от 176 тыс. км³ [Мировой водный баланс..., 1974] до 275 тыс. км³ [Львович, 1974], а их площадь достигает 2 млн. км². Жизнь этих водоемов непосредственно зависит от общего баланса вод нашей планеты. Поэтому естественно, что объем озер, площадь и высота стояния их уровня зависит от общей увлажненности континентов. Четче эта зависимость проявляется по отношению к бессточным озерам, площадь которых сравнительно невелика. Эти озера служат своеобразными индикаторами изменения климатических условий. В периоды, когда увлажненность континентов возрастает, увеличивается объем бессточных водоемов, повышается их уровень и возрастает площадь, и, наоборот, в периоды уменьшения увлажненности заметно сокращаются площади бессточных озер.

Основная масса бессточных озер располагается во внутренних областях континентов в зоне недостаточного увлажнения, где наблюдается значительное несоответствие между количеством атмосферных осадков и потенциальной возможностью их испарения. Общая площадь территории, не имеющей стока в Мировой океан, достигает более 30 млн. км² и составляет 34% территории суши без островов. Поверхностный сток этих областей на 15-20% ниже стока внешних склонов и практически весь расходуется на испарение.

Особое место среди бессточных озер занимает величайший водоем Земли с объемом вод почти 79 тыс. км³ – Каспийское море. Его площадь составляет более 378 тыс. км² или около 18% площади всех бессточных озер планеты, а площадь всего водосборного бассейна достигает 3,5 млн. км². Из-за столь большой площади Каспий чутко реагирует на все глобальные изменения гидроклиматического режима.

В настоящее время происходит все усиливающееся строительство искусственных водоемов. На территории суши уже создано более 13 тысяч водохранилищ [Авакян, 1982]. Площадь их водного зеркала составляет около 400 тыс. км², а с учетом площади озер, находящихся в подпоре (Байкал, Онежское, Зайсан, Виктория, Онтарио и др.), она достигает 600 тыс. км². Полный объем водохранилищ

составляет около 6 тыс. км³, а полезный – около 4 тыс. км³. Искусственные водоемы увеличивают устойчивый речной сток с суши приблизительно на 25% (12 тыс. км³).

Значительный объем поверхностных вод сосредоточен в заболоченных местах. Общая площадь болот достигает почти 3 млн. км², занимая около 2% территории суши. В северной половине Западной Сибири заболоченность достигает 50–70%. Суммарный объем вод в болотах достигает почти 12 тыс. км³ [Мировой водный баланс..., 1974].

Наиболее мобильной частью гидросферы являются реки, сток которых представляет собой интегральную характеристику водного баланса территории суши. Общий объем вод речной сети составляет всего около 2120 км³ [Мировой водный баланс..., 1974], однако в течение года этот объем возобновляется в среднем около 24 раз, что позволяет оценить речной сток как водный ресурс в размере около 50 тыс. км³ в год. В слое воды на всю территорию суши это составляет всего 337 мм в год.

Количество воды в руслах рек непрерывно изменяется как во времени (внутри года и от года к году), так и в пространстве, в зависимости от колебания климатических факторов и степени увлажнения территории, от величин, близких нулю, в аридных районах до слоя мощностью почти 10 тыс. мм в горах.

Часть воды содержится в живых организмах. Её количество – более тысячи км³ [Мировой водный баланс..., 1974]. Хотя объем биологических вод небольшой, но они играют важную роль в развитии жизни на Земле и усилении влагооборота. Почти 12%, или 8,4 тыс. км³ испаряющейся влаги в атмосферу поступает с поверхности суши за счет транспирации ее растениями.

Важное значение в круговороте вод на поверхности Земли играет процесс фотосинтеза, осуществляемого растительным покровом. В результате фотосинтеза ежегодно разлагается около 120 км³ воды на водород и кислород [Алпатьев, 1983].

Самым верхним слоем гидросферы является влага в воздушном пространстве, находящаяся там преимущественно в виде пара, тумана и облаков, а также капель дождя и кристаллов снега.

Поступающая в атмосферу влага в результате испарения с водной и земной поверхности переносится воздушными течениями, конденсируется и снова выпадает на поверхность Земли. Её общее количество оценивается в 12–14 тыс. км³, а в слое воды на всю поверхность Земли – всего 25 мм. Основная масса (90%) пара атмосферы сосредоточена в слое до 5 км от поверхности Земли, при этом ее количество быстро убывает с высотой. Влажность воздуха изменяется от 70–80% у земной поверхности до 20–30% – на высоте 10 км и до 1–2% в стратосфере.

Пространственное распределение пара в атмосфере колеблется в среднем от 2% на широте 70°, 0,9% на широте 50° до 2,6% в районе экватора [Мировой водный баланс..., 1974].

Несмотря на свое небольшое количество, влага атмосферы в результате ее очень быстрого влагооборота (полная смена влаги составляет 9–10 дней) играет важную роль в процессах, происходящих на земной поверхности. За год из атмосферы выпадает 577 тыс. км³ воды в виде различных осадков.

1.5. Льды Земли как составная часть гидросферы

Особое место в составе гидросферы занимают льды, которые могут самым существенным образом влиять на тепловлагообмен на Земле.

Непосредственно земной лед входит в состав литосферы и гидросферы, а также концентрируется на поверхности в виде снежного покрова и ледников (табл. 1.4). По времени существования ледяные образования могут быть подразделены на циклически возникающие и исчезающие: кратковременные и сезонные – снежный покров и ледовые покровы водоёмов, приповерхностные слои литосферы, а также существующие длительно: ледники, многолетнемерзлые горные породы, отрицательнотемпературные толщи морских водоёмов (рис. 1.4).

Таблица 1.4. Виды льдов криозоны Земли (исключая атмосферные)
по И.Д.Данилову [1990]

Виды льдов	Длительность существования		
	Кратковременные	Сезонные	Многолетние
Плавающие	Эпизодически возникающий покров льдов водоёмов	Устойчивый зимний покров льдов водоёмов	Многолетние льды полярных морей
Наземные	Неустойчивый (эпизодический) снежный покров	Устойчивый зимний снежный покров	Ледники
Подземные	Льды в почвах, возникающие при ночных заморозках	Льды в приповерхностном слое ежегодного зимнего промерзания	Льды в толщах многолетних или вечномёрзлых горных пород

Устойчивая криогенная зона Земли с отрицательными температурами и ледовыми образованиями может быть подразделена на две основные подзоны [Данилов, 1983]:

А. Криогенная зона суши (криолитозона):

- 1 – районы с наземным оледенением,
- 2 – районы с подземным оледенением.

Б. Криогенная зона моря (субмаринная или криоморзона):

- 1 – районы с поверхностным ледовым покровом,
- 2 – районы с отрицательнотемпературными водами и донными грунтами (мерзлыми и охлажденными).

Основная масса современных льдов Земли сосредоточена в ледниках и составляет $2,4 \times 10^{10}$ млн. т. Она на два порядка больше, чем масса подземных льдов (5×10^8 млн. т) и на три порядка больше, чем плавающих морских льдов (4×10^7 млн. т) или снежного покрова (10^7 млн. т). К массе плавающих льдов в море должна быть добавлена масса айсбергов (8×10^6 млн. т).

Площадь распространения наземного оледенения оценивается в 16,3 млн. км² (табл. 1.5) и основная часть его приходится на Антарктиду (около 14 млн. км²),

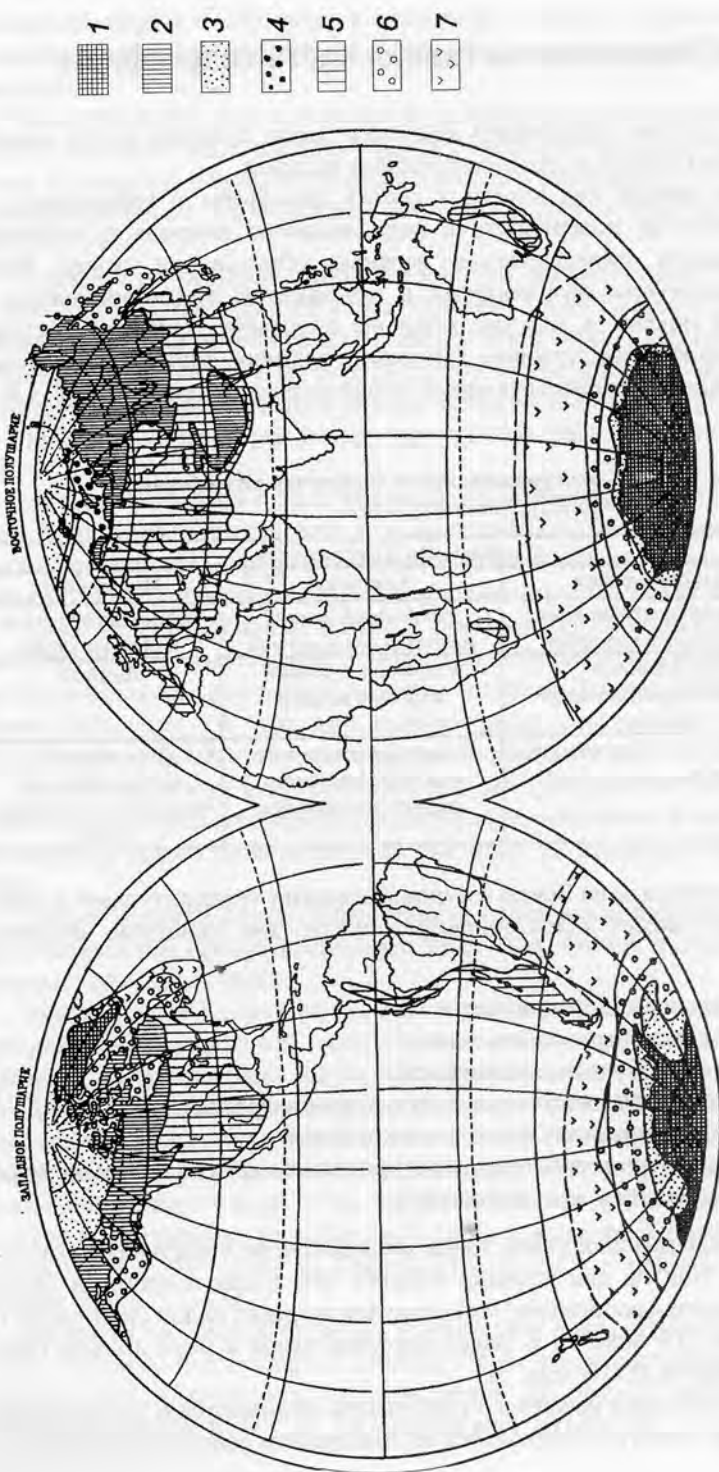


Рис.1.4. Криогенная зона Земли

Устойчивая: 1-2 – криогенная зона суши (1 – районы с наземным оледенением, 2 – районы с подземным оледенением); 3-4 – криогенная зона моря (3 – районы с многолетним ледовым покровом и преобладанием постоянно отрицательнотемпературных водных масс, 4 – районы с сезонным ледовым покровом и постоянно отрицательнотемпературными придонными водами в арктических морях); Сезонная: 5 – районы сезонного промерзания и распространения снежного покрова на суше; 6 – районы сезонного ледового покрова в море; 7 – области максимального распространения айсбергов

Таблица 1.5. Площади современного оледенения Земного шара
Гляциологический словарь [1984], с сокращениями

Области оледенения		Площадь оледенения, км ²
Антарктика	Антарктида	13 975 000
	Приантарктические острова	4 000
	Всего:	13 979 000
Арктика	Гренландия	1 802 600
	Арктические острова	241 360
	Арктические районы Северо-Американского и Азиатского материков	290
	Всего:	2 044 250
Европа		19 180
Азия		118 355
Северная Америка		123 700
Южная Америка		32 700
Африка		20
Океания		825
	Всего:	16 317 630

где мощность ледникового покрова достигает 4–4,5 км. Вторая по величине область оледенения – Гренландия (1,8 млн. км²), где мощность льда достигает 3–3,5 км. В сумме их площадь составляет 15 777 600 км², а на все остальные ледники Земли приходится всего 540 030 км². Из них доля преимущественно покровных и полупокровных ледников арктических и антарктических островов равна 245 360 км², остальные – преимущественно горные и предгорные ледники.

Объем льда всех ледников Земли составляет 30 млн. км³, что эквивалентно 27 млн. км³ воды, при этом на долю Антарктиды приходится 88,9%, а Гренландии – 9,2%. Таяние всех ледников может привести к поднятию современного уровня Мирового океана примерно на 75 метров. Продолжительность жизни льда в ледниковых покровах типа антарктического в среднем достигает 200–500 тыс. лет.

В пределах ледниковых покровов отмечаются самые низкие температуры воздуха у земной поверхности, зафиксированный минимум в районе Полюса недоступности Антарктиды равен -89,2°C. В этом же районе среднегодовая температура воздуха и температура льда на глубине нулевых годовых колебаний температуры составляет -60°C. В центральных районах Гренландского ледникового покрова она выше – порядка -30°C. По направлению от центров ледниковых покровов к окраинам температура льда повышается и близ периферии Антарктического покрова, например, колеблется от -20° до -10°C, здесь же наблюдается активное трещинообразование во льду.

Согласно расчетным данным Г.Робина [Robin, 1977], гренландский ледниковый покров заморожен до основания и нижние его слои смерзлись с поверхностью скального ложа. Бурение в северо-западной части Гренландии показало, что подо льдом толщиной 1,4–1,5 км температура равна -10–13°C, но по-видимому в южной ее части вечная мерзлота не имеет сплошного распространения. В подошве небольших ледниковых шапок на островах Канадского Арктического архипелага температура достигает -19°C.

В Антарктиде взаимоотношения между ледниковым покровом и многолетнемерзлыми породами сложные. Установлено, например, что в ее центральной

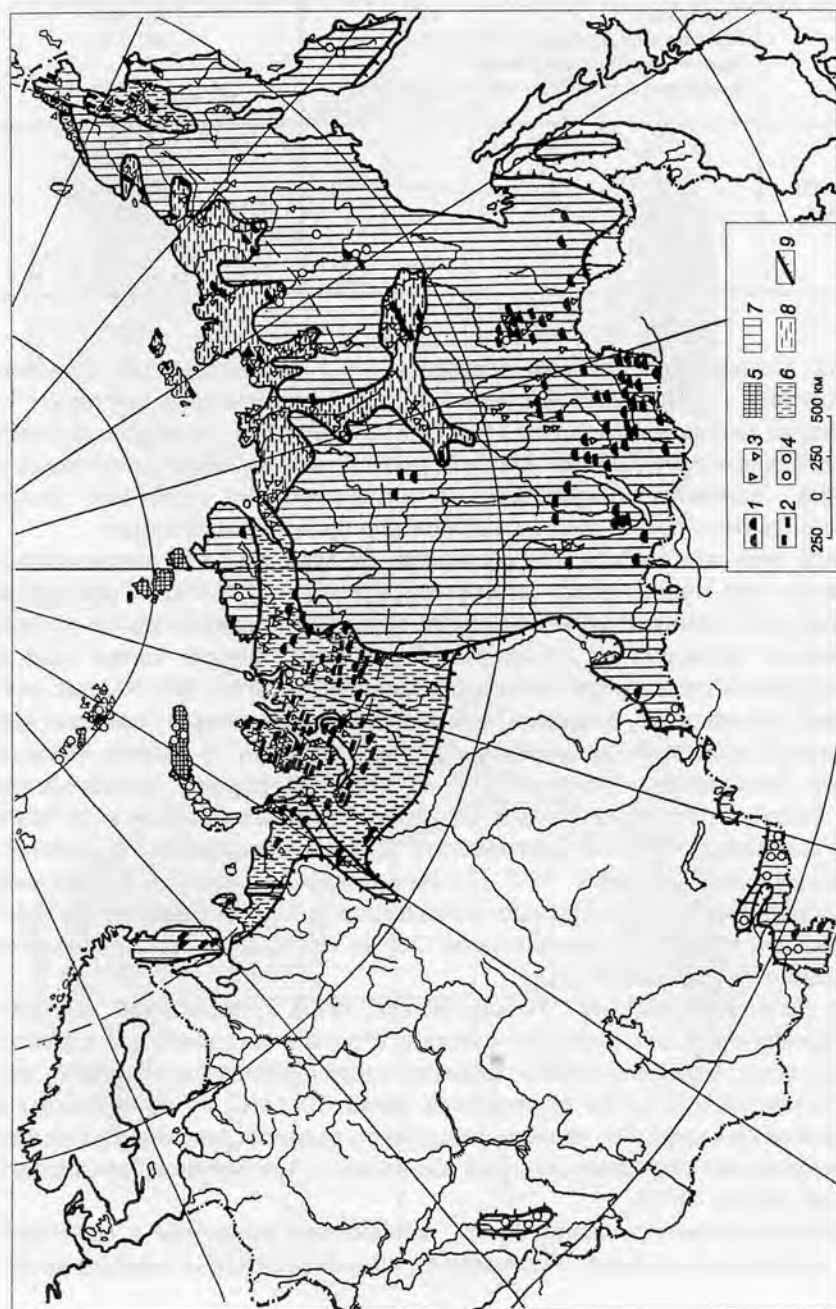


Рис.1.5. Основные типы мерзлых толщ и подземных льдов на территории стран СНГ

1 – льды бугров пучения; 2 – пластовые залежи внутрирунтового льда; 3 – полигонально-жильные льды; 4 – подземные льды сложного генезиса; 5 – наземные ледники; 6-7 – эпикриогенные толщи (6 – сложенные рыхлыми, преимущественно бассейновыми отложениями, 7 – сложенные скальными породами); 8 – синкриогенные толщи; 9 – граница распространения многолетнемерзлых толщ горных пород

части подо льдом толщиной более 3-4 км существуют подледные озера. Природа их может быть двоякой и связана с плавлением льда либо за счет потока внутриземного тепла, либо за счет тепла трения, возникающего в процессе движения ледников. По расчетам, во всей центральной области антарктического ледникового покрова температура у его ложа равна температуре плавления льда и поэтому здесь идет его непрерывное таяние [Котляков, 1994]. Центральная часть окружена замкнутым поясом, где температура в основании покрова ниже температуры плавления льда и где скальные породы ложа проморожены на глубину до 500 м. По периферии антарктического ледникового покрова располагается кольцевая зона, для которой характерно вновь таяние льда в основании покрова за счет тепла движения (трения). Например, бурение на станции Берд показало, что под слоем льда толщиной свыше 2-х км (2164 м) находятся напорные пресные воды, уровень которых установился в скважине на высоте 60 м над поверхностью скального ложа.

Площадь распространения толщ отрицательнотемпературных горных пород с подземными льдами в пределах суши оценивается в 32–35 млн. км², что составляет 21,5–24% её территории. По соотношению участков распространения пород, находящихся в мерзлом и талом состояниях, выделяют зоны сплошного распространения многолетнемерзлых пород (с участками таликов и практически без них) и зоны прерывистого и островного распространения многолетнемерзлых пород. В последнем случае они занимают около 50% территории и менее (островное, редкоостровное распространение), а в самых южных районах выделяется зона спорадического распространения мерзлых толщ. Температура многолетнемерзлых пород испытывает существенные колебания. Выделяются обычно пять мерзлотно-температурных зон, характеризующихся определенными комплексами мерзлотных условий. Первая, наиболее южная, со средними температурами от 0° до -1°С, вторая, более северная, с температурами от -1° до -3°С, третья – от -3° до -5°С, четвертая – от -5° до -10°С и, наконец, пятая, наиболее северная, где температуры многолетнемерзлых пород достигают -14°, -16°С, а в отдельных случаях -18°С. Отмечается зависимость температуры мерзлых толщ от среднегодовой температуры воздуха в том или ином регионе, хотя полного соответствия между ними нет. Температура мерзлых горных пород обычно выше средней годовой температуры воздуха, поскольку на них обычно отепляюще влияет растительность, снеговой покров, поверхностные и подземные воды и т.д. [Сумгин, 1937]. М.К.Гавриловой [1978] установлена достаточно четкая зависимость между значениями годовых температур воздуха и характером распространения мерзлых толщ. Зона их сплошного распространения соответствует наиболее низким значениям годовых сумм температур воздуха – -2000–6000 градусо-дней в год, зона прерывистой мерзлоты относительно умеренным – -1000–1500 градусо-дней, зона островной мерзлоты – самым высоким -400–1000 градусо-дней в год.

Максимальная зафиксированная в Центральной Якутии в бассейне р.Виллой мощность многолетнемерзлых пород – 1,5 км.

Основные области распространения вечной мерзлоты сконцентрированы Северном полушарии (22 млн. км²) и распределены между Евразией и Северной Америкой, включая Гренландию. Здесь же находятся основные области

распространения толщ рыхлых и скальных пород, содержащих скопления подземных льдов, вне пределов наземного оледенения (рис. 1.5).

Часть крупных скоплений подземного льда может при определенных условиях захораниваться в толщах мерзлых отложений – морские, речные, озерные, ледниковые льды. Однако доля захороненных льдов в общем объеме подземных льдов сравнительно невелика.

Общая площадь морских льдов в обоих полушариях составляет 26 млн. км², т.е. 7% площади океана. Они достигают 50-х и даже 40-х широт. Границу плавучих морских льдов оконтуривает изогипса среднегодовых температур воздуха -10–15°C, реже -5°C.

В результате своеобразных природных условий и особенностей тепловлагообмена в Арктическом бассейне с глубины примерно 800–1000 м сформировалась огромная водная масса, доходящая до дна, с постоянной соленостью около 35‰ и отрицательной температурой от -0,4° до -0,9°C. Толщина ее зависит от рельефа дна океана и может достигать более 3 км, превосходя максимальную установленную мощность отрицательнотемпературных толщ на суше более чем в два раза.

Обращает на себя внимание факт почти полного совпадения границ распространения плавучих льдов в море и многолетнемерзлых пород на суше [Величко, 1973; Данилов, 1982]. Парагенетическая взаимосвязь морского и подземного типов оледенений выявляется и в прошлые этапы геологического развития Земли [Данилов, 1982, 1987].

Глава 2

ЗЕМНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ КАК ОСНОВА ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОСФЕРЫ

2.1. Особенности гипсографического строения земной поверхности

Формирование водной оболочки Земли было тесно связано с общепланетарными геофизическими процессами, результатом которых явилось образование трех сопряженных с ней оболочек: мантии, литосферы и атмосферы. Поэтому при исследовании основных закономерностей развития гидросферы, оценке её объёмов и распределения в пространстве значительный интерес представляет выявление закономерностей формирования поверхности нашей планеты.

Поверхность литосферы, или твердой земной коры, в результате эндогенного и экзогенного воздействия на нее приобрела к настоящему времени характерные черты значительной неравномерности вертикального расчленения, которое формировалось в ходе длительной эволюции планеты.

Обобщенно черты рельефа Земли могут быть показаны при помощи гипсографической кривой или статистического распределения площадей земной поверхности по ступеням высот и глубин относительно современного уровня моря (рис. 2.1; табл. 2.1). Впервые гипсографическая кривая была построена А.Лапараном [Laparang, 1883]. В последующем она была значительно уточнена Э.Коссина [Kossina, 1933; Menard, Smith, 1966] и рядом других исследователей. В последнее время морфометрия дна океана была существенно уточнена Ю.С.Фроловым [1971], О.К.Леонтьевым [Леонтьев и др., 1974] и С.Г.Гаррисоном [Harrison et al., 1981].

На гипсографической кривой отражены наиболее крупные особенности земной поверхности. Четко выделяются две крупные ступени – океаническая и материковая, разделенные материковым склоном. Площади этих ступеней составляют соответственно около 58 и 19% поверхности Земли. С этим же связана и бимодальность кривой, т.е. существование двух максимумов повторяемости статистического распределения площадей, приуроченных к наиболее крупным структурным подразделениям земной поверхности, соответствующим двум различным типам земной коры – океанической и континентальной. Основная причина того, что один из максимумов повторяемости высот имеет сравнительно

небольшую высоту (+250 метров) заключается в том, что в районе материков наиболее активно проявляют себя как эпейрогенические процессы, так и процессы эрозии и седиментации, в результате воздействия которых материковые районы лишь слегка возвышаются над уровнем океана. Хотя современный уровень Мирового океана принят за начало отсчета, он не соответствует границе материковых и океанических структур, которая располагается на глубине около 3 км ниже морского уровня. Если присоединить к материкам их подводные части, то общая площадь материков составит около 46% [Леонтьев, 1978].

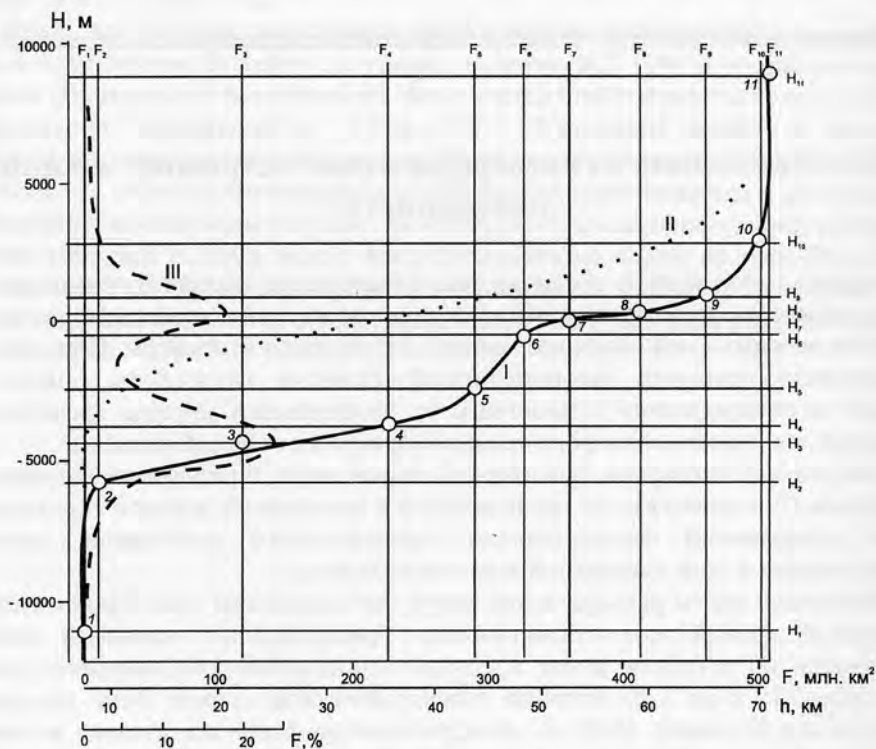


Рис.2.1. Гипсографическая кривая земной поверхности (I), изменение мощности земной коры (II), частота повторяемости высот (III) и характерные высотные точки (I–II) с соответствующими высотами (H_1 – H_{11}) и площадями (F_1 – F_{11})

Распределение поверхности Земли на два уровня – материковый и океанического дна – обусловлено глубокими различиями строения земной коры под материками и океанами и всей историей развития земной коры и земного шара. Причины этого различия коренятся в тех процессах, которые происходят в глубоких недрах земной коры и в мантии Земли.

Нижняя часть гипсографической кривой, конец которой соответствует наибольшей из известных глубин (-11034 м в Марианском желобе), круто поднимает-

ся до глубины -5750 м и характеризует зону глубоководных впадин на поверхности Земли. Эта зона занимает очень небольшую площадь – порядка 1% (табл. 2.2).

Таблица 2.1. Параметры гипсографической кривой

Гипсографические ступени , м		Площадь в пределах ступени		Сумма площадей	
от	до	млн. кв. км	%	млн. кв. км	%
- 11 034	- 8 000	0,1	0,0	0,1	0,0
- 8 000	- 7 000	0,3	0,1	0,4	0,1
- 7 000	- 6 000	4,0	0,8	4,4	0,9
- 6 000	- 5 000	72,1	14,1	76,5	15,0
- 5 000	- 4 000	117,6	23,2	194,1	38,2
- 4 000	- 3 000	76,7	15,0	270,8	53,2
- 3 000	- 2 000	30,5	6,0	301,3	59,2
- 2 000	- 1 000	14,4	3,2	317,7	62,4
- 1 000	- 200	16,3	3,2	334,0	65,6
- 200	0	27,3	5,3	361,3	70,9
0	200	37,7	7,4	399,0	78,3
200	500	39,9	7,8	438,9	86,1
500	1 000	28,9	5,7	467,8	91,8
1 000	2 000	22,6	4,4	490,4	96,2
2 000	3 000	11,2	2,2	501,6	98,4
3 000	4 000	5,8	1,1	507,4	99,5
4 000	5 000	2,2	0,4	509,6	99,9
5 000	6 000	0,5	0,1	510,1	100,0

Таблица 2.2. Характерные высотные точки земной поверхности

№№ п/п	Высотные точки	Высота от уровня моря, м	Площадь поверхности		
			Выше точки, млн. км	Ниже точки, млн. км	Между точками, млн. км
1	Максимальная глубина	- 11 034	0	510	
2	Переход к глубоководным впадинам	- 6 200	4	506	4
3	Нижний максимум повторяемости высот	- 4 600	112	398	108
4	Средняя глубина океана	- 3 704	225	285	113
5	Средний уровень земной коры	- 2 440	291	219	66
6	Средний уровень земной поверхности	- 277	331	179	40
7	Средний уровень океана	0	361	104	30
8	Верхний максимум повторяемости высот	+ 250	406	46	45
9	Средняя высота суши	+ 875	464	8	58
10	Переход к высокогорью	+ 3 000	502	0	38
11	Максимальная высота суши	+ 8 848	510		8

Часть кривой в интервале глубин от -5750 м до -2240 м соответствует глубоководной и относительно выровненной части дна океана, его ложа, которое занимает 75% площади океана. В этой зоне на отметке -4600 м располагается основной максимум повторяемости распределения высот земной поверхности. Выше глубины -2440 м до -200 м крутизна кривой заметно увеличивается (в среднем 7-8°) – это материковый склон. Промежуток кривой, располагающейся от

глубины -200 м до 0 или современного уровня моря, относится к материковой отмели, представляющей выровненную поверхность с уклонами, редко превышающими $1,5-2^\circ$. Наиболее пологая часть гипсографической кривой находится в интервале от 0 до +840 м и характеризует обобщенный рельеф материковой платформы. Более верхняя часть кривой относится к горам суши. Крайняя высшая точка отвечает наивысшей точке Земли (+8848 м, Джомолунгма). На суше преобладают высоты менее 1000 м, которые занимают три четверти её поверхности.

Из 510 млн. км² площади поверхности Земли 71% находится ниже уровня океана и 29% составляет площадь суши. Для материковых и океанических масс характерно противоположное антимодальное распределение, т.е. материкам, как правило, противопоставляются океаны.

Гипсографическая кривая хотя и даёт определенное представление об особенностях рельефа земной поверхности, однако целый ряд крупных орографических и структурных особенностей на ней не отражены. Так, показано, что не всегда материковая отмель заканчивается материковым склоном и далеко не всегда материковый склон образует границу ложа океана [Леонтьев, 1968]. Затопленные материковые равнины иногда прослеживаются до глубины 1000 м. Глубины 200–300 м, характерные для некоторых внешних шельфов и для материковых склонов, относятся также к склонам и сводам горных сооружений ложа океана и срединных хребтов. В интервал глубин 3000–4000 м попадает материковое подножье и рифтовые зоны срединно-океанических хребтов. Глубины более 6000 м, относящиеся к глубоководным впадинам и желобам, встречаются в рифтовой зоне срединных хребтов и занимают значительную площадь котловин ложа океана.

Несмотря на эти обстоятельства, гипсографическая кривая позволяет определить целый ряд важных параметров, таких как средняя глубина океана; средняя высота суши; средний уровень твердой земной поверхности (принятая поверхность, которая могла бы быть получена при условии, что твердая поверхность земного шара будет выровнена так, что на ней не будет ни впадин, ни возвышенностей при том же объеме земной коры в пределах изменения высот рельефа Земли); средний уровень земной поверхности (условная поверхность, которая может быть получена при равномерном распределении всех поверхностных вод над средним уровнем земной коры) и ряд других.



Рис.2.2. Нормализованная гипсографическая кривая по высоте ($h_{нр} = h/h_{ср}$) и по площади ($F_{нр} = F/F_{конт}$)

1 - Европа; 2 - Африка; 3 - Австралия; 4 - Северная Америка; 5 - Южная Америка; 6 - Азия

Гипсографическая кривая может быть также представлена в виде нормализованных гипсографических данных, что позволяет сопоставить морфометрические данные отдельных территорий и континентов [Harrison et al., 1981]. При этом высота континентов нормализуется делением их высот на среднюю высоту континента. Нормализация площади производится относительно общей площади каждого континента, которая берется как бы за единицу по оси абсцисс (рис. 2.2).

Интересно отметить, что только Антарктида выпадает из предложенной системы нормализованных гипсографических кривых. Получается, что Антарктида слишком высока для своей площади, если убрать ледовую нагрузку и учесть возможную изостатическую реакцию. Предполагается, что это может быть связано с низкой скоростью эрозии при очень длительном периоде покрытия льдом этого континента [Hay, Southem, 1975].

2.2. Поверхность Земли как результат её внутреннего развития

Возраст нашей Земли, как планеты, оценивается изотопными методами не менее чем в 4,5–6 млрд. л. [Войткевич, 1970]. Возраст метеоритов, падающих на земную поверхность из космоса и возраст древнейших пород, определенный стронциевым методом, оказался близким 4,5 млрд. л. [Шуколюков, 1977]. Эти данные могут свидетельствовать о том, что и земная кора могла возникнуть около 4,5 млрд. л.н.

Ряд исследователей планетарной эволюции Земли [Артюшков, 1970; Жарков, 1983; Стейси, 1972] считают, что её главной движущей силой должен быть процесс гравитационной дифференциации первичного вещества Земли, приводящей к расслоению Земли на геосферы.

О.Г.Сорохтин [1974] на основе гипотезы о железистом составе ядра Земли, рост которого происходит за счет реакции выделения из мантии тяжелых фракций в виде соединений железа, развивающейся в сравнительно тонком переходном слое на её нижней границе, попробовал описать процесс развития объема земного ядра (рис. 2.3)

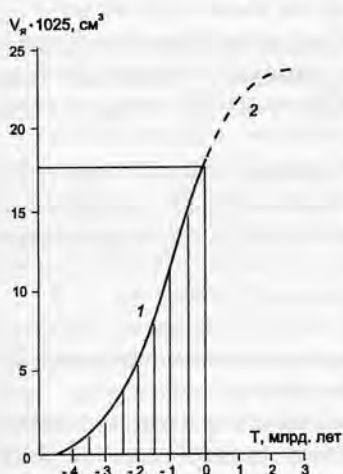


Рис.2.3. Изменение объема ядра Земли (1) и его прогноз (2) по О.Г.Сорохтину [1974]

$$V_c = 4 / 3 \pi R_0^3 \varepsilon_3^3(\tau) \exp \left\{ -\frac{3E_c \gamma}{RT_0} (C - C_q) \right\}$$

и изменения скорости роста ядра:

$$dV_c / d\tau = 3V_c \left[\frac{e^{-\tau^3}}{\varepsilon_3(\tau)} + \varepsilon_3^2(\tau) \frac{E_c \gamma}{RT_0} C \beta \right],$$

где C — концентрация тяжелой фракции вещества мантии в соответствующее время; C_q — концентрация тяжелой фракции в современной мантии; E_c —

энергия активизации вещества ядра; T_0 – начальная адиабатическая температура нижней мантии на поверхности ядра, R – газовая постоянная; R_0 – коэффициент,

учитывающий изменение радиуса ядра $\epsilon_3(\tau) = \int_0^\tau e^{-x^3} dx$, $\tau = \alpha t$; α , β и γ – соответст-

вующие эмпирические коэффициенты.

Эти расчеты показывают, что максимум скорости роста ядра должен был иметь место около 1,1 млрд. л.н. и, несмотря на начавшийся уже спад этого процесса, он может продолжаться по крайней мере еще не менее 2 млрд. л.

Рост земного ядра в течение геологического времени можно выразить зависимо-
мостью:

$$V_{\text{я}} = 24 \frac{1}{1,5\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\tau} e^{-\frac{(u+0,9)^2}{4,5}} du,$$

или

$$V_{\text{я}} = 24N(T_i - 0,9; 1,5),$$

где

$$N(T, a, \sigma) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\tau} e^{-\frac{(t-a)^2}{2\sigma^2}} dt,$$

где a – центр нормального частотного распределения, σ – среднеквадратичное отклонение.

Существует тесная взаимосвязь между развитием процессов внутри планеты и на ее поверхности. В результате плотностной дифференциации в мантии Земли происходят конвективные движения, которые отражаются в тектонических процессах на поверхности Земли. Поверхность Земли покрыта твердой оболочкой – земной корой, являющейся верхним слоем литосферы, которая образовалась при остывании и полной кристаллизации вещества астеносферы на поверхности мантии.

Земная кора – самая верхняя твердая оболочка Земли, за нижнюю границу которой обычно принимают поверхность Мохоровичича. Различают два основных типа коры: континентальную – мощностью от 35 до 80 км и океаническую – 5–10 км.

Р.М.Деменицкая [1975] исследовала зависимость толщины земной коры (H) и высоты (Δh) рельефа твердой земной поверхности относительно современного уровня моря и получила достаточно хорошую связь между ними, выраженную через гиперболический тангенс:

$$H = 33th(0,38\Delta h - 0,18) + 38.$$

Эта зависимость указывает, в первую очередь, на тесную связь изменений на поверхности Земли с изменениями её внутреннего строения.

Исследования С.Г.Гаррисона, Г.В.Брасса, Е.Шальцмана и других ученых [Harrison et al., 1981], посвященные соотношениям между средней высотой (h) и площадью (F) шести континентов, исключая Антарктиду, позволили установить, что если к континентам добавить площадь континентальных шельфов до изобаты в 200 м, то можно получить достаточно хорошие связи высоты континентов с их

площадью. Сравнение различных выражений этих связей показало наиболее высокий коэффициент корреляции (r) для уравнения, выраженного в логарифмической форме, что позволяет её использовать их для оценки средних высот континентов (рис. 2.4) различного порядка:

$$\begin{aligned} h &= 0,1441 \sqrt{F} - 0,009, & \text{при } r &= 0,93, \\ h &= 0,1175 F^{0,5577}, & \text{при } r &= 0,95, \\ h &= -0,4623 + 0,3731 \ln F, & \text{при } r &= 0,96. \end{aligned}$$

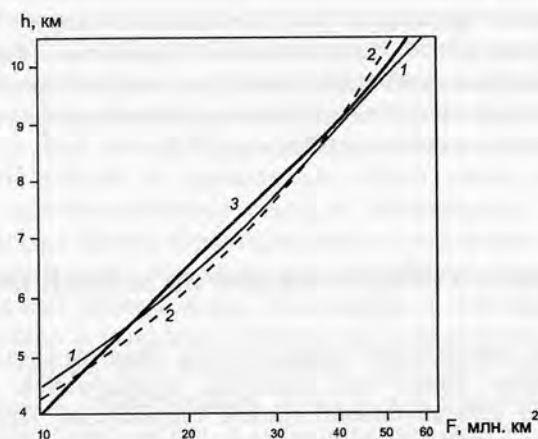


Рис.2.4. Зависимость высоты континентов от их площади

$$1 - h = f\sqrt{F}; \quad 2 - h = fF^n; \quad 3 - h = f \ln F$$

Анализ процессов морфотектогенеза (формирование тектонических структур земной коры и рельефа земной поверхности) показал, что устройство поверхности нашей планеты есть не что иное, как геоморфологическое выражение её внутреннего строения [Криволуцкий, 1977].

Большую роль в процессе плотностной дифференциации верхней мантии и образовании земной коры играли многократные зонные плавки мантии Земли, в результате которых тугоплавкие вещества (железо, никель, кобальт и др.) смещались вниз, а легкоплавкие (щелочные, щелочноземельные и др.) и легколетучие (H_2O , HCl , H и др.) — вверх [Виноградов, 1967].

В то же время образование земной коры тесно связано с процессами конвекционных течений в мантии, приводящих к определенному движению земной коры. Так, внутри океана находятся области, соответствующие океаническим хребтам, где происходит зарождение и растяжение новой океанической литосферы с выходом ювенильных вод и значительным связыванием морских вод в серпентинах, которые в целом по оценке А.Н.Павлова [1977] содержат приблизительно около 36 млн. км^3 воды.

Протягиваясь в длину почти на 40 тыс. км срединно-океанические хребты образуют величайшую горную систему Земли. Общий объём срединно-океанических хребтов оценивается приблизительно в 189 млн. км³ [Hays, Pitman, 1973].

Образовавшаяся в районе срединно-океанических хребтов океаническая кора, формируясь, непрерывно передвигается в сторону континентов. В районе желобов и эвгеосинклиналей она начинает погружаться. Происходит как бы пододвигание океанической коры под континентальную и постепенное её засасывание в недра Земли. В результате этого процесса все осадочные и базальтовые породы океанической коры по мере заглубления переплавляются со значительным выделением химически связанных вод, превращаясь в гранитно-метаморфические и базальтовые слои, формируя континентальную кору. Часть химически связанных вод, участвуя в формировании гранитной коры континентов, возвращается в поверхностный водообмен при выходе коры на поверхность и через процессы вулканизма. Темпы такого водообмена могут составлять в среднем приблизительно 1 км³ в год [Павлов, 1977].

2.3. Особенности общего развития земной поверхности

Развитие земной поверхности самым тесным образом связано с общим процессом возникновения Земли как планеты, последующей её эволюцией и нарастанием общего объёма поверхностной гидросферы. Предполагается, что формирование Земли сопровождалось дифференциацией вещества с постепенным разогревом земных недр и разделением их на геосферы.

Расчеты выделения энергии за счет аккреции и адиабатического сжатия земных недр, а также за счет долгоживущих радиоактивных изотопов показали возможность постепенного разогрева Земли до температуры более 1000°C [Любимова, 1968; Магницкий, 1965; Сафронов, 1969].

Исследования энергетического баланса Земли позволяют рассмотреть изменения во времени суммарного энерговыделения в мантии и коре Земли за счет как приливного торможения и энергии распада радиоактивных элементов, так и тепловой энергии гравитационной дифференциации. Суммарное энерговыделение за первый миллиард лет жизни нашей планеты могло составить порядка $0,47 \times 10^{38}$ эрг, что должно было привести к разогреву Земли до 1500–1600°C и создать условия для переплавления вещества, находящегося в недрах и на поверхности Земли [Сорохтин, 1974]. Предполагается, что в результате такого разогрева может начаться процесс гравитационной дифференциации земного вещества с образованием её ядра и постепенным образованием литосферы и астеносферы. Начиная с рубежа около 4 млрд. л.н., внутренняя температура Земли вероятно стабилизируется вблизи её современного уровня, а температура её поверхности не превосходит 100°C.

Следует отметить, что некоторые ученые [Ферронский, 1974; Goldschmidt, 1954; Turekian, Clark, 1969] на основе исследования природных изотопов развивают теорию горячего начала Земли. Предполагается, что формирование Земли должно было происходить из единого протопланетарного облака в процессе гравитационного сжатия с одновременным разогревом и дифференциацией вещества за счет

разделения элементов и соединений в гравитационном поле по массам и по летучести. Процесс формирования Земли, по-видимому, протекал последовательно в порядке, отвечающем температурам конденсации отдельных химических соединений. Несмотря на противоположные предпосылки, обе теории включают момент в истории Земли, когда она была достаточно горячей для образования земной коры. С началом образования коры начинается геологическая история нашей планеты. Предполагается, что в этот период поверхность земной коры должна была быть сравнительно слабо расчленена [Леонтьев, 1968].

Эра раннего существования земной коры могла отличаться грандиозным развитием вулканических явлений на Земле [Белоусов, 1976; Муратов, 1974]. Постепенно кора становилась толще и прочнее, вулканическая деятельность, всё ещё очень интенсивная, происходила преимущественно вдоль разломов коры, образуя трещинные излияния, огромные вулканические конусы и кратеры взрыва. С появлением гидросферы начались интенсивные процессы размыва и выветривания поверхностного слоя земной коры. Первоначальная земная кора длительное время была очень тонкой и представляла собой очень слабую первичную оболочку, легко проплавливавшуюся снизу и ломавшуюся. Древнейший этап геологической истории Земли характеризовался отсутствием и материков, как гигантских выступов рельефа, и океанов, как величайших впадин поверхности.

Вероятно, развитие земной коры, гидросферы и атмосферы самым тесным образом было связано с выплавкой базальтов и выделением водяного пара и газов из верхней мантии при вулканических процессах, развивавшихся уже в первые 0,5–1,0 млрд. л. существования Земли и, как предполагается, достигших максимума несколько более 1 млрд. л.н. По расчетам, если бы ранний вулканизм, который оценивается в 6–10 млрд. т вещества в год, имел интенсивность такого же порядка, как сейчас, то за $4,6 \times 10^9$ лет существования Земли он должен был бы доставить на поверхность $(2,4–4,6) \times 10^9$ т вещества, т.е. приблизительно как раз то количество вещества, которое соответствует общей массе земной коры, если ее объём принять $10,2 \times 10^{24}$ см³ при средней плотности около 2,19 г/см³ [Монин, 1977; Сорохтин, 1974].

Появление гранитов в земной коре в раннем архее знаменует переход к новому этапу развития, обычно именуемому геосинклинальным, когда началось обособление материков и океанов как крупных выступов и впадин на поверхности Земли.

В архее (3 млрд. л.н.) уже сформировались древнейшие осадочные толщи, произошла их метаморфизация, гранитизация, развитие протогеосинклиналей и началось формирование древнейших протоплатформ.

А.С.Монин [1977] отмечает, что хотя о первом миллиарде лет существования Земли и не имеется каких-либо прямых фактических данных, но наличие в самом начале архея осадочных пород свидетельствует о том, что в катархее вероятно уже существовала земная кора, океан и атмосфера [Хаин, Ломизе, 1995].

По результатам глобального определения абсолютного возраста горных пород кислого ряда можно предположить, что формирование континентального блока началось более 3 млрд. л.н. и что до этого момента деформация поверхности Земли была весьма незначительной.

Информация по глобальной геологии, и особенно геологии материков, свидетельствует о том, что породы кристаллического фундамента, покрытого осадочной толщей, образовались постепенно в результате процесса, который можно в общих чертах считать магматическим [Стейси, 1972]. В то же время географическое распределение возрастов пород, определенных радиоактивными методами, показывает перемещение зон тектонической активности. Эти факты позволили создать теорию разрастания материков за счет присоединения более молодых структур [Каттерфельд, 1958; Леонтьев, 1965; Фурмарье, 1971 и др.].

Геохронологические карты становления докембрийских континентальных платформ достаточно отчетливо показывают последовательное разрастание областей стабилизации докембрийских платформ континентов, начиная, по крайней мере, с 3,5 млрд. л.н.

Средние скорости утолщения материковой коры и её горизонтального разрастания составляют за миллион лет соответственно 10–40 см и 0,75–20 км [Попов, 1964].

Гипотезы развития поверхности Земли разработаны преимущественно на основе учения о геосинклиналях. Предполагается, что геосинклинальный режим создаёт горы и что геоморфологическое выражение платформ – это равнины, плато.

Исследования многих геологов показывают, что на основе данных исторической геологии можно установить постепенное превращение геосинклиналей в платформы, площадь которых постепенно увеличивалась.

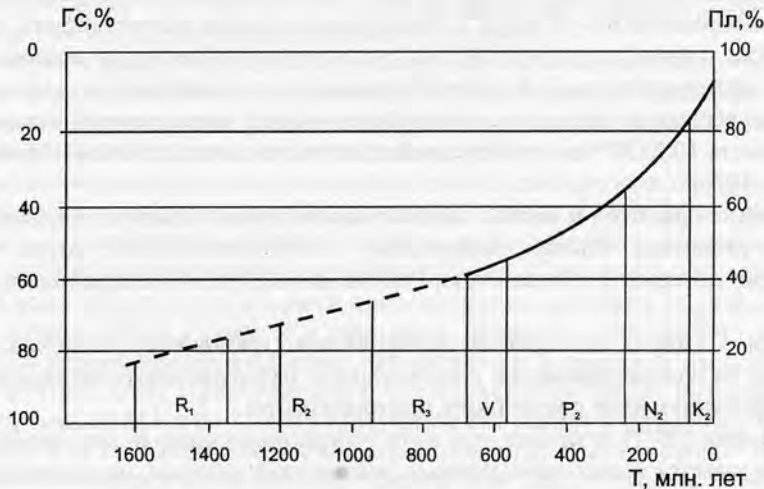


Рис.2.5. Развитие земной коры по Н.С.Шатскому [1960]

Наиболее наглядно это может быть продемонстрировано кривой (рис. 2.5) развития земной коры Н.С.Шатского [1960]. Приблизительно постепенное сокращение во времени (T) при отсчете от нашего времени площади (в %) геосинклиналь-

ных областей (Гс %) и увеличение площади платформ (Пл %) может быть выражено для периода фанерозоя следующими уравнениями:

$$\text{Гс \%} = 5 + 0,14 T - 8,79 \times 10^{-5} T^2,$$

$$\text{Пл \%} = 95 - 0,14 T + 8,79 \times 10^{-5} T^2.$$

Следует отметить, что морфотектонический процесс имел определенную цикличность порядка 200 млн. л. Причем контрастность рельефа от цикла к циклу возрастала. Как отмечает А.В.Кривоуцкий [1977], об этом может свидетельствовать состав коррелятивных отложений предгорных прогибов складчатых сооружений. В орогенную стадию каледонского тектонического цикла эпигеосинклинальный рельеф был, вероятно, гористым, а альпийского, в котором мы живем, – высокогорный.

История развития рельефа континентов может быть подразделена на крупные циклы, каждый из которых включает фазу расчленения и фазу выравнивания рельефа. Свидетелями этих геоморфологических циклов могут быть полигенетические (денудационно-аккумулятивные) поверхности и разделяющие их (в областях поднятия) уступы, составляющие элементы поверхности размыва. Анализ этих особенностей развития рельефа позволил Ю.А.Мещерякову [1967] построить для отдельных крупных территорий суши морфоциклические кривые (рис. 2.6), которые по высоте соответствуют среднему гипсометрическому положению поверхности выравнивания, а по длине – продолжительности формирования каждой поверхности. Эти исследования показывают, что история развития морфоструктуры Земли в мезозое–кайнозое характеризуется ярко выраженной общей направленностью, которая заключается в прогрессивном нарастающем поднятии материков, прогрессивном опускании океанских впадин и общем усложнении рельефа Земли.

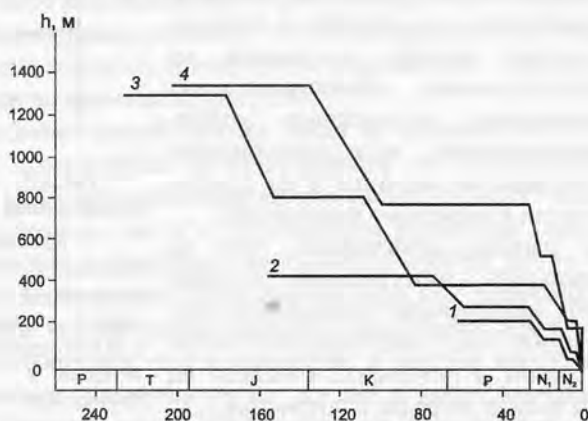


Рис.2.6. Геоморфологические циклы развития платформ в мезозое–кайнозое по Ю.А.Мещерякову [1967]

Платформы: 1 – Западно-Европейская; 2 – Восточно-Европейская; 3 – Восточно-Сибирская; 4 – Африканская

Согласно исследованиям Л.Кинга [King, 1962], основные формы выравнивания рельефа и фазы крупных тектонических нарушений были практически синхронны для всей суши или, по крайней мере, для всех равнинно-платформенных областей.

Отмечается совпадение этапов формирования выравнивания поверхностей для весьма обширных по площади сегментов земного шара. Так, по мнению Ю.А.Мещерякова [1967], для древних Русской и Африканской платформ и молодой платформы Западной Европы характерна позднелиценная фаза выравнивания, фиксированная отчетливо выраженной полигенетической поверхностью. Более древняя позднелиценная поверхность Западной Европы соответствует поверхности цикла носсов в Африке и т.н. сарматско-понтической поверхности юга Русской платформы, формирование которой, начавшись в позднем миоцене, продолжалось в раннем плейстоцене. Палеогеновая поверхность Русской равнины по возрасту аналогична палеогеновой поверхности Западной Европы и может быть сопоставлена с "главным пенепленом" Южной Африки. Во всех трех регионах выделяется и более древняя – мезозойская поверхность выравнивания. В значительной мере синхронны также фазы расчленения рельефа Европы и Африки, совпадающие с эпохами поднятия материков и тектонических нарушений. Отмечается совпадение начальных фаз развития высоких платформ и возрожденных гор Африки и Сибири. Особенности развития рельефа указывают на возможность существования общепланетарных процессов возникновения крупнейших морфоструктур и их выравнивания, хотя синхронность этих процессов в отдельные периоды и на отдельных территориях могла и несколько нарушаться.

Геологические данные показывают, что на протяжении длительной геологической истории древние платформы испытывали постепенное поднятие. Это также может быть подтверждено глубоким эрозионным срезом, в результате которого на поверхность Земли вышли породы с возрастом 1,5–3,5 млрд. л. Как отмечает И.А.Резанов [1978], эти породы амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма должны были образоваться на глубине в несколько десятков километров.

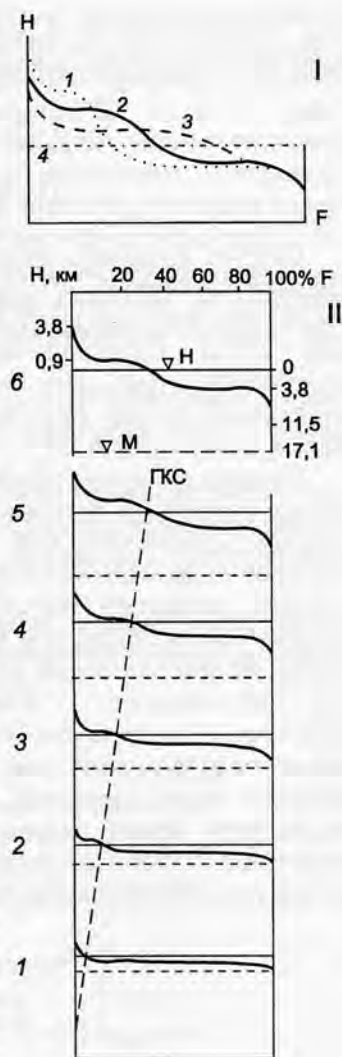


Рис.2.7. Гипсографическая кривая земной поверхности

I – по А.Вегенеру [1925]: 1 – в будущем, 2 – в настоящем, 3 – в прошлом, 4 – при образовании земной коры; II – по Г.Н.Каттерфельду [1962]: 1 – в катархее, 2 – в архее, 3 – в протерозое, 4 – в рифее, 5 – в мезокайнозое, 6 – в настоящем; Н – положение уровня океана; М – положение поверхности Мохоровичича, ГКС – граница континентального склона

А. Вегенер [1925], исследуя возможности развития поверхности нашей планеты, предложил одну из первых моделей эволюции гипсографической кривой земной поверхности. В первоначальной стадии развития эта кривая, по его мнению, должна была быть по своей форме близка к прямой линии и соответствовала среднему уровню земной поверхности. По мере развития рельефа и увеличения его контрастности кривая приобретала все более сложную форму (рис. 2.7).

Г.Н. Каттерфельд [1962], опираясь на данные исторической геологии, которые, по его мнению, убедительно показывают, что в ранние этапы развития поверхности Земли на ней преобладало мелкое море и невысокая суша, и что дальнейшее развитие привело к увеличению гранитного фундамента материков в вертикальном и горизонтальном направлениях, углублению поверхности раздела Мохоровичича, увеличению площади суши, уменьшению разобшенности материков, сокращению площади океанического типа литосферы, углублению и увеличению емкости океанов и к общему увеличению контрастности рельефа, попытался представить схему возможного изменения земной поверхности через гипсографическую кривую (см. рис. 2.7). Эта схема позволяет наглядно представить возможное развитие процесса нарастания толщины земной коры и изменения рельефа.

Увеличение контрастности рельефа подтверждается также уменьшением общей площади океанических впадин в течение фанерозоя, что наглядно можно проследить по сокращению морских отложений на территории суши [Egyed, 1957; Ронов, 1980; Hallam, 1984].

При исследовании изменения рельефа земной поверхности в связи с расчетами изменения уровня океана в геологическом прошлом, проведенными Н.П. Васильковским [1973], предложено принимать за репер отсчета кровлю консолидированной части океанической коры. Предполагается, что первоначально кровля консолидированной океанической коры отвечала всей поверхности геоида. По мере возникновения и роста материков океанический блок коры расчленился, а суммарная площадь его сокращалась. Интересной является попытка Н.П. Васильковского представить возможность изменения накопления морских отложений на дне океана (рис. 2.8).

Исследование зоны нижней мантии Земли по спутниковой информации позволяет выделить плотностные неоднородности на границе ядра и мантии [Тараканов и др., 1990]. Их расположение под океанами может быть связано как с происхождением океанов, так и с современным развитием океанической коры. Океанические впадины и срединно-океанические хребты могут быть гидростатической реакцией всей мантии на выпуклости ядра под океанами. В таком случае прогибание верхней мантии может вызвать распирание вещества, образование зон Беньоффа, наклоненных под континенты, и подъём континентов. В пользу такого предположения свидетельствуют данные о росте площади континентов, полученные Н.П. Васильковским [1973], которые показывают, что начиная от раннего архея до нашего времени происходит систематический рост площади континентов за счёт соответствующего сокращения океанических областей. При этом средняя высота континентов увеличивалась, а глубина и ёмкость океанических впадин росли.

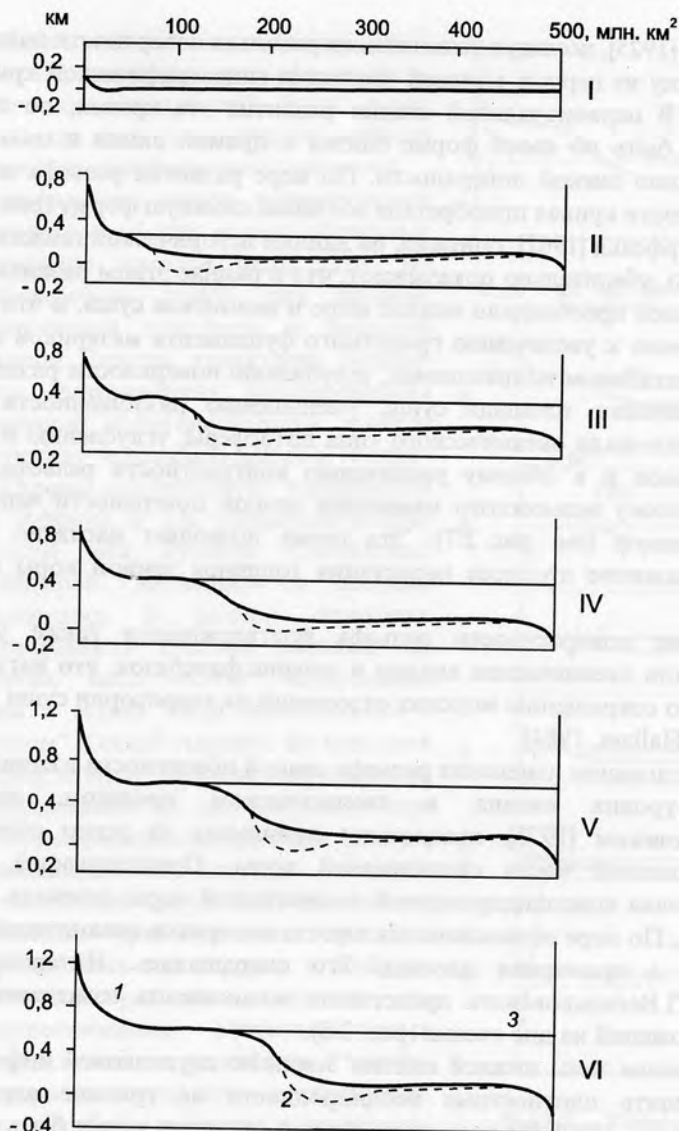


Рис.2.8. Эволюция гипсографической кривой по Н.В.Васильковскому [1973]

1 – гипсографическая кривая; 2 – накопление осадков в океане; 3 – уровень океана;
I – ранний архей; II – начало рифея; III – палеозой; IV – мезозой; V – кайнозой; VI – настоящее время

Определение масштабов вертикальных движений дна океанических впадин и изменения их объемов было проведено О.К.Леонтьевым [1978]. В основу этих работ положены массовые материалы глубоководного морского бурения, на основе которого определялось положение уровня карбонатной компенсации относительно современной глубины океана, обнаружение явно мелководных

отложений на больших глубинах и, наоборот, глубоководных осадков на мелководье. Были использованы данные о глубине залегания оснований атоллов и о глубинах над вершинами гайотов, а также о мощности осадочного слоя и другие данные. В результате получена карта, изображающая масштабы опусканий и поднятий океанического дна за кайнозой. Это, в свою очередь, позволило построить батиграфическую кривую позднемезозойского океана, определить объём океанских впадин и объём воды в океане в позднем мезозое и дать общую оценку происшедших в кайнозойское время изменений (рис. 2.9), которые показали увеличение средней глубины океана приблизительно на 1 км.

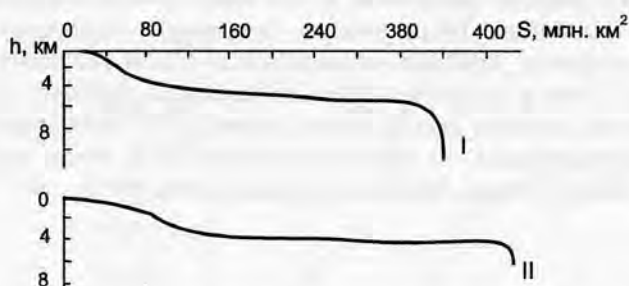


Рис. 2.9. Батиграфические кривые Мирового океана по О.К.Леонтьеву [1978]

I – современная; II – позднемезозойская

Позднемезозойская батиграфическая кривая имеет более пологую форму по сравнению с современной и отличается почти вдвое большей площадью мелководий (с глубинами до 200 м), общей средней глубиной ложа и укороченным нижним крутым участком кривой, соответствующим глубинам, превышающим 4 тыс. м. Площадь с глубинами более 2,5-3 тыс. м в позднемезозойском океане также была больше, чем современная. Эти особенности морфометрии дна древнего океана, как отмечает О.К.Леонтьев, наглядно подтверждают, что формирование всех планетарных морфоструктур дна океана происходит за счет преобразования его ложа, в том числе зарождение и развитие переходных, материковых и рифтогенных структур.

Процессы формирования верхней оболочки твердой Земли – земной коры – могли носить в определенной степени, циклический характер, сопряженный с циклическим развитием тектонической активности Земли.

Наряду с тем, что в истории Земли выделяется ряд тектонических циклов, в которых наиболее четко выделяется интервал в 150–200 млн. л., разделяющий эпохи тектоно-магматической активности [Тугаринов, Войткевич, 1970; Хаин, 1971], одновременно отмечается определенное совпадение их с периодом вращения солнечной системы по галактической орбите, что, в свою очередь, позволяет допустить, что основные этапы развития земной коры могут быть приравнены галактическому году.

Работы В.Е.Хаина [1971], Г.Гастила [Gastil, 1960] и других исследователей показывают, что процессы формирования континентов, имея определенную периодичность, были практически синхронны для всех материков.

Можно полагать, что объём земной коры изменялся в значительной степени пропорционально изменению дифференциации вещества внутри Земли и дегазации мантии. Одновременно определенное влияние должен был оказывать механизм образования земной коры за счет конвективных течений в мантии и поступления под континенты океанической коры. Эти процессы должны были отразиться в рельефе земной поверхности, где положительные и отрицательные формы могли изменяться в определенной пропорциональности относительно среднего уровня земной коры.

В развитии рельефа земной поверхности ведущим фактором всегда были эндогенные процессы. В то же время, как показывают геологические исследования, все элементы рельефа материков, в том числе и наиболее крупные (горные сооружения и глубокие тектонические впадины), созданные эндогенным процессом, с течением времени подвергаются почти полному экзогенному нивелированию и если в настоящее время наблюдается наиболее контрастный за всю геологическую историю рельеф Земли, несмотря на весьма активно протекающие экзогенные процессы, то причина заключается в очень высокой степени интенсивности тектонических движений [Криволуцкий, 1977].

2.4. Тенденция изменения литосферы

На ранних стадиях развития земной коры (около 4,0–4,5 млрд. л.н.), когда поверхность Земли была ещё достаточно горячей и переплавлялась в результате внутреннего разогрева, гипсографическая кривая, вероятно, могла быть достаточно близкой по форме к прямолинейной. По мере нарастания земной коры форма гипсографической кривой становилась все более сложной.

В первом приближении изменения основных параметров земной коры в результате развития Земли можно принять (рис. 2.10) пропорционально нарастанию земного ядра [Сорохтин, 1974], тогда изменение массы ($m_{зк}$), объёма ($V_{зк}$) и толщины ($\bar{h}_{зк}$) земной коры во времени можно записать в следующем виде:

$$m_{зк} = 39,0 \frac{1}{1,5\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^T e^{-\frac{(u+0,9)^2}{2 \times 2,25}} du,$$

$$V_{зк} = 15,2 \frac{1}{1,5\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^T e^{-\frac{(u+0,7)^2}{2 \times 2,25}} du,$$

$$\bar{h}_{зк} = 29,7 \frac{1}{1,5\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^T e^{-\frac{(u+0,7)^2}{2 \times 2,25}} du.$$

Следует иметь в виду, что по мере развития земной коры должна была меняться и её средняя плотность. Можно предположить, что в начале образования земной коры её плотность, вероятно, могла быть близка к плотности верхней

мантии: $\rho_{\text{м}} = 3,99 \text{ г/см}^3$ [Люстих, 1972], в то время как сейчас $\rho_{\text{зк}} = 2,79 \text{ г/см}^3$. Тогда уменьшение плотности (рис. 2.11) во времени (T) выразится уравнением:

$$\bar{\rho}_{\text{зк}} = 3,40 - \frac{0,84}{1,5\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^T e^{-\frac{(u+0,95)^2}{2+2,25}} du.$$

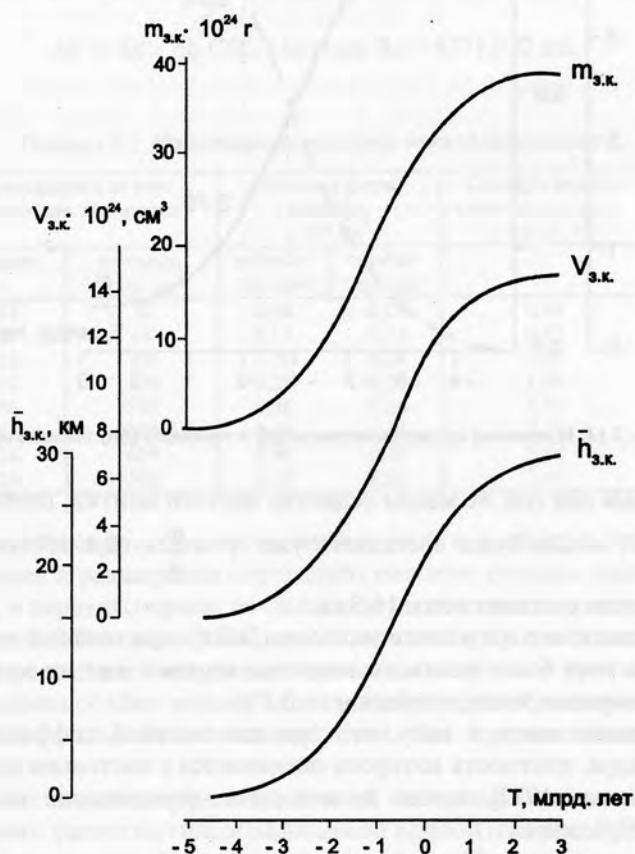


Рис.2.10. Возможное изменение массы ($m_{\text{з.к.}}$), объема ($V_{\text{з.к.}}$) и средней толщины ($\bar{h}_{\text{з.к.}}$) земной коры

Если принять современную плотность земной коры $\rho_{\text{зк}} = 2,79 \text{ г/см}^3$ при общем её объёме $V_{\text{зк}} = 10,2 \times 10^{24} \text{ см}^3$ и общей массе $m_{\text{зк}} = 28,5 \times 10^{24} \text{ г}$ [Ронов, Ярошевский, 1976], то средняя толщина слоя земной коры ($\bar{h}_{\text{зк}}$) при современной площади Земли $F_{\text{зк}} = 510,1 \times 10^{16} \text{ см}^2$ составит

$$h_{\text{зк}} = \frac{V_{\text{зк}}}{F_{\text{зк}}} \approx 20 \text{ км}.$$

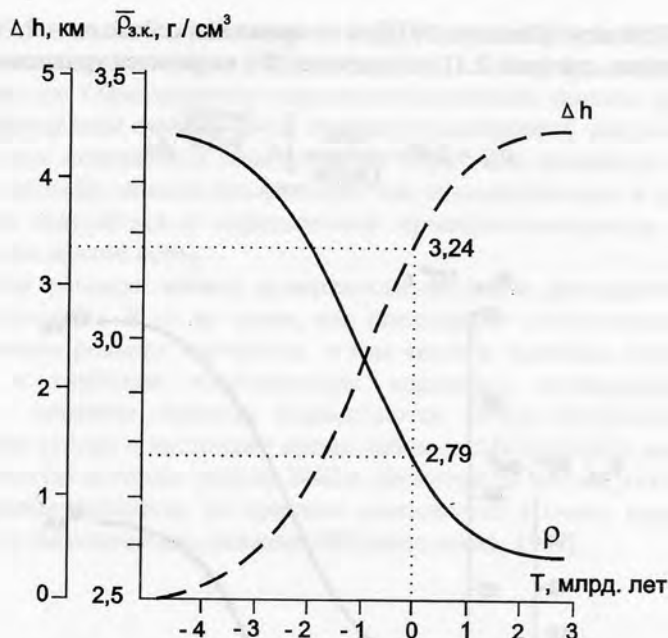


Рис.2.11. Изменение средней плотности (ρ) и толщины (Δh) земной коры

В то же время для той же массы вещества верхней мантии, плотность которой $\rho_{\text{вм}} = 3,39 \text{ г/см}^3$, объём будет составлять уже $V' = \frac{m}{\rho} \approx 8,4 \times 10^{24} \text{ см}^3$, а слой для поверхности Земли составит всего 16,5 км.

Это показывает, что в процессе эволюции Земли при постепенном нарастании земной коры за счет более плотного вещества верхней мантии могло произойти некоторое расширение Земли, в среднем на 3,5 км.

Следует однако иметь в виду, что при плотностной дифференциации недр Земли и росте ядра, плотность которого оценивается в настоящее время от 10,0 до 12,5 г/см³ [Люстих, 1972], могло происходить определенное сжатие Земли с уменьшением её радиуса.

В целом, вероятно, необратимые изменения преобладали над обратимыми, и весь процесс геологического развития происходил не только циклично, но и направленно.

Изменение приращения толщины земной коры ($\Delta h_{\text{зк}}$, км) во времени ($T \times 10^6$ лет) может быть приближенно представлено (см. рис. 2.11) уравнением:

$$\Delta h_{\text{зк}} = \frac{4,42}{1,5\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^T e^{-\frac{(u+0,95)^2}{2 \times 2,25}} du$$

или

$$\Delta h_{\text{зк}} = 4,42 N(T_i - 0,95; 1,5).$$

Приращение земной коры должно быть самым тесным образом связано с её плотностной дифференциацией:

$$\Delta h_{\text{эк}} = 17,89 - 5,26\rho.$$

Следует также учитывать, что в результате определенного расширения Земли за счет разуплотнения верхней оболочки должно было произойти и некоторое увеличение площади земной поверхности, которая могла увеличиться приблизительно на 560 тыс. км², или на 1,2% от её современной площади (табл. 2.3):

$$\Delta F = 4\pi \times \Delta h (2R_0 + \Delta h) \text{ при } R_0 = 6371,032 \text{ км.}$$

Таблица 2.3. Изменения параметров земной поверхности

Время x 10 ⁹ лет	Приращение за счет изменения плотности		Объёмы форм рельефа, x 10 ⁹ км ³		Средняя высота континентального блока, км	Средняя глубина океанических впадин, км
	толщина, км	площадь, x 10 ⁵ км ²	положи- тельные	отрица- тельные		
-3,5	0,18	32	0,08	-0,08	0,40	-0,17
-3,0	0,37	64	0,13	-0,13	0,83	-0,45
-2,5	0,63	109	0,20	-0,20	1,22	-0,72
-2,0	1,02	176	0,28	-0,28	1,56	-0,97
-1,5	1,56	269	0,36	-0,36	1,86	-1,21
-1,0	2,13	368	0,44	-0,44	2,13	-1,43
-0,5	2,74	474	0,50	-0,50	2,36	-1,63
0,0	3,24	560	0,55	-0,55	2,54	-1,83

Процесс эволюционного развития земной коры и, в первую очередь, её постепенное нарастание и расширение определяло развитие рельефа земной поверхности и, вероятно, в первую очередь, постепенное увеличение его контрастности.

Как полагал В.В.Белоусов [1976], на значительном протяжении истории Земли должно было происходить углубление океанов, связанное с прогибанием земной коры и увеличением объёма воды. Такое прогибание с сохранением изостазии, по мнению В.В.Белоусова, было невозможным без происходящего утяжеления литосферы.

В общем виде эволюцию рельефа земной поверхности можно представить в виде постепенного развития гипсографической кривой (см. рис. 2.1).

Расчет изменения гипсографической кривой удобно производить относительно среднего уровня твердой земной поверхности. Формы рельефа выше этого уровня условно можно отнести к положительным формам рельефа, которые практически соответствуют континентальным блокам и их подножьям. Формы рельефа ниже среднего уровня соответственно относятся к отрицательным и приурочены к океаническим впадинам. В настоящее время положительные формы рельефа выше среднего уровня земной коры занимают 43%, а отрицательные – 57%.

Можно предполагать, что форма гипсографической кривой земной поверхности изменялась пропорционально развитию процессов плотностной дифференциации вещества внутри Земли и соответствующего постепенного преобразования земной коры.

Изменение во времени объёмов положительных и отрицательных форм рельефа ($W = 10^9 \text{ км}^3$) относительно среднего уровня земной коры может быть приближенно выражено уравнением:

$$W = 0,63 \frac{1}{1,5\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^T e^{\frac{-(u+1,8)^2}{2 \times 2,25}} du$$

или

$$W = 0,63 N(T_i - 1,8; 1,5).$$

Изменения объёмов форм рельефа и принятого соотношения площадей, позволяет получить условное изменение в течение времени средней высоты континентальных блоков (H_k) и средней глубины океанических впадин (H_0) относительно среднего уровня земной коры (рис. 2.12):

$$H_k = -0,08T^2 + 0,33T + 2,54$$

$$H_0 = -0,03T^2 - 0,37T - 1,83.$$

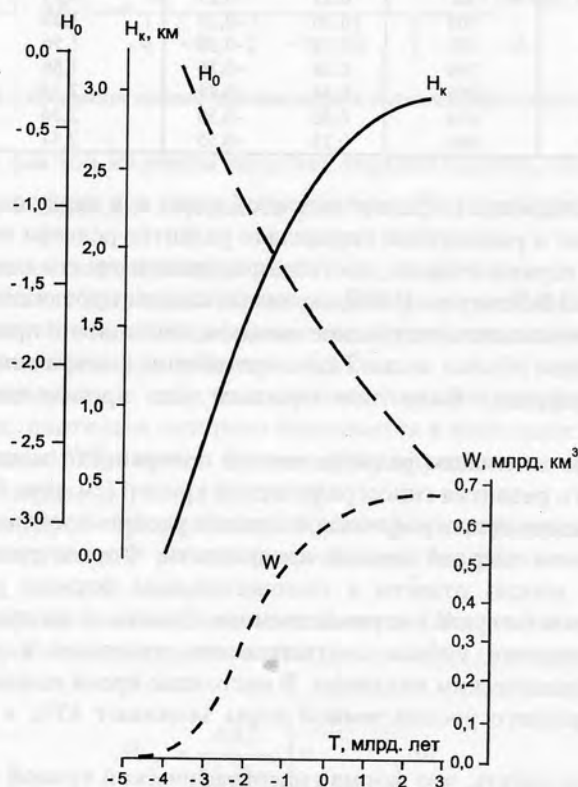


Рис.2.12. Изменение относительно среднего уровня земной коры средней глубины океанической впадины (H_0), высоты континентального блока (H_k) и объёмов (W) положительных форм (континентов) и отрицательных форм (океанических впадин)

Поскольку развитие форм рельефа земной поверхности тесно связано с общими процессами развития земной коры и их тектоническими особенностями, то изменение средних высот континентальных блоков и глубин океанических впадин при направленном развитии рельефа Земли в плане увеличения его контрастности должны были иметь обратную связь (рис. 2.13), уравнение которой может быть получено из ранее принятых соотношений:

$$H_k = \frac{W_k H_0}{510, H_0 - W_0}.$$

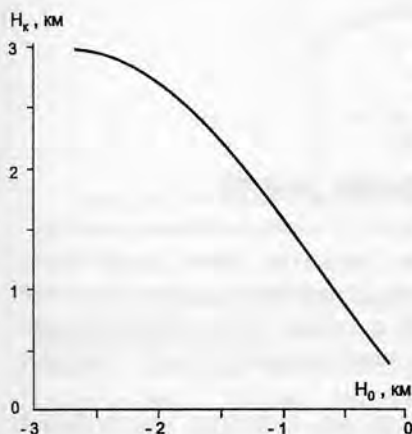


Рис.2.13. Взаимосвязь изменений средней высоты континентального блока (H_k) и средней глубины океанических впадин (H_0)

В то же время следует иметь в виду, что по мере увеличения континентальных блоков могли меняться условия изостатического равновесия. Как известно, земная кора стремится к гидростатическому равновесию по отношению к подстилающей её астеносфере [Артюшков, 1970]. В связи с изостатическим равновесием нижняя граница земной коры погружена тем глубже, чем толще кора и чем она плотнее. Предполагается, что под возвышенностями существует недостаток массы, компенсирующийся избыточной нагрузкой этой возвышенности, а под водным бассейном – избыток массы, уравнивающий пониженную плотность воды по сравнению с континентальной корой в результате изостатической компенсации.

При исследовании изменения рельефа земной поверхности нужно учитывать, что при экзогенных процессах, когда происходит снятие нагрузки в результате разрушения и сноса пород горного сооружения, земная кора в своем стремлении к изостазии должна реагировать поднятием поверхности. Так, вместо уничтоженных денудаций горных пород из недр Земли будут подниматься новые массы минерального материала [Криволуцкий, 1977].

Вероятно в определенном приближении можно принять, что масса океана (M_o) в различные геологические эпохи должна компенсироваться соответствующей массой континента (M_c):

$$M_o = M_c.$$

В то же время масса океана может быть представлена через объём (W_o) и среднюю плотность морской воды (γ_o)

$$M_o = W_o \gamma_o,$$

а объём океана через его площадь (S_o) и среднюю глубину (H_o)

$$W_o = S_o H_o.$$

Аналогично можно представить и соответствующую массу континента, изостатически компенсирующую массу Мирового океана

$$M_c = W_c \Gamma_0, W_c = S_c H_c.$$

Изостатическая реакция дна океана на накопление массы морских осадков может быть приближенно рассчитана [Harrison et al., 1981] с учетом плотности верхнего слоя мантии (Γ_m) и плотности накопившихся морских осадков (Γ_s):

$$\frac{\Gamma_m - \Gamma_s}{\Gamma_m}.$$

2.5. Моделирование рельефа Земли

Для исследования возможного эволюционного развития Земли может быть использована изменяющаяся во времени модель гипсографической кривой земной поверхности, которая могла бы быть положена в основу при реконструкции уровня и объема Мирового океана, как главного звена поверхностной гидросферы [Клиге, 1980].

Гипсометрическая кривая земной поверхности по существу представляет собой результат статистического распределения долей площадей земного шара соответствующих поверхностям, находящимся на определенном высотном уровне. Поэтому каждую точку гипсометрической кривой можно понимать как вероятность непревышения заданного уровня. Причем эта вероятность будет равна доле площади земного шара (в процентах от общей его площади), занятой поверхностями с уровнями, ниже заданного. Таким образом, гипсометрическая кривая может быть описана в терминах кривых распределения (обеспеченности) вероятностей непревышения уровня. При этом анализ эволюционного развития формы гипсометрической кривой может быть сведен к исследованию изменения параметров закона распределения вероятностей, аппроксимирующего их семейство.

Восстановление изменения гипсометрической кривой производилось с учетом геологических данных о возможном изменении морфометрических характеристик океана и континентов для последних 3–3,5 млрд. л., а также модели развития ядра Земли и планетарной гидросферы, разработанных О.Г.Сорохтиным [1974].

Можно принять dS (рис. 2.14) за сумму всех площадей, высоты которых (положительные и отрицательные) заключаются между значениями h и $h + dh$, а S – общая площадь земного шара, тогда гипсометрическая кривая dS/S может быть представлена как функция от h или вместо такого частотного распределения можно воспользоваться кумулятивной кривой (см. рис. 2.14, которая представляет интеграл dS/S).

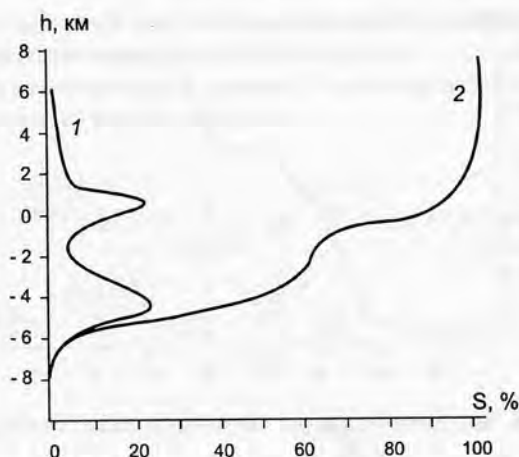


Рис.2.14. Гистограмма распределения частоты повторяемости площади твердой поверхности на различных высотных уровнях (1) и кумулятивная кривая (2)

Для современной гипсометрической кривой земной поверхности характерна бимодальность или существование двух максимумов повторяемости, которые, по нашим расчетам, располагаются на высотах +250 и -4600 м относительно современного уровня океана. Характерно также существование двух зон нарастания высот, в которых кумулятивная повторяемость быстро меняется с изменением высоты. Кроме этого существует промежуточная зона (материковый склон), где интегральная кривая характеризуется резким изгибом. Все эти особенности гипсометрической кривой земной поверхности, определяющиеся как характером строения земной коры, так и процессами, протекающими в недрах Земли и на её поверхности, создают определенные сложности при математическом моделировании.

Гипсометрическая или кумулятивная кривая с определенной степенью приближения может быть описана, если положить в основу нормальный интеграл Гаусса:

$$N(h, a, \sigma) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^h e^{-\frac{(t-a)^2}{2\sigma^2}} du,$$

который может быть взят от функции нормального частотного распределения, имеющего центр в точке "а" со среднеквадратичным отклонением σ и высотой h для определенной площади земной поверхности. Тогда гипсометрическую кривую можно представить как сумму трёх интегралов функций частотного распределения.

Первый нормальный интеграл (рис. 2.15, Б. I) приближенно описывает распределение поверхности дна океана с нормальным рассеиванием около глубины -4,6 км (его центра) и разбросом $\sigma = 0,8$. Он даёт 50% вклада в гипсометрическую кривую.

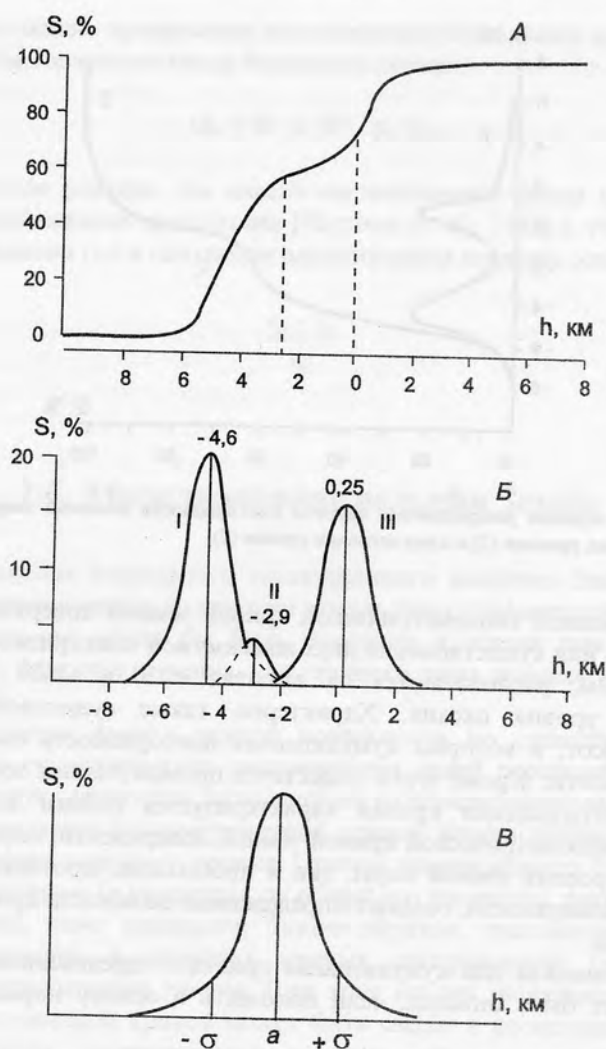


Рис.2.15. Описание гипсографической кривой (А), как суммы трех функций частотного распределения (Б) нормального интеграла Гаусса (В)

I – основное ложе океана; II – континентальный склон; III – поверхности континентальных равнин. Арабские цифры – глубина в км

Третий интеграл (центр в точке $a = 0,25$, разброс $\sigma = 0,8$) описывает распределение высот суши (рис. 2.15, Б, III), имеющий нормальное рассеяние около высоты 0,25 км и даёт 40% вклада.

Второй интеграл (рис. 2.15, Б, II) по существу играет роль поправки к первым двум. Его наличие вызвано не совсем симметричным поведением левой и правой половины экспериментальной гипсометрической кривой и наличием резкого перегиба (горба) в районе континентального склона. Вклад этого интеграла составляет 10% ($a = 2,9$).

Таким образом, искомый вид гипсометрической кривой (рис. 2.15, В) может быть получен в результате сложения трёх интегралов.

Современная гипсометрическая кривая, S где выражено в процентах, может быть аппроксимирована в следующем виде:

$$S(h) = 0,5 \frac{1}{0,8\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^h e^{-\frac{(u+4,6)^2}{2(0,8)^2}} du + 0,1 \frac{1}{0,5\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^h e^{-\frac{(u+2,91)^2}{2(0,5)^2}} du + 0,4 \frac{1}{0,8\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^h e^{-\frac{(u-0,25)^2}{2(0,8)^2}} du =$$

$$= \int_{-\infty}^h [0,25e^{-\frac{(u+4,6)^2}{1,28}} + 0,08e^{-\frac{(u+2,91)^2}{0,5}} + 0,2e^{-\frac{(u-0,25)^2}{1,28}}] du.$$

В более компактном виде уравнение гипсометрической кривой может быть записано:

$$S(h) = 0,5N(h; -4,6; 0,8) + 0,1N(h; -2,9; 0,50) + 0,4N(h; 0,25; 0,8).$$

Для получения значения S не в процентах, а в абсолютных единицах – в миллионах квадратных километров, необходимо полученные данные по уравнению $S(h)$ умножить на величину $510,1 \times 10^6$

$$S_{абс}(h) = 510,1 \times 10^6 \times S(h) \text{ км}^2.$$

Анализ отклонения гипсометрической кривой, полученной теоретически по уравнению, и фактических данных показал, что абсолютная ошибка (сумма абсолютных отклонений теоретических данных от фактических, отнесенная к площади земной поверхности) в интервале высот от -10 до -6 км составляет в среднем 1,2%. В интервале высот от -6 до +5 км относительная ошибка (процент отклонения экспериментальных данных от фактических в каждом интервале высот через 1 км) составляет в среднем 2,2%. Максимальное отклонение – 5,9%, приходится на интервал от -1 до 0, где наблюдается наиболее сложный перегиб гипсометрической кривой (табл. 2.4).

Таблица 2.4. Сравнение теоретических и экспериментальных данных для гипсографической кривой

Интервал высот, км	Площадь фактическая, $F\%$	Площадь теоретическая, $S(h)\%$	Площадь фактическая, $F \text{ км}^2 \times 10^6$	Площадь теоретическая, $S \text{ км}^2 \times 10^6$	Относительная ошибка в % отклонений
-6 – -5	15,0	15,5	76,5	79,1	3,4
-5 – -4	38,2	38,7	194,1	197,4	1,7
-4 – -3	53,2	53,2	270,8	271,4	0,2
-3 – -2	59,2	59,2	301,3	304,0	1,0
-2 – -1	62,4	62,4	317,7	318,0	0,1
-1 – 0	70,9	75,0	361,2	382,5	5,9
0 – +1	91,8	83,0	467,8	474,4	1,4
+1 – +2	96,2	99,0	490,4	505,0	3,0
+2 – +3	98,4	99,9	501,6	570,0	1,7
+3 – +4	99,5	100,0	507,4	510,1	0,5
+4 – +5	99,9	100,0	509,6	510,1	0,1

Средний уровень твердой земной поверхности, полученный по теоретической кривой, оказался равным -2,46 км.

Для математического моделирования гипсометрической кривой во времени в интервале от 4 млрд. л. до 2 млрд. л. была принята следующая схема:

1. За начало отсчета времени принято $t = -4 \times 10^9$ лет. Предполагается, что в этот период на поверхности Земли практически нет ни достаточно значительных впадин, ни возвышенностей и что её поверхность близка к идеальному эллипсоиду вращения, твердая поверхность которого расположена ниже современного уровня океана на 2,46 км (рис. 2.16). В этом случае гипсометрическая кривая в момент времени t равна

$$S(t, h) = \begin{cases} 0, & \text{если } h < -2,46 \\ \text{любое число между } 0 \text{ и } 510,1 \times 10^6, & \text{или } 100\%, \\ \text{если } h = -2,46. \end{cases}$$

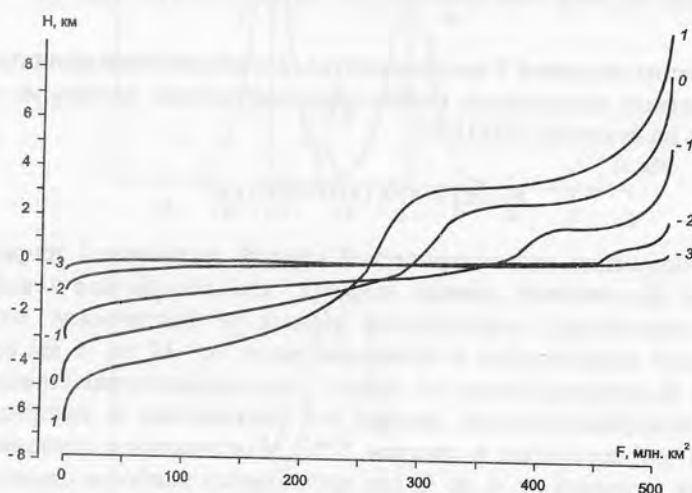


Рис.2.16. Возможные изменения гипсографической кривой поверхности Земли относительно среднего уровня твердой земной поверхности

-3 – 3 млрд. л.н.; -2 – 2 млрд. л.н.; -1 – 1 млрд. л.н.; 0 – современное положение; +1 – через 1 млрд. лет в будущем

Другими словами, при $t = -4 \times 10^9$ лет получаем уравнение

$$h = -2,46.$$

2. Условно принимается, что средний уровень твердой земной поверхности (-2,46 км) остаётся неизменным во времени.

3. Параметры центров распределения (а) трёх нормальных кривых (см. рис. 2.15) меняются во времени, как квадратичные (по t) функции:

$$a(t) = c_2 t^2 + c_1 t + c_0,$$

где c_0 соответствует центру нормального рассеяния при $t = 0$, коэффициенты c_1 и c_2 выбираются из условия, что (при $t = -4$) $a = -2,46$.

4. Значения параметров (σ), характеризующих степень разброса трёх нормальных кривых, меняются во времени, как линейные (по t) функции:

$$\sigma(t) = d_1 t + d_0,$$

где d_0 – значение $\sigma(t)$ при $t = 0$, d_1 – выбирается из условия $\sigma(-4) = 0$.

5. При $t = -4$ центры всех трёх нормальных кривых распределения сосредоточены в одной точке $h = -2,46$. С ростом t ($t > -4$) центры нормальных кривых начинают раздвигаться, одновременно увеличивается размах кривых (1-я и 2-я сдвигаются влево от $-2,46$, а 3-я – вправо). Это означает, что средняя глубина океана и средняя высота суши возрастают по абсолютной величине с течением времени, увеличивается также разброс глубин и высот около средних уровней.

6. В соответствии с принятыми положениями для трёх нормальных кривых распределения можно написать следующие закономерности изменения параметров:

$$\text{для кривой 1} \quad a_1(t) = 0,0326t^2 - 0,404t - 4,6$$

$$\sigma_1(t) = 0,2t + 0,8$$

$$\text{для кривой 2} \quad a_2(t) = -0,0119t^2 - 0,1576t - 2,9$$

$$\sigma_2(t) = 0,125t + 0,5$$

$$\text{для кривой 3} \quad a_3(t) = -0,094t^2 + 0,2998t + 0,25$$

$$\sigma_3(t) = 0,2t + 0,8$$

7. Доля вклада каждой нормальной кривой распределения изменяется во времени следующим образом:

– кривая 1: при $t = 0$ доля = 0,5. Во времени она изменяется как линейная по t функция $0,5 + 0,015t$.

– кривая 2: при $t = 0$ доля = 0,1. Во времени она изменяется как квадратичная по t функция $0,1 - 0,04t + 0,03t^2$.

– кривая 3: при $t = 0$ доля = 0,4. Во времени она изменяется как квадратичная по t функция $0,4 + 0,025t - 0,003t^2$.

В общем с ростом t доля 1-й и 3-й кривых растут, а доля 2-й корректирующей кривой падает. В результате результирующая кривая становится более симметричной.

На основе рассмотренных данных можно записать в общем виде изменяющуюся во времени гипсографическую кривую, определенную в процентах к площади всей поверхности Земли в виде:

$$S(t, h) = (0,5 + 0,015t) \times N(h; 0,0326t^2 - 0,404t - 4,6; 0,2t + 0,8) + (0,1 - 0,04t + 0,003t^2) \times N(h; -0,0119t^2 - 0,1576t - 2,9; 0,5 + 0,125t) + (0,4 + 0,025t - 0,003t^2) \times N(h; -0,094t^2 + 0,2998t + 0,25; 0,8 + 0,2t),$$

где $N(h, a, \sigma)$ – нормальный интеграл.

Выражение для кривой можно преобразовать к виду:

$$S(t, h) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^h \left[\frac{0,5 + 0,015t}{0,2t + 0,8} e^{-\frac{(u - 0,0326t^2 - 0,404t - 4,6)^2}{2(0,2t + 0,8)^2}} + \frac{0,1 - 0,04t + 0,003t^2}{0,125t + 0,5} e^{-\frac{(u + 0,0119t^2 + 0,1576t + 2,9)^2}{2(0,125t + 0,5)^2}} + \frac{0,4 + 0,025t - 0,003t^2}{0,2t + 0,8} e^{-\frac{(u + 0,094t^2 - 0,2998t - 0,25)^2}{2(0,2t + 0,8)^2}} \right] du,$$

чтобы выразить $S(t,h)$ в миллионах квадратных километров, необходимо полученный результат умножить на $510,1 \times 10^6$. С целью получения соответствующих значений высотных и площадных характеристик для различных моментов времени по выведенному уравнению гипсографической кривой составляется соответствующая программа.

Программа вычисляет для любого времени t в интервале от -4 до $+2 \times 10^9$ лет следующие характеристики:

1. График гипсографической кривой $S(t,h)$ в процентах с шагом по h в $0,2$ км.
2. График гипсографической кривой $S_{abc}(t,h)$ в $\text{км}^2 \times 10^6$ с шагом по h в $0,2$ км.
3. График связи объёма углублений земной поверхности $W(t,S)$ с площадью их распространения.
4. Величину объёма положительных и отрицательных форм рельефа $V(t,h)$ относительно среднего уровня твердой земной поверхности ($-2,46$ км).

Единственным входным параметром для составленной программы является время t ($\times 10^9$ л.), шаг по h можно изменять.

Изменения рельефа земной поверхности в различные временные этапы могут быть также выражены в виде системы кривых связи объёма впадин от площади их распространения

$$W(F) = \int_{-\infty}^{(F)} F(H) dH,$$

где

$$H(F) = \sum c_i \int_{-\infty}^F \varphi_i(u) du.$$

Разработанная модель изменяющейся гипсографической кривой во времени, может быть видоизменена, если за основу принять любую другую модель развития Земли и земной коры. Для этого достаточно преобразовать законы изменения параметров a и σ в трёх, составляющих кривую, нормальных интегральных функциях и долю их вклада.

2.6. Модель земной поверхности

Приведенные расчеты возможного изменения основных параметров рельефа Земли позволили подойти к построению эволюционного развития гипсографической кривой земной поверхности (см. рис. 2.16). На предлагаемой схеме показаны возможные формы гипсографической кривой на четырех различных этапах возможного развития Земли. Нулевая кривая соответствует современному положению; -1 , -3 – приблизительно соответствуют рубежам в миллиардах лет до нашего времени. Кривая -1 показывает возможное изменение рельефа в будущем (табл. 2.5).

Следует иметь в виду, что по мере нарастания мощности земной коры мог изменяться и средний уровень твердой земной поверхности в результате перехода

более плотного вещества верхней мантии в менее плотное вещество земной коры.

Изменение объема земной коры и увеличение ее среднего уровня должно было отражаться на характере изменения гипсографической кривой и, в первую очередь, в плане ее высотного расположения. Если ввести поправку в изменение гипсографической кривой в результате постепенного повышения ее среднего уровня (около 0,8 м за млн. л.), то ее изменение во времени может быть показано в виде веера кривых, которые практически сходятся в одной точке, соответствующей положению наиболее углубленных точек на поверхности Земли (рис. 2.17).

Таблица 2.5. Параметры изменения гипсографической кривой относительно среднего уровня земной поверхности в различные этапы времени

Высота, м	Площадь F км ² x 10 ⁶ по этапам времени				
	-3 x 10 ⁹ лет	-2 x 10 ⁹ лет	-1 x 10 ⁹ лет	0	+1 x 10 ⁹ лет
10000	—	—	—	—	510
9000	—	—	—	—	509
8000	—	—	—	510	507
7000	—	—	—	509	501
6000	—	—	—	506	492
5000	—	—	510	499	476
4000	—	—	508	485	446
3000	—	—	502	450	332
2500	—	—	495	400	291
2250	—	—	490	341	286
2000	—	510	482	330	281
1750	—	509	466	324	278
1500	—	508	420	320	276
1250	—	505	397	316	273
1000	—	501	391	313	270
750	—	481	387	309	267
500	—	460	384	304	264
250	508	455	379	299	261
200	500	454	378	296	260
100	498	449	375	295	259
0	350	435	370	293	258
-100	15	287	364	291	256
-200	4	135	358	284	255
-250	1	104	351	283	254
-500	0	34	318	277	251
-750	—	8	245	267	246
-1000	—	1	175	252	242
-1500	—	0	71	208	230
-2000	—	—	19	150	214
-2500	—	—	2	92	190
-3000	—	—	0	40	160
-3500	—	—	—	8	120
-5000	—	—	—	0	10
-6000	—	—	—	—	1
-7000	—	—	—	—	0

Последняя схема показывает, что контрастность рельефа Земли, которая возрастала в течение геологического времени, могла вызываться преимущественно нарастанием массы земной коры в районе континентальных блоков без прогрессивного прогибания дна океана.

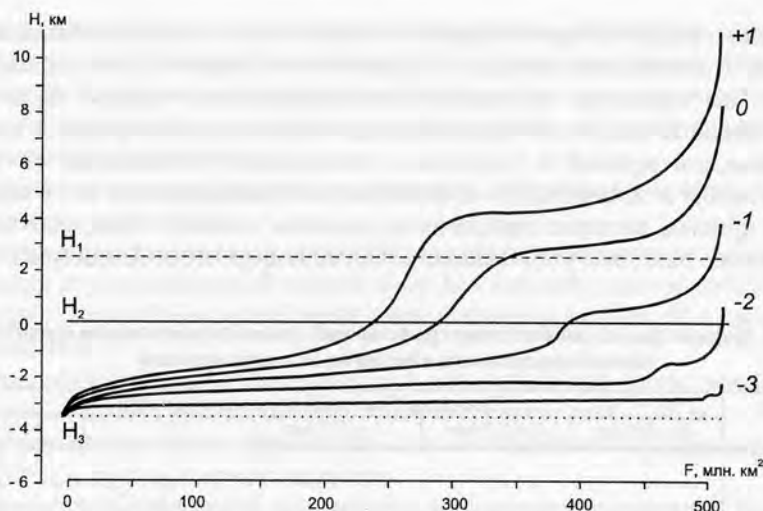


Рис. 2.17. Возможные изменения положения гипсографической кривой с учетом изменения среднего уровня твердой земной поверхности

H_1 – современное положение уровня океана; H_2 – современный средний уровень твердой земной поверхности; H_3 – средний уровень твердой земной поверхности 3 млрд. лет назад; остальные условные обозначения см. на рис. 2.16.

Изменения рельефа земной поверхности в различные временные этапы могут быть также выражены в виде системы кривых связи объема впадин от площади их распространения

$$W(F) = \int_{-\infty}^{(F)} F(H) dH, H(F) = \sum c_i \int_{-\infty}^F \varphi_i(u) du.$$

Зная объем океана в различные этапы времени по этим кривым можно определить его площадь и наоборот (рис. 2.18).

В то же время следует отметить, что обычно для расчетов используется не действительная площадь поверхности Земли, которая должна учитывать все неровности рельефа, а площадь ее проекции на поверхность геоида. Использование гипсографической кривой позволяет рассчитать действительную площадь земной поверхности с точностью, которая позволяет оценить неровности рельефа карты масштаба 1:2 500 000. Эта точность составляет порядка 10^2 – 10^3 км² [Звонарев и др., 1972; Лукьянова, Холодилин, 1975].

Расчеты, проведенные с помощью гипсографических кривых, показали, что действительная площадь с учётом рельефа твёрдой земной поверхности должна составлять в настоящее время не менее 770 млн. км², из которых около 490 млн. км² должно приходиться на поверхность дна океана и приблизительно 280 млн. км² на поверхность суши. Это конечно минимальные пределы площадей, поскольку учтены по существу, лишь основные макроформы рельефа. Если же учесть пространственные формы рельефа по более подробным картографическим материалам, то земная поверхность должна быть естественно больше.

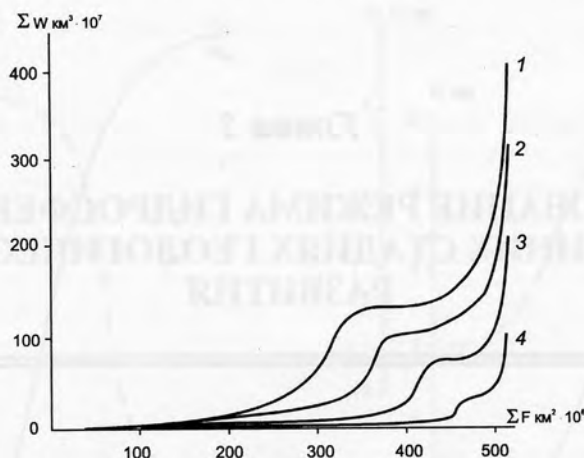


Рис.2.18. Связь объема углублений земной поверхности (W) с площадью их распространения (F) в различные этапы развития Земли

1 – современное; 2–4 – млрд. л.н.: 2 – 1, 3 – 2, 4 – 3

Использование разработанных моделей эволюции рельефа и гидросферы Земли позволяет приближенно оценить изменение во времени действительных площадей твердой земной поверхности в целом, а также поверхности дна океана и поверхности суши. Изменение этих характеристик может быть выражено соответствующими интегральными уравнениями:

$$F_{ПЗ} = 500 + 350 \frac{1}{1,5\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^T e^{-\frac{(u+1)^2}{2 \times 2,25}} du$$

$$F_{ПДО} = 500 - 50 \frac{1}{1,5\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^T e^{-\frac{(u+1)^2}{2 \times 2,25}} du$$

$$F_{ПС} = 400 \frac{1}{1,5\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^T e^{-\frac{(u+1)^2}{2 \times 2,25}} du$$

Глава 3

ФОРМИРОВАНИЕ РЕЖИМА ГИДРОСФЕРЫ ЗЕМЛИ НА РАННИХ СТАДИЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

3.1. Основные тенденции в изменении объёма поверхностной гидросферы

В процессе дифференциации вещества Земли и в результате развития процессов выплавления и дегазации мантии шло постепенное нарастание объема воды на земной поверхности. При этом процесс накопления поверхностной гидросферы мог изменяться во времени и, вероятно, максимальное поступление воды по модели О.Г.Сорохтина [1974] могло происходить около 1,1 млрд. л.н. Предполагается, что этот процесс затем начал постепенно ослабевать. Основная масса гидросферы, вероятно, сформировалась к началу палеозоя – около 600 млн. л.н. [Богданов и др., 1978].

Работы ряда исследователей [Ле Пишон и др., 1977; Тихонова и др., 1969] указывают на то, что вследствие изменения скорости спрединга темпы поступления ювенильных вод могли изменяться во времени периодически.

К определённому изменению водного баланса вод океана, особенно на ранних стадиях геологической истории Земли, могли приводить, вероятно, процессы серпентинизации перидотитов первичной океанической коры путём связывания ювенильных вод с последующим их выделением при соответствующем разогреве в трансформных разломах или зонах субдукции [Сорохтин, Ушаков, 1991].

Использование модели по приращению объёма гидросферы и постепенного формирования объёма океанических впадин [Клиге, 1978] позволяет рассчитать изменения площади Мирового океана и тенденции постепенного подъёма его уровня в геологическом прошлом.

С помощью зависимостей между площадями и объёмами можно рассчитать также изменение площади Мирового океана в течение геологической истории Земли (рис. 3.1). Полученные данные свидетельствуют о постепенном сокращении площади океана и увеличении площади суши (табл. 3.1). В общем виде изменение площади океана во времени может быть выражено в виде уравнения

$$F_{\text{ок}} = 510 - 225 \frac{1}{1,5\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^T e^{-\frac{(u+0,4)^2}{4,5}} du,$$

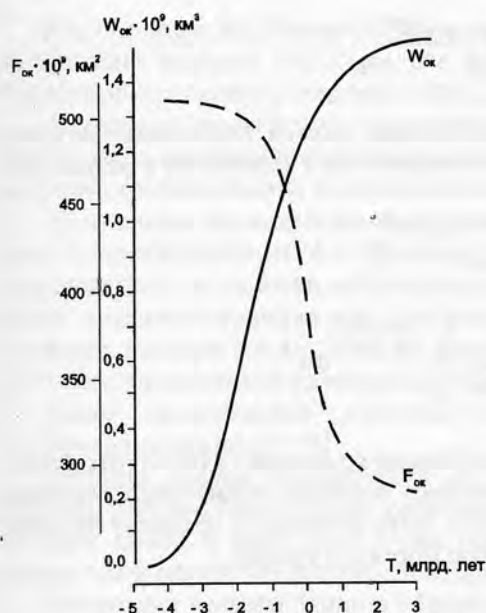


Рис.3.1. Изменение объема ($W_{ок}$) и площади ($F_{ок}$) океана с учетом постепенного нарастания поверхностной гидросферы и накопления части влаги на территории суши

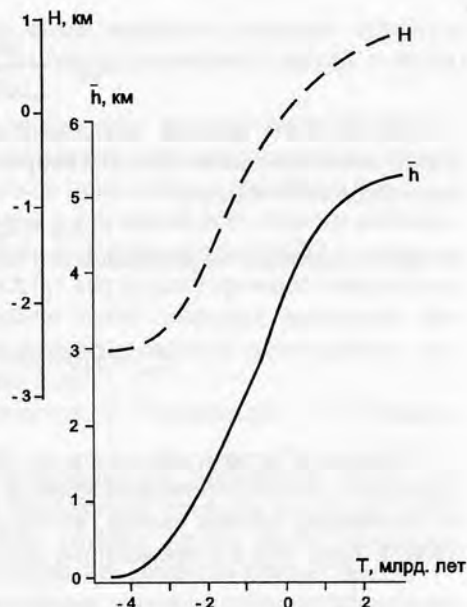


Рис.3.2. Изменение уровня ($H_{ок}$) (относительно его современного положения) и средней глубины океана ($h_{ок}$) при постепенном нарастании гидросферы и изменении рельефа

Таблица 3.1. Изменения основных параметров гидросферы и океана

Время, $T \times 10^9$ лет	Масса воды в гидро- сфере, $m \times 10^{24}$ г	Объём воды гидро- сферы, $км^3$	Объём океана, $км^3$	Площадь океана, $10^6 км^2$	Глубина океана, км	Уровень океана относительно среднего уровня земной коры, H_1 , км	Уровень океана относительно его современ- ного уровня, H_2 , км
-4,0	0,02	0,02	0,02	509	0,04	0,01	-2,49
-3,5	0,09	0,09	0,09	508	0,18	0,10	-2,40
-3,0	0,22	0,22	0,22	506	0,44	0,25	-2,25
-2,5	0,43	0,42	0,42	504	0,83	0,53	-1,97
-2,0	0,66	0,64	0,63	499	1,26	1,00	-1,50
-1,5	0,90	0,88	0,86	488	1,76	1,50	-1,00
-1,0	1,10	1,07	1,04	462	2,25	1,88	-0,62
-0,5	1,27	1,24	1,20	418	2,87	2,18	-0,32
0,0	1,42	1,39	1,34	361	3,71	2,50	0,00

Изменения объёма Мирового океана и его площади имеют между собой определенную связь, которая может быть представлена в виде

$$W_{ок} = 2,89 \times 10^{-4} F^2 - 0,247 F + 53,8$$

Знания об изменении объёма Мирового океана и его площади позволяют рассчитать изменение его средней глубины в различные геологические этапы (рис. 3.2).

$$h_{\text{ок}} = \frac{5,4}{1,5\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^T e^{-\frac{(u+0,8)^2}{4,5}} du,$$

Полученные данные показывают, что глубина океана постепенно должна была увеличиваться со средней скоростью порядка 1 мм в тысячу лет в результате нарастания его объёма

$$h_{\text{ок}} = 2,94W^2 - 0,74W$$

с одновременным сокращением его площади

$$F_{\text{ок}} = 510 - 230 \frac{1}{1,5\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^h e^{-\frac{(u-3,25)^2}{4,5}} du.$$

Данные об изменении площади, объёма Мирового океана с учетом изменения характера гипсографической кривой, позволяют получить общее представление об изменении уровня океана, которое может быть отнесено к среднему уровню земной коры или к современному положению морского уровня

$$H = \frac{3,5}{1,5\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^T e^{-\frac{(u+1,2)^2}{4,5}} du - 2,5.$$

На всем протяжении существования Мирового океана его уровень должен был иметь неуклонную тенденцию роста со средней скоростью на протяжении последних лет, по крайней мере 2-3 млрд. л., около 0,8 мм в тысячу лет.

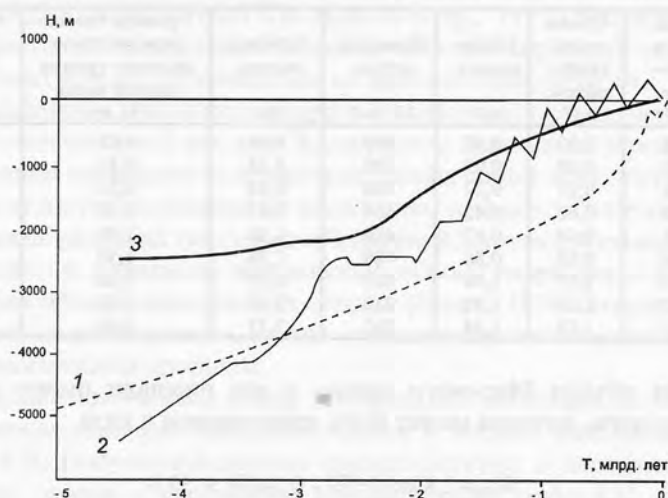


Рис.3.3. Геологические изменения уровня океана

1 — по Н.П.Васильковскому [1973]; 2 — по О.Г.Сорохтину [1976]; 3 — по Р.К.Клиге [1980]

По расчетам В.Е.Хаина [1973], в начале архея мощность водного покрова могла быть порядка 1,8-2,0 км, а к концу раннего докембрия водный покров Земли мог составлять в среднем около 2,5 км.

Расчеты показывают, что при условии постепенного нарастания дегазации и постоянном изменении рельефа земной поверхности, по предложенным выше моделям, глубина океана в начале архея не могла превышать в среднем 0,5 км.

Полученная схема изменения уровня океана в определенной степени согласуется с предложениями А.С.Монина [1977] и О.Г.Сорохтина [1976], которые предполагали, что в нижнем протерозое ($2,6 \pm 0,1$ млрд. л.н.) уровень океана был выше срединно-океанических хребтов, верхняя часть которых находится на глубинах порядка 2,5 км. В то же время проведенные расчеты показывают, что это могло произойти и несколько раньше (рис. 3.3).

Более существенные различия отмечаются в сравнении с данными Н.П.Васильковского [1973].

Уровень океана относительно его первоначального положения, если его принять условно неизменным, увеличился к настоящему времени почти на 6 км. Следует иметь в виду, что точка принятого отсчета могла сама несколько сместиться в результате плотностной дифференциации вещества внутри Земли.

Изменения рельефа Земли и объема гидросферы, влияя на уровень Мирового океана, в свою очередь, приводило в течение геологической истории к различным соотношениям площадей земной поверхности, занятой морем и свободной от него. Проведенные расчеты с учетом принятых моделей развития рельефа Земли и нарастания гидросферы показали, что площадь поверхности, занятая дном океана, включая макроформы рельефа, могла постепенно увеличиваться в результате развития самой чаши, вмещающей океан, и достигала, вероятно, площади 544×10^6 км² приблизительно около 1,5 млрд. л.н.. После этого, в результате продолжавшихся процессов развития контрастности рельефа и постепенного сокращения темпов наращивания гидросферы, площадь дна океана должна была сокращаться, и в настоящее время она составляет не менее 490×10^6 км².

В то же время, площадь суши с учетом макроформ рельефа должна была увеличиваться на всем протяжении геологической истории Земли, когда существовала гидросфера (рис. 3.4).

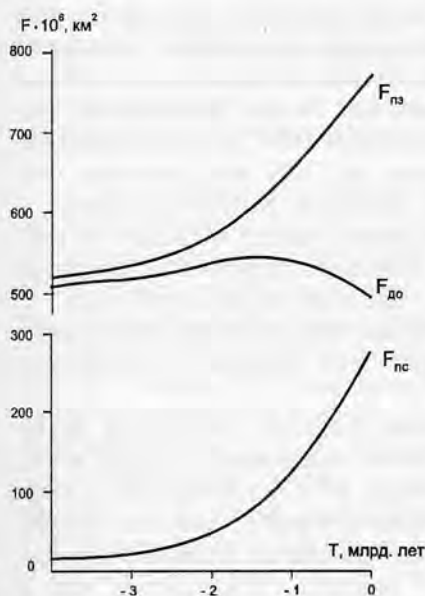


Рис.3.4. Изменение действительной поверхности Земли ($F_{пз}$), дна океана ($F_{до}$) и суши ($F_{пс}$)

3.2. Факторы изменения уровня океана за геологическое время

В течение миллиардов и миллионов лет крупные изменения уровня океана определялись преимущественно тектоническими процессами и, в первую очередь, вероятно, эволюцией континентов.

Одной из главных причин колебаний уровня океана в геологическое время могло быть изменение объёма впадин океанов. В то же время, в течение всей геологической истории действовали такие два фактора, как возрастание общего количества воды и неуклонное углубление океана. Различные соотношения действия этих факторов, особенности развития тектонических процессов и осадконакопления в конечном счете приводили к планетарным трансгрессиям и регрессиям.

Распространение осадочных пород на территории континентов свидетельствует о том, что они неоднократно испытывали наступление моря. Это наглядно подтверждается обобщёнными работами целого ряда исследователей [Страхов, 1948; Ронов, 1980; Termier, Termier, 1952; Egyed, 1957], которые показывают, что несмотря на затопление одних участков континентов, другие могли и осушаться, в целом же полного равновесия не осуществлялось, и площадь океана то увеличивалась, то уменьшалась. Существующие определенные различия между отдельными схемами изменения во времени площадей океанов в прошлом обусловлены разнородностью материалов, используемых для обобщения геологических данных. В то же время, все схемы достаточно хорошо совпадают по общей тенденции изменения затапливаемости суши и выделения наиболее крупных трансгрессий и регрессий. Исследования А.Б. Ронина показывают, что значительная часть современной суши в девоне могла быть занята геосинклинальными морями, где могло сосредотачиваться до 10% всех морских вод. Определённые погрешности при определении размеров Мирового океана и положения его уровня в отдельные промежутки времени могут возникать за счёт возможного смещения границ распространения отдельных морей по поверхности Земли и неодновременного их распространения в пределах современной суши.

Еще на рубеже верхнего протерозоя и палеозоя при развитии байкальской тектоно-магматической эпохи, порядка 670 млн. л.н., отмечается достаточно крупная трансгрессия моря [Сорохтин, 1976].

После протерозоя происходило наращивание площади материков путём преобразования в ходе геосинклинального процесса океанической земной коры, преимущественно в периоды складчатости [Леонтьев, 1978; Богданов и др., 1978].

Исследования Л.Эгьеды [Egyed, 1957], который построил наиболее полную схему вероятного изменения суммарных площадей, покрытых морями современных континентов, за последние 600 млн. л. (рис. 3.5), показывают, что в результате развития геосинклинального процесса происходило неуклонное сокращение площади океана в геологическом прошлом с рядом крупными нарушениями этой тенденции.

Поскольку общий объём воды на поверхности Земли существенно сокращаться не мог, а даже, вероятно, наоборот, должен был бы увеличиваться в

процессе продолжающейся дегазации, то сокращение площади океана может быть объяснено только изменениями в рельефе земной поверхности, т.е. следует предположить развивающееся в течение фанерозоя постепенное повышение высоты континентов и углубление чаши океанов.



Рис.3.5. Изменения уровня Мирового океана и развитие связанных с ними процессов в фанерозое

А – интенсивность тектонических движений Русской платформы по геологическим данным [Девдариани, 1974]. Единицы условные, “+” – поднятие, “-” – опускание; Б – изменения площади покрытых морями частей современной суши, млн. км²: а – по А.Б.Ронову [1980], б – по Г. и Н.Термье и Л.Эгьеде [Egyed, 1957], в – по теоретической модели, учитывающей поступление ювенильных вод, прогибание океанических впадин и разрастание материков [Клиге, 1980]

Сопоставление теоретической кривой изменения во времени суммарной площади покрытых морями территорий современных континентов, полученной на основе модели развития гидросферы и модели развития рельефа, показывает достаточно хорошее совпадение с фактическими данными, что свидетельствует о достаточно реальном моделировании формирования режима Мирового океана.

Глобальными типами движений и деформаций земной коры по классификации В.Е. Хаина [1973] являются крупные (планетарные) колебания (пульсации), которые выражаются в общих одновременных поднятиях и опусканиях либо всей поверхности Земли, либо крупнейших её сегментов. Проявлением таких общих колебаний могли служить планетарные трансгрессии и регрессии Мирового океана, образование денудационных поверхностей и ограничивающих их ступеней, морских и речных террас.

Следует отметить, что ряд ученых [Шатский, 1955; Яншин, 1973] считают, что трансгрессии и регрессии океана в различных участках его побережья могли происходить и неодновременно, определяясь развитием отдельных структур земной коры, в результате чего значительные участки побережья могли опускаться или подниматься.

На фоне постепенного сокращения площади океана с одновременным повышением его уровня в течение фанерозоя одновременно прослеживаются крупные

нарушения этого процесса с развитием мощных трансгрессий и регрессий океана, при которых могло затапливаться более 50% современной суши, и скорости изменения уровня океана могли достигать более 10 м за млн. л. В среднем смена трансгрессивных и регрессивных фаз происходила каждые 60-70 млн. л. Отмечается достаточно определенное совпадение крупнейших регрессионных фаз с периодами усиления тектономагматической активности и активизации орогенных процессов. Определенное влияние одновременно могло оказывать развитие крупных оледенений.

Важным фактором в развитии регрессионных фаз океана могло играть продолжительное прогибание дна океана. Так, свидетельством возможности существенного погружения дна океана в мезозое-кайнозое является широкое распространение мелководных фаций морских осадков и эвапоритов мезозойского возраста на современных глубинах 1,5-2 км, в первую очередь, в Атлантическом океане, а также наличие на глубинах около 1300 м плоских вершин подводных гор – гайотов, иногда с древними коралловыми постройками [Леонтьев, 1970; Menard, 1983].

Анализ мощности коралловых отложений на различных атоллах Тихого океана, а также косвенные данные о теплотеке на островах различного возраста позволяют предположить, что погружение дна океанических впадин в кайнозое может ускоряться [Menard, 1983]. Скорость этого процесса в последние 1-3 млн. л. оценивается примерно в 0,15-0,23 м/1000 лет, а при осреднении за 15-25 млн. л. – 0,03-0,04 м/1000 лет.

Некоторые исследователи [Сорохтин, Ушаков, 1991] связывают планетарные подъемы уровня океана в начале венда (около 670-650 млн. л. н.), на границе силура и девона (около 400 млн. л.н.) и в позднем мелу (около 80-67 млн. л.н.) с ускорением спрединга (и сопутствующим ему усилением поступления ювенильных вод). Одновременно вследствие ускорения субдукции могли активизироваться орогенные процессы на материковых окраинах [Turcotte, Burke, 1978].

На протяжении геологической истории Земли в результате горизонтальных движений литосферных плит или иных причин, вероятно, неоднократно могла происходить консолидация континентальных масс с образованием "суперконтинентов". Предполагается, что подобные континентальные массы по крайней мере трижды возникали в течение фанерозоя и получили условные названия Гондваны (570-440 млн. л.н.), Пангеи (280-200 млн. л.н.) и Лавразии (160-100 млн. л.н.). Из-за понижения теплотека через мощные блоки континентальной коры, возможно, происходило повышение температуры и расширение подстилающих частей мантии, а значит воздымание континентальных блоков относительно дна океана и увеличение объема океанических впадин, что могло вызывать существенное понижение уровня океана [Pitman, 1978; Mörner, 1981; Emery, Aubrey, 1991]. Размах колебаний уровня океана от фазы консолидации "суперконтинента" до его распада оценивается величиной около 500 м [Worsley et al., 1984].

С движением литосферных плит связаны такие процессы, как воздымание островных дуг и погружение граничащих с ними глубоководных желобов. По оценкам О.К.Леонтьева [1982], в результате действия этих причин средний уровень океана за кайнозойскую эру мог повыситься на 250 метров. Скорости

движений четвертичного периода на границах литосферных плит достигали 10 мм в год, на пассивных континентальных окраинах – 1 мм в год, а вне приграничных областей между крупными блоками литосферы не превышали 0,2 мм в год [Ота, 1986; Berryman, 1987].

Возможный механизм крупных геократических изменений уровня океана может быть связан с гипотезой об общем расширении либо циклическом (пульсационном) изменении размеров Земли на протяжении ее геологической истории, в первую очередь, за счет изменения размеров океанических впадин [Милановский, 1982; Горан, 1984].

Некоторые исследователи указывают на то, что в плиоцен-плейстоценовое время, в отдельные периоды кайнозоя, а, возможно, также и в начале позднего рифея, около 1,1 млрд. л.н. могли происходить ритмические колебания уровня океана и его отдельных частей с характерным временем от 40 до нескольких сотен тысяч лет и размахом в несколько десятков метров. Вероятно, эти колебания в значительной степени могли быть связаны с гляциоэвстатическими процессами.

Важным фактором изменения уровня океана за большие интервалы времени может являться заполнение океанических впадин осадочным и вулканогенным материалом.

Исследования современных условий осадконакопления в Мировом океане [Юннг, Эдгар, 1974; Лисицын, 1974] показывают, что скорость накопления донных отложений, рассчитанная по возрастным рубежам различных слоев морского грунта, в среднем составляет около $0,1 \times 10^{-2}$ мм в год.

Скорость осадконакопления в Мировом океане может изменяться от 0 в районах с сильной донной эрозией до 1 мм в год в районах фронта дельт. В районах карбонатных илов на глубинах 4500–5000 м скорость осадконакопления составляет 1–10 мм за 100 лет. На больших глубинах скорость осадконакопления колеблется от 0,01 мм за 1000 лет до 0,5 мм в год [Фейрбридж, 1974].

В настоящее время наибольшее поступление (около 36%) осадочного материала в виде различных взвесей происходит в результате твердого стока рек (табл. 3.2), который оценивается приблизительно в 21,3 млрд. т в год [Шамов, 1959; Львович, 1974; Сафьянов, 1978; Milliman, Syvitski, 1992].

Таблица 3.2. Поступление в океан осадочного материала

№№ п/п	Типы осадков	млрд. тонн/год	%
1	Твёрдый сток рек	+21,3	35,7
2	Размыв берегов	+16,7	27,9
3	Эоловые процессы	+11,6	18,4
4	Растворенные вещества	+3,5	5,8
5	Вулканогенная седиментация	+3,0	5,0
6	Вывнос ледниками твердых веществ	+2,5	4,2
7	Биогенная седиментация	+1,8	3,0
8	Количество всего поступающего материала	+59,8	100,0

Второе место по значению в поступлении осадочного материала в океан занимает размыв берегов. Достаточно детальные исследования этого процесса [Шуйский, 1986] показывают, что объем твердого вещества в этом случае может достигать 16,7 млрд. т в год или около 28% от его общего поступления.

Важную роль в заполнении океанических впадин могут играть эоловые процессы. Так, во время пыльных бурь в Азовское море может поступать до 50 млн. т в год, в Аральское – до 75 млн. т в год, а в Средиземное – до 100 млн. т в год [Айбулатов, 1990; Хрусталеv, 1989]. Оценка этого процесса по геологическим данным на основе шельфовых отложений и для абиссальных равнин в четвертичное время показывает, что скорости осадконакопления составляли от 1 до 80 м за млн. лет. В целом эоловое поступление твердых веществ в океан может быть оценено в настоящее время порядка 11 млрд. т в год [Кукал, 1987], что составляет около 18%.

Поступление веществ в океан в растворенном виде оценивается от 3,2 [Алекин, 1970] до 3,5 млрд. т в год [Гаррелс, Маккензи, 1974]. Таким образом, растворенные вещества составляют около 6% от общего количества материала, поступающего в океан.

По объему материала, выброшенного при извержениях, может быть оценена вулканогенная седиментация, которая по оценке А.П.Лисицына [1974] может составлять до 3 млрд. т в год (5%).

Сравнительно небольшое количество твердого материала поступает в океан с ледниковым стоком. Оно составляет около 2,5 млрд. т в год [Milliman, Meade, 1983] или около 4%.

Наименьшую роль в накоплении осадочного материала в океане играет биогенная седиментация (около 3%), объем которой оценивается О.П.Добродеевым и И.А.Суетовой [1976] приблизительно в 1,8 млрд. т в год.

Таким образом в океане может ежегодно накапливаться около 60 млрд. т рыхлых осадков. При этом следует учитывать, что одновременно происходит уплотнение и цементация пор осадочного материала, а также его перекристаллизация с выделением воды и другие постседиментационные процессы. Так, значительное сокращение объема, характерное для известняков, может происходить при перекристаллизации арогонита в кальцит. Степень уплотнения карбонатных отложений, а также тонкозернистых дельтовых осадков и особенно маршевых торфяников может достигать 75–90% [Клиге и др., 1978; Emery, Aubrey, 1991].

Полный объем накапливающегося материала может быть оценен с учетом объемного веса твердых морских осадков. Плотность осадочного материала оценивается от 1,5 г/см³ [Монин, 1977] до 2,7 г/см³ [Harrison et al., 1981]. Таким образом, в результате процесса осадконакопления с учетом уплотнения вещества ежегодно океаническая впадина должна заполняться в среднем приблизительно на 30 км³, что должно вызывать повышение уровня океана на 83 мм за тысячу лет. Если исключить процессы спрединга и субдукции, изменения контрастности рельефа и некоторые другие моменты, то впадина океана должна была бы быть полностью заполнена приблизительно за 45–50 млн. л.

Данные о современном осадконакоплении в Мировом океане показывают, что его скорость на порядок выше скорости трансгрессий, которые могли происходить в геологическом прошлом. Поэтому можно предполагать, что в межорогенные периоды, когда земная кора существенно не деформировалась, общий подъем уровня океана мог быть преимущественно связан с процессами осадконакопления. Одновременно влияли и условия изменения водообмена,

особенности развития процессов земной коры, а также то, что с увеличением общей контрастности рельефа должна была возрастать роль осадкообразования.

Вероятно, среднюю скорость седиментации в голоцене принимать за норму для всей геологической истории нельзя. Имеющиеся фактические данные позволяют предположить, что в течение всего четвертичного периода скорость седиментации была больше обычной и значительно отличалась в ледниковые эпохи [Фейрбридж, 1974]. Тектоноэвстатические и ледниково-эвстатические понижения уровня ускоряли течение потоков и увеличивали площади материков.

Так, в период распада последнего материкового оледенения в море могло поступать в 15 раз больше взвешенного материала, чем в настоящее время [Degens et al., 1991].

Исследования С.Г.Гаррисона, Г.В.Брасса, Е.Сальцмана, Д.Слолуна и других ученых [Harrison et al., 1981] указывают на начало существенного увеличения скорости седиментации практически во всех океанах со среднего миоцена как карбонатных, так и некарбонатных фракций. Средняя скорость накопления бескарбонатных осадков за последние 100 млн. лет по этим данным могла составлять около 4 мм за тысячу лет.

Как уже отмечалось, большое значение для баланса вещества может иметь его обмен с земными недрами. Так, в соответствии с теорией глобальной тектоники плит в процессе спрединга в океаны поступает значительное количество вулканогенного материала. Одновременно в процессе субдукции в районе подножий континентов примерно такое же количество материала земной коры и морских осадков удаляется в зонах Бенъоффа, которые имеют протяженность около 60 тыс. км [Сорохтин и др., 1971], в результате опускания его в мантийное вещество. Средняя толщина заглубляющегося слоя, вероятно, может достигать 3-4 км [Юинг, Эдгар, 1974].

По оценке А.П. Лисицына [1980], за последние 150 млн. л. со дна океана вследствие процесса субдукции было удалено около 225 млн. км³ осадочного материала. Отсюда средняя оценка скорости этого процесса, вероятно, может составлять около 1,5 млн. км³ за миллион лет или 1,5 км³ в год. Следует иметь в виду, что в течение геологической истории этот процесс, вероятно, мог изменяться по своим темпам в зависимости от характера развития тектономагматической активности, и баланс вещества мог изменяться в ту или другую сторону. При современных темпах осадконакопления в океане (30 км³ в год) чтобы сохранялось равновесие объема океанической впадины скорость погружения (при площади погружения 60 тыс. км × 4 км) должна составлять не менее 12 см в год.

3.3. Положение уровня океана в фанерозое

Расчет возможного изменения уровня океана по данным об изменении суммарной площади покрытых морями территорий современных континентов без учета изменения глобального рельефа за последние 600 млн. л. показывает неуклонное снижение морского уровня (рис. 3.6).

Таблица 3.3. Изменение основных параметров океана в фанерозое

Время, 10 ⁶ лет	Площадь затоплен- ных континентов		Площадь океана км ² x 10 ⁶	Объем океана км ³ x 10 ⁶	Средняя глубина океана км	Уровень океана м
	10 ⁶ км ²	%				
-590	32	32	393	1352	3,44	-285
-570	34	23	395	1352	3,42	-160
-560	65	44	426	1351	3,17	-125
-540	30	20	391	1351	3,46	-260
-520	46	31	407	1350	3,32	-200
-500	33	22	394	1350	3,43	-225
-490	52	35	413	1350	3,27	-150
-47-	72	48	433	1349	3,12	+10
-450	55	37	416	1349	3,24	-100
-430	30	20	391	1349	3,45	-190
-420	43	29	404	1348	3,34	-135
-400	58	39	419	1348	3,22	-40
-380	32	22	393	1348	3,43	-150
-360	31	21	392	1347	3,44	-140
-340	42	28	403	1347	3,34	-175
-320	53	36	414	1346	3,25	-10
-270	18	12	379	1345	3,55	-120
-260	31	21	392	1345	3,43	-70
-250	37	25	398	1345	3,38	-35
-240	50	34	411	1345	3,27	+40
-220	18	12	379	1344	3,55	-85
-215	23	15	384	1344	3,50	-65
-205	20	13	381	1344	3,53	-70
-200	16	11	377	1344	3,56	-75
-190	27	18	388	1344	3,46	-35
-180	25	17	386	1344	3,48	-35
-170	28	19	389	1343	3,45	-10
-160	40	27	401	1343	3,35	+45
-140	29	20	390	1343	3,44	+10
-130	16	11	377	1343	3,56	-25
-120	25	7	386	1342	3,48	+5
-110	29	8	390	1342	3,44	+30
-100	35	10	396	1342	3,39	+105
-90	54	15	415	1342	3,23	+170
-80	34	9	395	1342	3,40	+90
-70	30	8	391	1341	3,43	+75
-60	32	9	393	1341	3,41	+80
-50	15	4	376	1341	3,57	+20
-20	20	6	381	1340	3,52	+60
-10	10	3	371	1340	3,61	+30
0	0	0	361	1340	3,71	0

Обобщенная кривая изменения уровня океана (см. рис. 3.7) относительно современного положения морской уровенной поверхности проходит на 60-70 м выше, т.е. приблизительно там, где должен быть современный уровень океана, если растают все льды на поверхности Земли.

В то же время среднее общее изменение уровня по теоретическим расчетам с учетом нарастания гидросферы и постепенного увеличения контрастности рельефа (3) по тенденции подъема уровня океана достаточно близко к осредненному ходу уровня (2), построенному по фактическим данным распространения морских отложений на территории современной суши. Теоретическая кривая несколько занижена, что может быть связано с недоучетом накопления морских

отложений на дне океана, неточности определения времени возникновения гидросферы и некоторых других моментов.

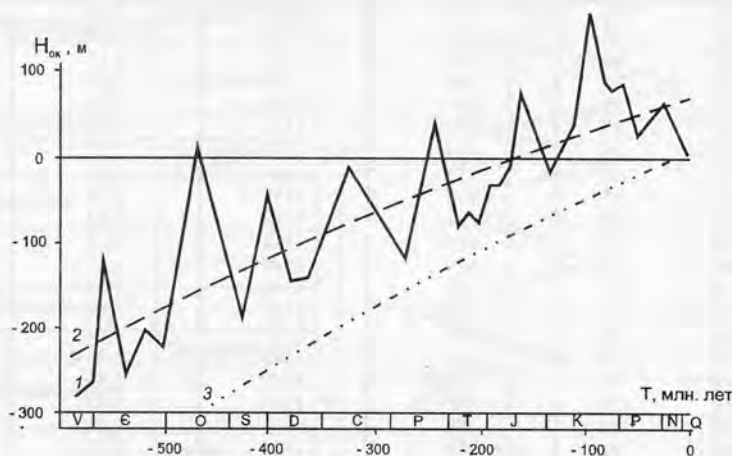


Рис.3.7. Изменение уровня океана в фанерозое (1) по данным о колебании суммарной площади покрытых морями территорий современных континентов и с учетом возможной деформации гипсографической кривой, осреднение (2) и по теоретическим расчетам с учетом нарастания гидросферы и изменения рельефа (3)

Период венда (около 600 млн. л.н.) обычно относится к геократической эре, т.е. к геологическому времени, когда уровень океана находился сравнительно низко. Хотя в истории Земли это была регрессионная эпоха, площадь океана, по данным Л.Э.Эгьеда [Egyed, 1957], в этот период могла превосходить современную на величину около 32 млн. км² (см. табл. 3.3). Если принять для этого момента времени объем Мирового океана равным 1352×10^6 км³ с учетом его постепенного увеличения в результате процессов дегазации, то средняя глубина должна была составлять около 3,44 км (рис. 3.8). Следует иметь в виду, что в данном случае не учитываются возможные изменения процессов водообмена на поверхности Земли, в результате которых уровень океана мог изменяться, хотя и в достаточно больших пределах (около 100 м), но с более коротким периодом. Об этом могут свидетельствовать следы раннекембрийского оледенения, относящиеся к границе венда и кембрия.

В нижнем палеозое в результате развития геосинклинального процесса произошло оформление переходных зон в северной части Атлантического океана, на месте Центральной Азии, по южной периферии Сибирской платформы и на азиатской окраине Тихого океана, что должно было привести к определенному увеличению суши [Богданов и др., 1978].

Многие исследователи отмечают в начале кембрия, около 500 млн. л.н., обширное наступление океана на сушу, во время которого уровень океана поднимается, вероятно, более чем на 140 м со скоростью около 11 м за миллион лет. В результате значительная часть суши затопливается (65 млн. км²). Трансгрессия океана в этот период осложняется особенностью тектонических процессов.

В целом в результате изменения характера глобального рельефа средняя глубина океана должна была уменьшиться до 3,17 км (см. рис. 3.8).

Затем, в период салаирской тектоно-магматической эпохи, море резко отступает. Освобождается около 30 млн. км² суши, уровень снижается со скоростью 4–7 м за миллион лет приблизительно на 135 м. Регрессия, по существу, продолжается до конца кембрия, приблизительно 520 млн. л.н., прерываясь некоторым подъемом и затоплением около 16 км² суши. Максимум регрессии наступает 530 млн. л.н. [Сорохтин, 1976].

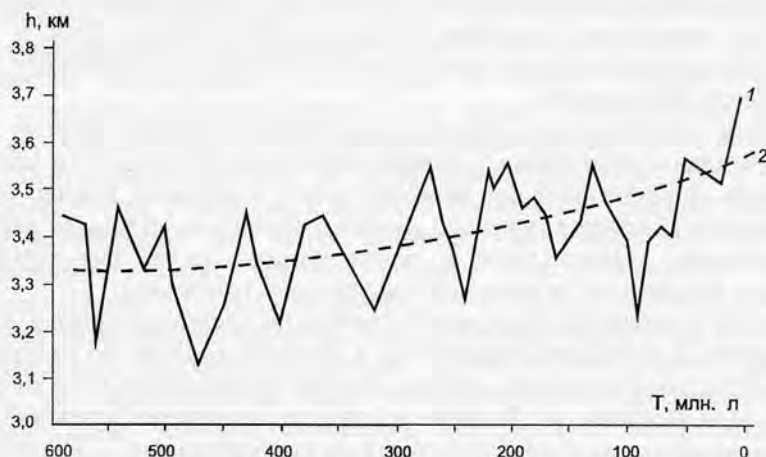


Рис.3.8. Возможное изменение средней глубины океана в фанерозое (1) и ее усредненное значение (2)

В ордовике (около 500 млн. л.н.) начинается обширная трансгрессия моря, которая к середине этого периода достигает максимума. Средняя скорость затопления суши составляла около 2 км² в год. Это была самая мощная трансгрессия в истории Земли, которая зафиксирована наибольшей площадью распространения морских отложений на суше. Было затоплено более 72 млн. км² современных континентов, или почти 50% суши. При ордовикской трансгрессии уровень океана, вероятно, поднимался более чем на 250 м со скоростью около 8 м за миллион лет. В это время более 83% поверхности нашей планеты было покрыто водой. Средняя глубина океана должна была сократиться до 3,12 км, что могло быть связано с уменьшением объема океанического бассейна.

Конец ордовика ознаменовался регрессией моря во время таконской фазы каледонской тектоно-магматической эпохи [Страхов, 1948], в период которой резко, более, чем на 200 м, снизился уровень океана и его площадь составила около 391 млн. км².

Данные геологии указывают на то, что во время каледонской складчатости переходные зоны океана могли быть преобразованы в молодые платформы, которые примкнули к древним щитам, увеличив тем самым площадь суши, и наметилась тенденция к слиянию отдельных материковых глыб в Центральной и Южной Азии [Богданов и др., 1978].

Регрессия океана продолжалась и в самом начале силура, сменившись затем трансгрессионной фазой, длившейся до конца каледонской эпохи горообразования. Подъем уровня составил ~150 м, и море затопило около 28 млн. км² суши.

Помимо материков по абсолютной геохронологии и времени проявления отдельных орогенических революций, как отмечает Р.В.Фейрбридж [1968], имеются также в мировом масштабе стратиграфические и палеогеографические данные, которые показывают, что после каледонской (таконской) складчатости в Европе и Северной Америке девон должен был ознаменоваться повсеместным переходом от эпиконтинентальных морских условий к континентальным. Так, в межгорных впадинах накапливались древние красные песчаники, фации которых известны в межгорных впадинах каледонид Шотландии, Азии и Северной Америки. На рубеже силура и девона, около 395 млн. л.н., отмечается максимум значительной трансгрессии.

Начиная с девона (около 400 млн. л.н.), уровень океана в течение 20 млн. л. имел тенденцию к снижению со средней скоростью около 4,2 м за миллион лет. Его уровень стабилизировался приблизительно в середине девона, но сравнительно низкое положение морского уровня сохранялось вплоть до карбона, что дало основание отнести девон к геократической эпохе, для которой было характерно накопление лагунно-континентальных отложений.

В первой половине карбона море значительно наступает на сушу, в результате чего площадь последней сокращается в середине карбона до 96 млн. км² (или на 35%). Со второй половины карбона начинается регрессия моря со скоростью около 2,1 м за миллион лет. Падение уровня прослеживается в течение 50 млн. л. и заканчивается в начале пермского периода, приблизительно 270 млн. л.н..

В герцинскую эпоху складчатости должно было происходить дальнейшее преобразование континентальных окраин, в результате чего, вероятно, происходит слияние Европы и Азии в единый материк и увеличение площади других континентов. Расширение площади суши и уменьшение площади океанов при продолжающемся процессе поступления ювенильных вод из мантии должно было приводить к увеличению глубины Мирового океана [Богданов и др., 1978], что можно видеть и на полученной схеме изменения средней глубины в фанерозое (см. рис. 3.8).

На смену необычайно широко развитому влажному климату карбона, обусловившему накопление угленосных толщ и прерванному герцинской складчатостью, последовала пермо-триасовая эпоха с широким развитием континентальных фаций Нью-Ред от Нью-Джерси до Тасмании [Фейрбридж, 1968].

К этому моменту времени относятся следы позднепалеозойского континентального оледенения, которые обнаруживаются в Антарктиде, Индии, Австралии и Южной Америке.

Однако исследование распределения почти до полюсов пермских, мезозойских и третичных карбонатов позволило Р.В.Фейрбриджу [1968] прийти к выводу, что в течение перми, мезозоя и третичного периода не должно было быть крупных оледенений.

В период заальской фазы герцинского горообразования в пермскую эпоху возникает очередной цикл трансгрессионного подъема уровня океана (скорость

составляет до 8,5 м за миллион лет), который заканчивается около 240 млн. л.н., когда площадь океана достигала приблизительно 411 млн. км².

В конце пермской эпохи и в начале триаса устанавливается геократический период с регрессионным отступанием моря, в результате чего осушилось 32 млн. км² площади континентов. Почти для всего триаса характерны сравнительно небольшие изменения уровня поверхности океана при достаточно низком ее положении.

С начала юрского времени начинается очередная трансгрессия океана, которая совпадает с древнекембрийской фазой альпийской тектоно-магматической эпохи. Уровень океана с разной степенью интенсивности (от 2 до 6 м за миллион лет) поднимался в течение почти 40 млн. л. вплоть до второй половины юры, когда он сменился регрессией, продолжавшейся до начала мелового периода.

Понижение уровня океана на 100-120 м во второй половине юры можно частично объяснить сосредоточением в этот период сопоставимого количества воды в бессточных водоемах и эпиконтинентальных морях.

Так, значительная (возможно, до 10%) часть гидросферы была в отдельные эпохи сосредоточена в обширных морских бассейнах в пределах современных континентов. Площадь этих морей достигала 50-60 млн. км², в том числе геосинклинальных морей, глубины которых могли составлять несколько километров – 40 млн. км² в позднем девоне, 370-350 млн. л. н. [Ронов, 1980].

Большая часть Русской равнины, Западной Сибири, Дальнего Востока была в это время занята морскими бассейнами, причем на юге Европы, в Казахстане, на Урале, на Северо-Востоке Азии располагались геосинклинальные моря. В континентальных условиях развивались лишь крайний северо-запад Русской равнины, отдельные возвышенности в ее центре и Средняя Сибирь [Историческая геология, 1974].

В раннем карбоне значительная часть Восточно-Европейской платформы осушалась и превращалась в заболоченную равнину с большим количеством озер и рек, на которой активно шло формирование угольных толщ, однако, к середине карбона (300-330 млн. л. н.) с востока вновь распространился морской бассейн, обмеление которого связано со складкообразованием в районе Уральских гор в конце ранней перми (250-260 млн. л. н.). В конце палеозойской эры горообразование происходило также в районе Памира, Восточного Казахстана, Алтае-Саянской области, в результате чего площади морских бассейнов на современной суше значительно сократились [Милановский, Короновский, 1973].

В триасовом и первой половине юрского периодов мезозоя (160-230 млн. л.н.) основная часть современной территории СССР развивалась в континентальных условиях. Лишь на Кавказе, юге Средней Азии, в Верхоянье и на Чукотке сохранялись геосинклинальные моря. Значительное распространение морских бассейнов вследствие прогибания суши характерно для второй половины юрского и особенно для середины мелового периода (80-110 млн. л.н.). В это время Арктический и Южно-Европейский морские бассейны соединялись сначала на востоке Восточно-Европейской платформы, а затем – в районе Тургайского прогиба [Историческая геология, 1974]. Морской пролив существовал также в Вилпойской впадине, тогда как в целом происходило осушение

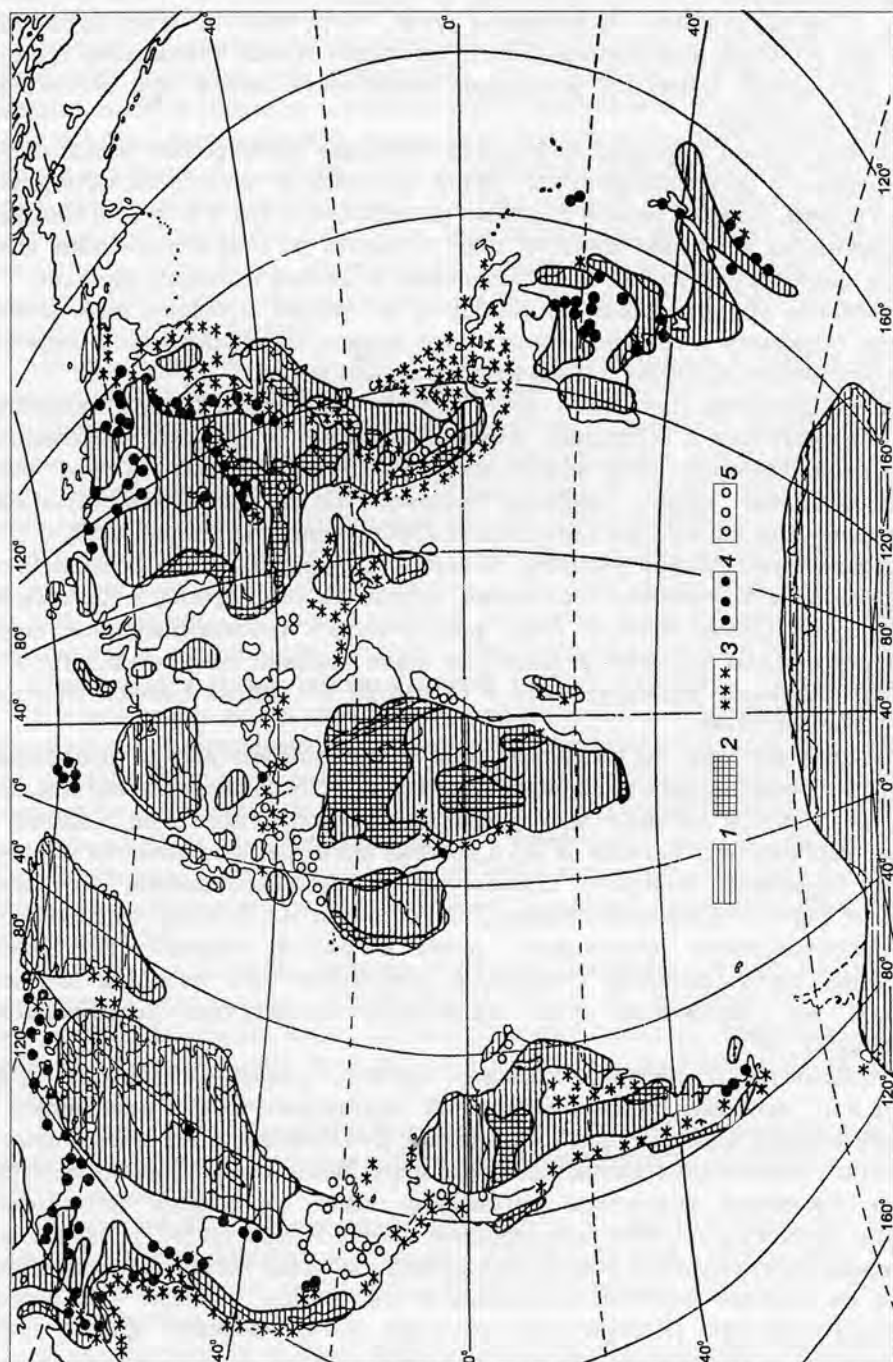


Рис.3.9. Океан в меловой период

1 – суша, 2 – накопление континентальных отложений; 3 – вулканизм; 4 – угленакopление; 5 – эвапориты, по А.С.Монину [1977]

северо-востока Азии вследствие горообразовательных процессов. Относительный уровень океана в это время, возможно, превышал современный более чем на 100 м, под водой находилось 36% площади современной суши [Ронов, 1980].

После небольшой трансгрессии в начале мела и последующей регрессии во время австрийской фазы альпийского горообразования последовала одна из самых глубоких трансгрессий фанерозоя (прерванная ларамийской фазой горообразования) в это время, а конец мела ознаменовался значительной регрессией [Страхов, 1948; Монин, 1977].

Меловая трансгрессия (максимум которой должен был произойти 90-97 млн. л.н.) составила более 150 м и затопила около 38 млн. км², под водой находилось 36% современной суши. Площадь Мирового океана в этот период достигла приблизительно 415 млн. км², или 81% всей поверхности земного шара (рис. 3.9).

В то же время палеогеографические особенности Южной Америки указывают на то, что очень небольшая часть этого континента испытала меловую трансгрессию [Harrison et al., 1981].

Почти с середины второй половины мела происходит регрессия морского уровня (около 100 м), которая на сравнительно короткий срок была прервана сравнительно небольшой трансгрессией в начале палеогена и затем продолжалась приблизительно до середины палеогена. Эта морская регрессия совпадает с рядом фаз альпийского горообразования.

В период неогена, вероятно, произошло наибольшее осушение территорий современных континентов за весь фанерозой [Монин, 1977], площадь которых увеличивалась не менее чем на 10 млн. км². Геологическая регрессия уровня океана продолжается и сейчас, и предполагается, что она может развиваться еще порядка 60 млн. л. до начала нового тектонического цикла [Сорохтин, 1976].

Таким образом распространение осадочных пород морского происхождения на континентах указывает на то, что начиная с мела уровень океана снизился более чем на 150 м, падение уровня происходило со скоростью около 1,5 мм за тысячу лет. Это свидетельствует о прогрессивном прогибании чаши океана со скоростью около 0,5 км³/год, несмотря на достаточно высокие темпы процессов морской седиментации.

Исследования изменений уровня Мирового океана в геологическом прошлом [Страхов, 1948; Ханн, 1985; Сорохтин, 1974] показывают достаточно тесную связь крупных его колебаний с особенностями тектоно-магматических процессов. Регрессии океана, как правило, совпадают во времени с орогенными периодами, которые вызывали значительные перестройки поверхности Земли, увеличивали контрастность рельефа и как бы увеличивали емкость океанических бассейнов.

Хотя одновременно, как отмечает А.Л.Яншин [1973], на значительных участках океанического побережья могло происходить осушение и затопление суши в результате разнонаправленных вертикальных движений земной коры, однако можно предполагать, что эти процессы не уравнивались и имели общую тенденцию к увеличению суши за последние 600 млн. л. [Temier, 1952]. Проведенные исследования возможных колебаний уровня океана в фанерозое показывают, что максимальная скорость спада уровня по обобщенным геоло-

гическим данным могла составлять более 10 м за миллион лет, а в среднем же составляла около 3 м или 3×10^{-3} мм в год. Эти данные свидетельствуют о том, что емкость океанических бассейнов могла увеличиваться со скоростью почти до 4 млн. км³ за миллион лет или в среднем на 1,1 км³ в год. При этом одновременно происходило накопление осадочного материала, который мог снижать интенсивность этого процесса.

Трансгрессии океана, обычно характерные для межорогенных периодов, по расчетам в фанерозое могли достигать скорости почти 14 м за миллион лет, составляя в среднем около 4 м (или 4×10^{-3} мм в год). Такие скорости подъема уровня океана в значительной степени могут быть объяснены процессами осадкообразования.

Расчет показывает, что в течение фанерозоя гидросфера Земли в результате процессов выплавления и дегазации вещества мантии должна была увеличиться приблизительно за 400 млн. л. на величину, близкую к 150 млн. км³, а это, в свою очередь, должно было приводить к постепенному повышению уровня океана со средней скоростью около 8×10^{-4} мм в год. Данный расчет показывает, что изменение уровня моря за счет прироста гидросферы на полтора порядка меньше, чем средняя скорость трансгрессий.

Проведенные М.И.Будыко [1977] совместно с А.Б.Роновым и А.Л.Яншиным исследования состава отложений на континентах и возможной относительной интенсивности суммарного для земного шара процесса образования отложений в различные интервалы времени фанерозоя, в том числе и изменения массы вулканогенных пород, позволили рассчитать возможное изменение массы углекислого газа в атмосфере. Полученные данные показывают, что с конца мезозоя концентрация углекислого газа должна была начать понижаться. Причем этот процесс мог ускориться в олигоцене и особенно в плейстоцене, в конце которого масса углекислого газа достигла, по расчетам, наименьших значений за фанерозой (рис. 3.10).

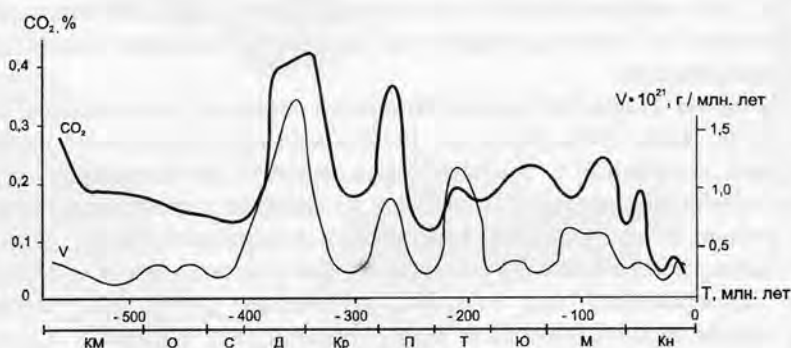


Рис.3.10. Изменение количества углекислого газа (CO_2) в атмосфере и массы вулканических пород (V)

Сопоставление изменения количества углекислого газа в течение фанерозоя с колебаниями уровня океана показывает, что увеличение CO_2 характерны, как правило, для периодов трансгрессивных фаз. К этим же периодам приурочены

наибольшие объемы вулканических пород. Это обстоятельство также подтверждает тесную связь развития регрессий океана в периоды активизации тектонических процессов и развития орогенеза.

Исследования М.И.Будыко [1977], В.Болина [1977] и других ученых показывают, что колебания количества CO_2 в атмосфере могут приводить к значительным изменениям термического режима на поверхности Земли. Так, для концентрации CO_2 порядка 0,1% и более, по расчетам М.И.Будыко, должна быть характерна достаточно высокая температура воздуха и полное отсутствие полярных ледяных покровов. Уменьшение концентрации CO_2 относительно указанного предела, наоборот, должно приводить в результате снижения температуры к развитию оледенения.

Зависимость аномалий температуры воздуха от концентрации углекислого газа в атмосфере, полученная М.И.Будыко, показывает, что только за счет изменения CO_2 температура поверхности земли могла быть в отдельные этапы фанерозоя на 8°C и более выше современной, а в целом для этого периода должно было быть характерно снижение температуры. Это подтверждается также в определенной степени работами Ч. Эмилиани [Emiliani, 1961], который показал, что температура дна центральной части Тихого океана составляет $1-2^\circ$ по сравнению с $8-12^\circ$ третичного океана.

В то же время Р.В.Фейрбридж [1968] и некоторые другие исследователи отмечают, что мощным регулятором CO_2 на поверхности Земли или буферным механизмом должен быть объем Мирового океана, в котором в настоящее время, по некоторым оценкам, содержание CO_2 значительно превышает его количество в атмосфере (50:1). Действие этого эффекта на распределение CO_2 между атмосферой и океаном необходимо учитывать при расчетах изменений углекислого газа в атмосфере в геологическом прошлом, хотя он еще и недостаточно изучен.

3.4. Уровень океана в мезозое–кайнозое

Для всего периода мезозоя и кайнозоя также являлся характерным продолжающийся общий процесс расширения площади суши и увеличения ее общей средней высоты с одновременным уменьшением площади океана и увеличением его средней глубины. Так, в период альпийского цикла складчатости осушается Тетис, отделявший Европу с Азией от Африки.

Вследствие увеличения емкости океанических впадин, общего поднятия суши и других причин относительный уровень океана в кайнозое в целом понижался (рис. 3.11). После сравнительно кратковременной эоценовой трансгрессии (45–37 млн. л.н.) Западная Сибирь и север Европейской платформы представляли собой обширную заболоченную низменность, причем размеры озерных впадин постепенно уменьшались. Геосинклинальный морской бассейн сохранялся лишь в Причерноморье, Прикаспии и Приаралье. В эоцене он распространялся довольно далеко на север и на восток, соединяясь с морем в Западной Сибири, в

начале миоцена регрессировал, что привело к значительному врезанию рек, но около 17-20 млн. л.н. вновь значительно расширился. На юге Восточной Европы сформировалось огромное Сарматское море-озеро с уровнем, на несколько сотен метров превышающим уровень океана. Периодическое установление связи этого водоема с океаном через Средиземное море приводило к его спуску [Квасов, 1975].

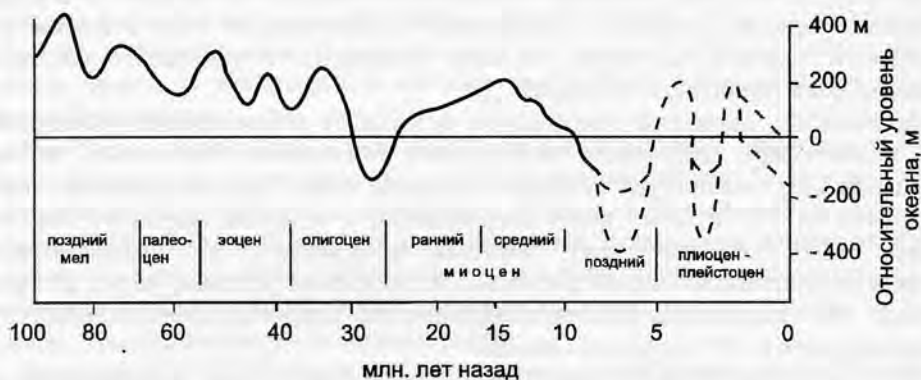


Рис.3.11. Изменение относительного уровня океана по С.М.Мягкову [1989]

При резком падении уровня Средиземное море перехватило сток Дуная и некоторых других крупных рек Европы. Наряду с тектоническими процессами это привело (7-8 млн. л. н.) к распаду обширного озерно-морского водоема на Каспийский, Черноморский и Панонский бассейны, уровни которых понизились до отметок на несколько сотен метров ниже современных. Скорости падения уровня при такой перестройке водного баланса могли достигать 0,27 м в год [Квасов, 1975]. После восстановления связи Средиземного моря с океаном и повышения уровня последнего возобновился сток рек в Черное море. Это привело к быстрому (за 100 тыс. л.) повышению его уровня на несколько сотен метров и кратковременному восстановлению связи Черного и Каспийского морей (понтический бассейн). Около 5 млн. л.н. двусторонняя связь этих морей окончательно прервалась.

В это время глубокая (возможно, до отметок 300 м и более) регрессия происходила на арктическом побережье Евразии. Арктический бассейн полностью изолировался, что способствовало росту его ледовитости. После раннеплиоценовой трансгрессии океана крупное понижение его уровня происходило в середине плиоцена (предакчагыльское время; 3,3–3,7 млн. л.н.). Переуглубление речных долин севера Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирской низменности, ряда районов Дальнего Востока достигало 200-300 м [Лазуков, 1980, 1989; Воскресенский, 1968; Бабак, 1969]. Суша распространялась до 82° с.ш. На 200 м понижался и уровень Каспийского моря. Обращает на себя внимание совпадение этой регрессии с эпохой максимального развития Антарктического ледникового щита.

Следующая крупная регрессия фиксируется преимущественно на морях юга СССР непосредственно перед началом плейстоцена (0,7–1 млн. л.н.), совпадая с возникновением покровного оледенения Северного полушария.

На фоне этих крупных нерегулярных ритмов уже в раннем плиocene наблюдались периодические изменения уровня изолированных и полуизолированных морей, например Черного, продолжительностью 40–50 и около 200 тыс. л. и размахом 20–25 м [Чепалыга, 1980]. Можно предполагать их связь с процессами глобального водообмена, возможно, с изменениями интенсивности покровного оледенения и влагозапасов суши. Уменьшение за кайнозой площади океана на 15% способствовало дифференциации климатических условий планеты и замедлению процессов водообмена.

Изучение распространения осадочных пород совместно со статистическим анализом морфометрических рядов абсолютных высот денудационных равнин и террас, относительно равномерно распределенных по океаническому побережью, позволяют представить общую схему изменения уровня Мирового океана в мезозое–кайнозое за период порядка в 100 млн. л. Установление преимущественного снижения относительных высот морских террас от более древних к молодым [Марков, 1948; Вольдштедт, 1955; Кригер, 1963] указывает на общее снижение уровня океана в результате увеличения контрастности рельефа в этот период.

Определенным подтверждением отдельных положений уровня Мирового океана может служить связь между элементами обобщенного океанического ряда высот и статистического распределения средних абсолютных высот полигенетических поверхностей выравнивания, развитых в Восточной Европе [Мещеряков, 1965] и в области трансокеанического водораздела Северо-Восточной Азии [Шлейников, 1975]. Это позволяет сопоставить периоды стабилизации уровня Мирового океана с периодами формирования поверхностей выравнивания.

Характер распространения террас на севере Западной Сибири, анализ литолого-фациального состава слагающих их осадков и палеонтологические данные определенно свидетельствуют о том, что образование террасовых рядов здесь определялось изменениями уровня Арктического бассейна.

Для уточнения количества террас в этом регионе были проанализированы статистические закономерности в распределении абсолютных высот рельефа, для чего использовались материалы высотных измерений сейсмического профилирования (около 1080 м). Эти данные позволили выделить ряд абсолютных группировок: 14-метровая поверхность, отвечающая циклу поймы, 22 ± 1 м – поверхность, отвечающая циклу I террасы, 30 ± 4 м – II террасы, 53 ± 12 м – III террасы с подуровнями $43,5 \pm 2,5$; $52,5 \pm 3,5$; $63,2 \pm 2$ м, поверхность с высотами более 73 м, отвечающая циклу IV террасы. Сравнение выделенных террасовых рядов показывает, что между ними существует достаточно хорошая корреляция [Уровень, берега и дно океана, 1978].

На основе статистического анализа морфометрических рядов абсолютных высот древних морских равнин и террас, развитых на побережье Мирового океана, а также внутриконтинентальных денудационных поверхностей были выделены высотные уровни: $382 \pm 40,5$; $238 \pm 46,6$; $122,2 \pm 17,8$ м, которые характери-

зуются все увеличивающимся их разбросом в пределах морфометрического уровня по мере увеличения возраста последнего и, следовательно, длительности воздействия эндогенных и экзогенных процессов.

Достаточно хорошая корреляция океанического ряда высот со статистическим распределением средних абсолютных отметок полигенетических поверхностей выравнивания, развитых в области трансокеанического водораздела Северо-Восточной Азии, позволяет проводить параллелизацию между периодами стабилизации уровня Мирового океана и периодами формирования полигенетических поверхностей выравнивания (рис. 3.12).

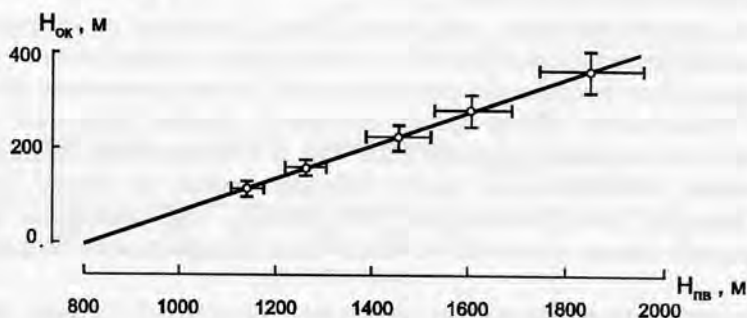


Рис.3.12. Характер связи средних высот полигенетических поверхностей выравнивания ($H_{пв}$) водораздела Северо-Восточной Азии с положением уровня океана ($H_{ок}$)

Можно предполагать, что общепланетарная сопоставимость высот морских террас и поверхностей выравнивания связана с развитием глобальных геофизических процессов.

В целом площадь океана в мезозое была значительно больше современной, что определялось, как отмечает О.К.Леонтьев [1970], затоплением обширных пространств материковых платформ, широким развитием геосинклинальных морей. Используя данные исторической геологии, геологические карты и другие материалы, он оценил площадь позднемезозойского океана в 416 млн. км², т.е. на 55 млн. км² больше современной, а среднюю глубину океана – около 3 км.

Ряд исследований по геоморфологии и геологии указывают на то, что за последние 100 млн. лет могли происходить значительные регрессии Мирового океана. Это может быть подтверждено глубокими врезами и заложением переуглубленных долин в верхнем олигоцене, нижнем миоцене, а также в плиоцене. Так в "предакчагыльское время", как отмечает В.И.Бабак [1969], могла существовать значительная регрессия Мирового океана, в результате чего произошло значительное осушение шельфа и переуглубление речных долин Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирской плиты и других районов земного шара до глубины -200, -300 м, которые впоследствии были заполнены доплиоценовыми и четвертичными отложениями. Это обстоятельство подтверждается исследованиями Г.И.Лазукова [1989] в Полярном бассейне и анализом развития рельефа Сибири и Дальнего Востока С.С.Воскресенского [1967].

Следует учитывать то важное обстоятельство, что, вероятно, где-то на границе эоцена и олигоцена около 40 млн. л.н. возникло оледенение Антарктиды, в результате чего было изъято из глобального водообмена и законсервировано в виде льда на длительный период времени около 24 млн. км² воды, что в свою очередь должно было привести к снижению уровня океана более, чем на 60 м [Суетова, 1968] и определенного сокращения его площади (рис. 3.13) [Клиге, 1980].

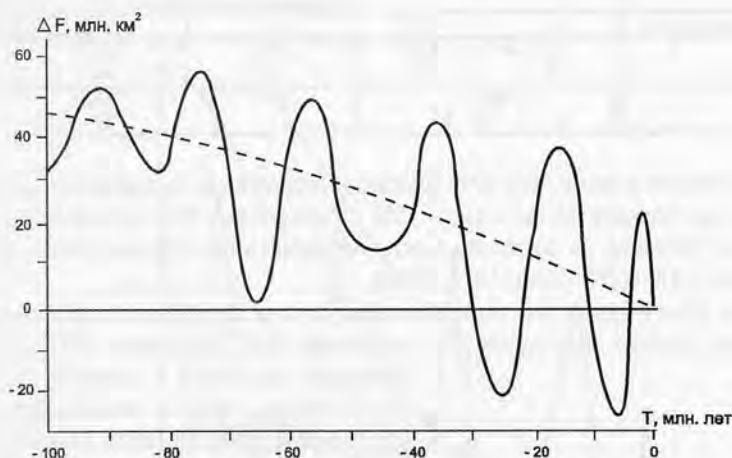


Рис.3.13. Возможное изменение суммарной площади покрытых морями территорий современных континентов в мезозое-кайнозое

Пунктир — усредненная кривая

Для периода мезозоя-кайнозоя также была характерна достаточно хорошая согласованность регрессий Мирового океана с тектоно-магматическими эпохами, такими как Австрийская (95 млн. л.н.), Дунайская (25 млн. л.н.), Аттическая (9 млн. л.н.) и Кавказская (1,6 и 0,3 млн. л.н.), что в свое время отмечалось В.Е.Хаином [1971].

Для анализа возможных изменений вертикальных движений за длительные отрезки времени и в геологическом прошлом под руководством О.К. Леонтьева был произведен анализ структурно-геоморфологических особенностей побережья и дна Мирового океана [Клиге и др., 1978; Леонтьев, Лукьянова, 1974], при этом учитывались в ряде районов данные по гайотам — плосковершинным горам, находящимся на различных глубинах; на основе материалов глубоководного бурения выявлены зоны мелководных осадков и эвапоритов, а также зоны нахождения уровня карбонатной компенсации; использованы данные о распределении на различных глубинах коралловых образований; привлекались данные о мощности кайнозойских осадков; использовались данные изотопного датирования отложений и различных образований. Все это позволило выявить существенные различия в характере и интенсивности тектонических движений земной коры, оценить изменения объема океанических впадин в мезозое-кайнозое.

Подсчет площадей дна Мирового океана, отличающихся различным характером и интенсивностью вертикальных движений земной коры за кайнозой в целом по океану показал, что в течение исследуемого периода преобладала тенденция к прогибанию морского дна, которое составило в среднем около 1 км (табл. 3.4).

Таблица 3.4. Вертикальные изменения дна океана
по О.К. Леонтьеву [1978]

Площадь участка дна	Пределы изменения, км				
	+1	+0 -1	-0 -1	-1 -2	-2
млн. км ²	5,6	41,5	120,5	145,2	48,4
%	2	12	33	40	13
млн. км ²	47,1		314,1		
%	14		86		

Следует иметь в виду, что 43% площади дна океана за кайнозой должно было опуститься на глубину более 1 км, а 13% – более 2 км. Это хорошо подтверждается данными бурения на атоллах, которые испытали относительное погружение примерно на 1300 м [Каплин, 1973, 1993].

Помимо прогибания дна на изменения уровня океана мог оказывать влияние и целый ряд других факторов. По расчетам О.К. Леонтьева [1970, 1978], океанические впадины в мезозое были на 230 км³ меньше, чем в настоящее время, их

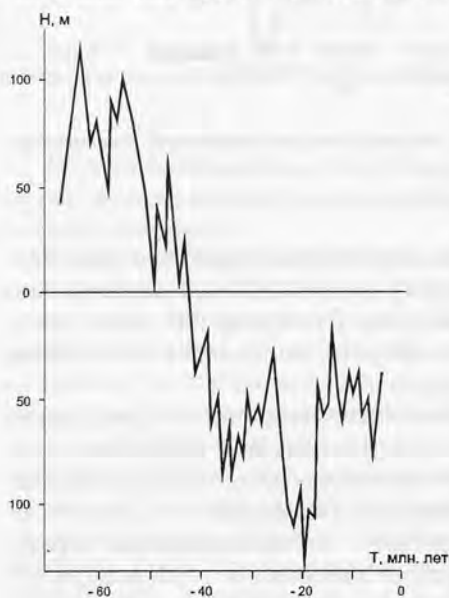


Рис.3.14. Изменение уровня океана в кайнозой по Р.К. Матьюсу [Matthews, 1990]

увеличение должно было вызвать снижение уровня океана более, чем на 600 м, плюс к этому поглощение части воды гидросферы возникшими в кайнозой оледенениями Антарктиды и Гренландии. Однако, в то же самое время действовали факторы, которые должны были вызывать повышение уровня. Так, происходило пополнение океана за счет ювенильных вод, накопление на дне толщи рыхлых осадков, осаднение вулканических продуктов, осушение геосинклинальных и шельфовых морей, сокращение вод на континентах, особенно в бессточных водоемах, и подземных вод.

В результате всех этих моментов уровень океана мог испытывать общую тенденцию к понижению до 200 м.

Анализ материалов о распространении осадочных пород, высот денудационных равнин, морских террас некоторых других показателей показывает, что площадь океана в мезозое-кайнозой могла изменяться от 334 до 419 млн. км² с общей тенденцией к ее сокращению со средней скоростью около 0,5 км² в год, что определялось развитием тектонических процессов и постепенным углублением

океанической впадины. С этим, вероятно, связано преимущественное изменение уровневой поверхности. Схема возможного изменения уровня океана в мезозое-кайнозое с учетом возможных изменений гипсографических условий показывает, что его колебания могли происходить в диапазоне около 500 м с общей тенденцией к снижению со скоростью около 2 м за миллион лет. Близкие результаты получены Р.К.Матьюсом [Matthews, 1990] (рис. 3.14).

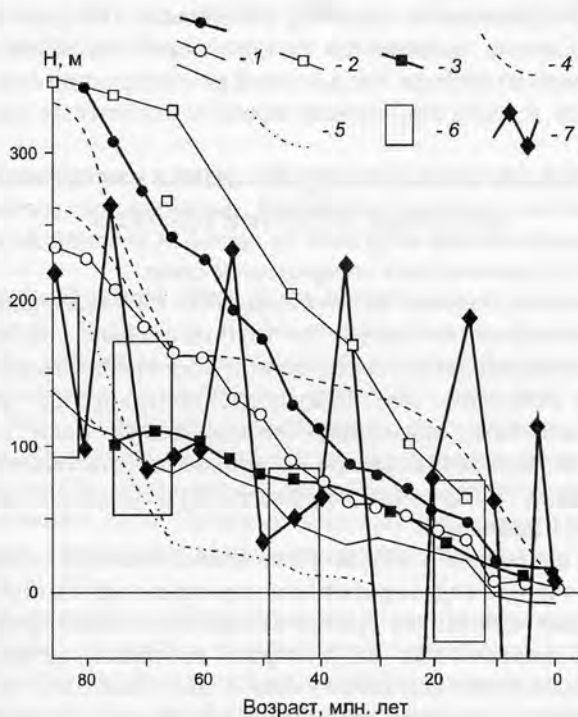


Рис.3.15. Изменение уровня Мирового океана за последние 80 млн. лет по различным геологическим данным. Сводка А.О.Селиванова по различным авторам

1 – по данным об изменении объема срединно-океанических хребтов с учетом возможных погрешностей и поправки на изменения объема оледенения; 2 – по данным об изменении объема срединно-океанических хребтов без учета иных факторов; 3 – по фациальному составу шельфовых осадков Восточной Атлантики; 4 – по фациальному составу отложений Парижского бассейна; 5 – по тем же данным с учетом поправки на изменения объема срединно-океанических хребтов; 6 – по результатам гипсометрического анализа террасовидных поверхностей суши; 7 – по данным о площадях затопления современной суши с учетом поправки на прогибание океанических впадин, накопление осадков на дне и поступление ювенильных вод

Таким образом, разнообразные данные свидетельствуют о том, что наиболее общей тенденцией изменений уровня океана в течение кайнозоя является его снижение. Оно выявляется как по значительному сокращению площади, занятой морями в пределах современной суши (рис. 3.15), так и по данным, учитывающим прогибание океанических впадин, разрастание материков и вертикальные

Подсчет площадей дна Мирового океана, отличающихся различным характером и интенсивностью вертикальных движений земной коры за кайнозой в целом по океану показали, что в течение исследуемого периода преобладала тенденция к прогибанию морского дна, которое составило в среднем около 1 км (табл. 3.4).

Таблица 3.4. Вертикальные изменения дна океана
по О.К. Леонтьеву [1978]

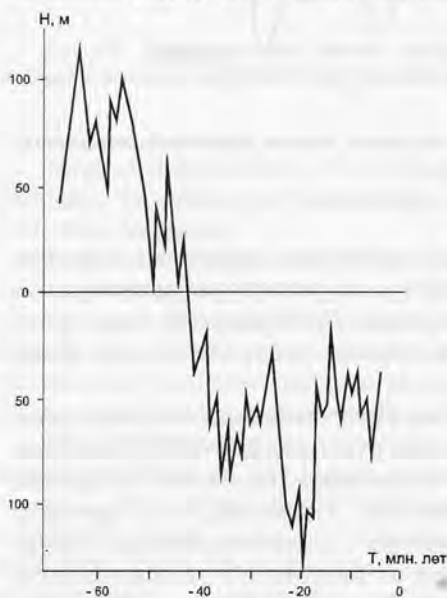
Площадь участка дна	Пределы изменения, км				
	+1	+0 -1	-0 -1	-1 -2	-2
млн. км ²	5,6	41,5	120,5	145,2	48,4
%	2	12	33	40	13
млн. км ²	47,1		314,1		
%	14		86		

Следует иметь в виду, что 43% площади дна океана за кайнозой должно было опуститься на глубину более 1 км, а 13% – более 2 км. Это хорошо подтверждается данными бурения на атоллах, которые испытали относительное погружение примерно на 1300 м [Каплин, 1973, 1993].

Помимо прогибания дна на изменения уровня океана мог оказывать влияние и целый ряд других факторов. По расчетам О.К. Леонтьева [1970, 1978], океанические впадины в мезозое были на 230 км³ меньше, чем в настоящее время, их увеличение должно было вызвать снижение уровня океана более, чем на 600 м, плюс к этому поглощение части воды гидросферы возникшими в кайнозое оледенениями Антарктиды и Гренландии. Однако, в то же самое время действовали факторы, которые должны были вызывать повышение уровня. Так, происходило пополнение океана за счет ювенильных вод, накопление на дне толщи рыхлых осадков, осаждение вулканических продуктов, осушение геосинклинальных и шельфовых морей, сокращение вод на континентах, особенно в бессточных водоемах, и подземных вод.

В результате всех этих моментов уровень океана мог испытывать общую тенденцию к понижению до 200 м.

Рис.3.14. Изменение уровня океана в кайнозое по Р.К. Матьюсу [Matthews, 1990]



Анализ материалов о распространении осадочных пород, высот денудационных равнин, морских террас некоторых других показателей показывает, что площадь океана в мезозое–кайнозое могла изменяться от 334 до 419 млн. км² с общей тенденцией к ее сокращению со средней скоростью около 0,5 км² в год, что определялось развитием тектонических процессов и постепенным углублением

океанической впадины. С этим, вероятно, связано преимущественное изменение уровенной поверхности. Схема возможного изменения уровня океана в мезозое-кайнозое с учетом возможных изменений гипсометрических условий показывает, что его колебания могли происходить в диапазоне около 500 м с общей тенденцией к снижению со скоростью около 2 м за миллион лет. Близкие результаты получены Р.К.Матьюсом [Matthews, 1990] (рис. 3.14).

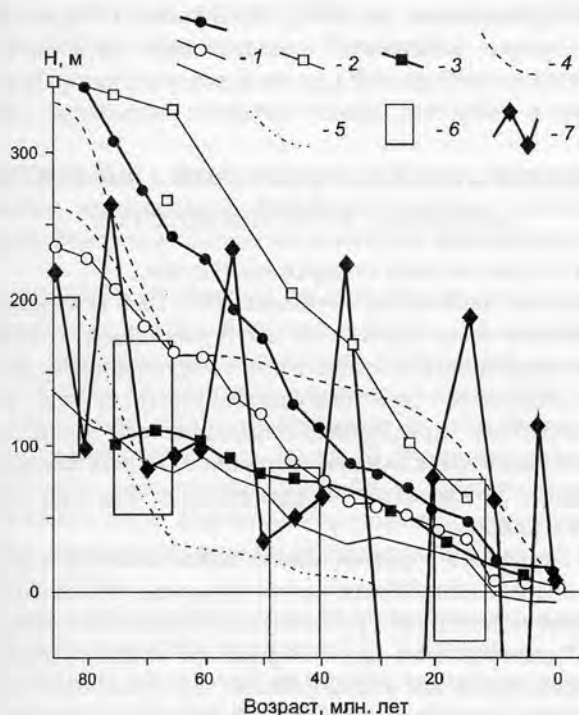


Рис.3.15. Изменение уровня Мирового океана за последние 80 млн. лет по различным геологическим данным. Сводка А.О.Селиванова по различным авторам

1 – по данным об изменении объема срединно-океанических хребтов с учетом возможных погрешностей и поправки на изменения объема оледенения; 2 – по данным об изменении объема срединно-океанических хребтов без учета иных факторов; 3 – по фациальному составу шельфовых осадков Восточной Атлантики; 4 – по фациальному составу отложений Парижского бассейна; 5 – по тем же данным с учетом поправки на изменения объема срединно-океанических хребтов; 6 – по результатам гипсометрического анализа террасовидных поверхностей суши; 7 – по данным о площадях затопления современной суши с учетом поправки на прогибание океанических впадин, накопление осадков на дне и поступление ювенильных вод

Таким образом, разнообразные данные свидетельствуют о том, что наиболее общей тенденцией изменений уровня океана в течение кайнозоя является его снижение. Оно выявляется как по значительному сокращению площади, занятой морями в пределах современной суши (рис. 3.15), так и по данным, учитывающим прогибание океанических впадин, разрастание материков и вертикальные

тектонические движения суши. С позиций теории спрединга, понижение уровня океана в кайнозой представляет собой общую закономерность эволюционного развития Земли и обусловлено увеличением площади и объема океанических впадин вследствие общего замедления процесса раздвижения дна океана. Согласно модели О.Г.Сорохтина и С.А.Ушакова [1991], еще 200-300 млн. л.н., т.е. в конце палеозоя – начале мезозоя, началось асимптотическое понижение высоты поверхности океана над гребнями срединно-океанических хребтов. По различным оценкам, за последние 70-80 млн. л. уровень океана мог понизиться на 230 ± 100 [Kominz, 1984], 340 [Harrison et al., 1981], 350 [Pitman, 1978] или даже 500 м [Hays, Pitman, 1973]. Однако конкретная оценка при подобных реконструкциях существенно зависит от выбора той или иной реконструкции строения и движения литосферных плит в кайнозой, оценки возраста магнитных аномалий и других факторов.

Несколько меньшие оценки понижения уровня океана за кайнозойскую эру получены на основе анализа изменений фациального состава отложений в бассейнах осадконакопления на суше и на шельфе Северной Атлантики и высоты разновозрастных террасовидных поверхностей суши.

С другой стороны, наличие на глубинах 1000–1300 м вершин гайотов и некоторые другие геологические данные по глубоководным котловинам Мирового океана позволяют предполагать существенное увеличение столба воды над ними в течение мезозоя–кайнозоя. Это кажущееся противоречие можно объяснить единственным способом: признанием определяющей роли погружения океанических впадин и увеличения высоты материков, то есть увеличения контрастности рельефа Земли, в качестве определяющего фактора изменений уровня Мирового океана в кайнозой.

Факторы, не связанные с общим увеличением емкости океанических впадин, то есть в первую очередь гидрократические процессы, могли играть существенную роль в ритмических изменениях уровня океана продолжительностью от нескольких млн. до 1-2 десятков млн. л., которые, по самым разным геологическим данным, были характерны для кайнозойской эры. Наиболее известны более или менее повсеместные понижения относительного уровня океана на 100-150 или даже 200-300 м в середине олигоцена – начале миоцена (около 22-30 млн. л.н.) и в позднем миоцене – начале плиоцена (5-7 млн. л. н.). В среднем миоцене и в начале плиоцена уровень океана мог быть на 150-200 м выше современного.

Периоды понижения уровня океана достаточно хорошо соответствуют по возрасту фазам наибольшего развития оледенения Антарктиды по геологическим и иным данным. В качестве сравнительно надежного свидетельства изменений суммарного объема покровного оледенения суши многие исследователи рассматривают содержание изотопа кислорода ^{18}O в планктонных фораминиферах донных отложений в экваториальной части океанов. Данные такого рода по нескольким десяткам колонок в экваториальной части Тихого и Атлантического океанов демонстрируют, что размеры покровного оледенения в последние 45 млн. л. почти все время были выше современных, причем около 22-25 млн. л.н. они были сопоставимы с максимальным объемом последнего позднелайстоценового оледенения, т.е. гляциоэвстатическое понижение среднего уровня океана относительно современного могло составлять около 100 м.

По некоторым данным, уже в раннем плиоцене в Черном море происходили периодические колебания уровня продолжительностью в среднем около 40-50 и 200 тыс. л. и размахом около 20-25 м [Чепалыга, 1980], которые вероятно можно связать с гляциоэвстатическим механизмом.

Таким образом, основным фактором общего понижения уровня Мирового океана в течение кайнозоя были глобальные геотектонические процессы, приведшие к увеличению емкости океанических впадин на 150-250 млн. км³. Несколько меньшей, но также очень значительной, была роль гляциоэвстатических процессов, то есть сосредоточения значительного объема воды в ледниковых щитах Антарктиды, а затем и Гренландии.

3.5 Особенности развития гидроклиматической обстановки в геологическом прошлом

Изменения климатически условий на поверхности Земли в течение ее исторического развития оказывали большое влияние на формирование режима гидросферы. Под влиянием климатических флуктуаций изменялась скорость глобального водообмена, то ускоряясь в периоды потеплений, то замедляясь при похолоданиях. Это приводило одновременно к изменению всего мирового водного баланса поверхностных вод Земли. В гумидные периоды происходило заполнение обширных бессточных бассейнов, накапливались в больших количествах подземные воды. Крупные похолодания сопровождались развитием мощных ледников, накопление воды в которых приводило к снижению уровня океана более чем на 100 м.

Наиболее характерной особенностью земного климата на протяжении всего геологического времени являлась его широтная зональность, которая обуславливалась большой ролью поступающей солнечной радиации, с одной стороны, а с другой – шарообразностью Земли и наклоном экватора к эклиптике. Подтверждением этому являются многочисленные организмы, имеющиеся в древних отложениях, у которых прослеживаются годовые слои их прироста. Об этом же свидетельствуют годовые прослои осадочных пород.

В течение геологического времени происходило постепенное ослабление широтной зональности в результате происходившего нарастания массы атмосферы, а так же увеличения наклона оси вращения Земли и приливного замедления скорости вращения Земли. Так, в девоне год составлял 397 ± 7 дней, а в перми-карбоне уже 385–390 суток [Монин, Шишков, 1979].

С ростом величины и высоты континентов постепенно возрастала континентальность климата. Временами она также усиливалась в результате дрейфа континентов и объединения их в обширные массивы суши. Предполагается, что где-то в нижнем рифее, около 1,5 млрд. л.н., в так называемую геократическую эру мог образоваться единый, достаточно высокий суперконтинент, окруженный единым океаном. Палеомагнитные данные указывают также на то, что объединение континентов происходило 570–550 млн. л.н. в мощный

континентальный блок – Гондвану. 345–325 млн. л.н. возникает объединенный континент Лавразия, а 290–270 млн. л.н. – Панагея [Зоненшайн, Кузьмин, 1976].

Усиление континентальности климата и развитие обширных оледенений вызывало попадание отдельных континентов в результате их постепенного дрейфа в полярные районы Земли. Так, в нижнем кембрии, 570–550 млн. л.н., Северо-Западная Африка располагалась в районе южного полюса. В триасе, 225–180 млн. л.н., северо-восточная часть Азии должна была находиться в районе северного полюса.

Таким образом, в результате целого ряда геофизических факторов климат Земли в прошлом достаточно сильно изменялся. Наиболее определенные представления об изменении климата по геологическим данным можно составить начиная с кембрия, т.е. приблизительно за последние 500 млн. л.

Большое влияние на климат оказало постепенное расширение и возвышение континентов. Увеличение площади суши, расположенной в умеренных и высоких широтах, вызывало соответствующее повышение температуры летнего периода и более существенное понижение в зимний период [Марков и др., 1968]. Увеличение высоты суши на 500 м вызывало охлаждение земной поверхности на 30°C, а в районе, где поднятие составило тысячи метров, охлаждение было еще более значительным.

В мезозое–кайнозое большое влияние на климат оказала постепенная изоляция арктического бассейна в результате смещения континентов. Это привело к сокращению поступления в полярные районы теплых атлантических и тихоокеанских вод, уменьшению выноса льда, а возникновение сплошной ледяной поверхности привело к усилению охлаждения климата в результате увеличения альбедо.

Исследованию истории климата фанерозоя посвящен целый ряд научных работ. Так, К.Брукс [1952] провел анализ ископаемых остатков флоры и фауны, а также изучил различные геологические и палеогеографические данные и один из первых построил достаточно подробную схему изменения климатических условий за 0,5 млрд. л. (рис. 3.16). Им было показано, что начиная с кембрия в целом должна была происходить общая тенденция к снижению глобальной температуры приземного слоя воздуха. На этом фоне выделяются крупные периоды потеплений в девоне, в юрском и меловом периодах. Одновременно отмечается мощное похолодание в перми и переход к постепенному устойчивому похолоданию после мела вплоть до конца четвертичного периода. Эти выводы определенным образом подтверждаются последующими исследованиями отношений изотопов кислорода ^{18}O пресноводных известняков фанерозойского возраста Великих Озер и результатом исследований Л.А.Фрейкса [Frakes, 1979] по обобщению палеоклиматических материалов.

Теплый юрский климат фиксируется практически на всех континентах. Для него характерна достаточно определенная зональность природных условий как в средних широтах северного полушария, так и южного, с существенными сезонными колебаниями [Монин, Шишков, 1979]. Предполагается, что максимально теплый климат в мезозое–кайнозое наступает в меловой период, после чего происходит постепенное снижение температурных условий вплоть до нашего времени.

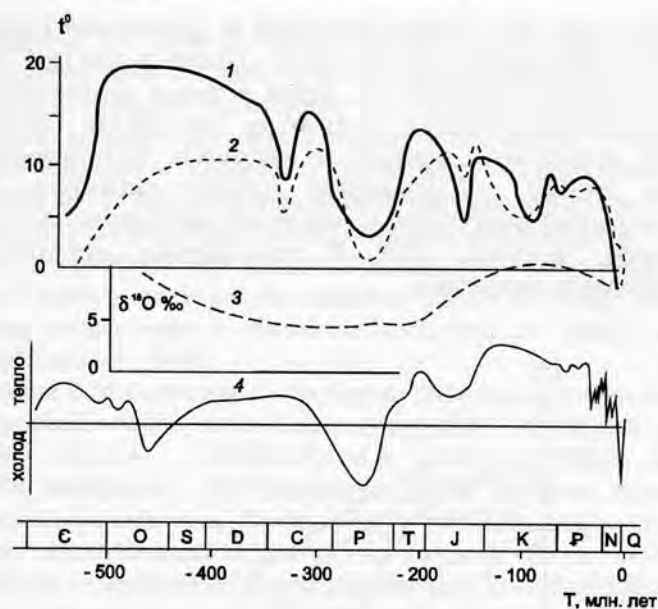


Рис.3.16. Изменения климатических условий фанерозоя

1 – на основе анализа комплекса геолого-географических факторов; 2 – на основе исследования ископаемых остатков фауны и флоры по С.Бруксу [1952]; 3 – по изучению отношения изотопов кислорода в известняках [Keith and Weber, 1965]; 4 – на основе анализа палеоклиматов прошлого [Frakes, 1979]

Построение по данным палеотемпературных определений широтных профилей температуры для различных геологических эпох наглядно показывает постепенное похолодание климата во всех широтных зонах с минимумом в позднеплейстоценовую ледниковую эпоху (рис. 3.17). Такая направленная тенденция к похолоданию в течение практически ста миллионов лет может быть связана главным образом с активным развитием тектонических процессов, вызывающих увеличение контрастности рельефа.

Одной из причин крупных изменений климата, приводивших к оледенениям, возможно, было сокращение содержания углекислого газа в атмосфере за счет захоронения его в осадочных отложениях [Будыко, 1980; Зимы нашей планеты, 1982]. Количественные оценки показывают возможную значимость этого процесса [Добродеев, Суетова, 1976].

Ряд исследователей указывают на то, что в течение фанерозоя засушливые зоны как северного, так и южного полушарий в целом были достаточно близки по своему положению современным со значительными изменениями их площади во времени [Страхов, 1963]. На юго-западе Евразии располагалась область тропического аридного климата, на юго-востоке – область тропических муссонов, а на северо-востоке – область прохладного и влажного океанического климата, сохранявшаяся даже в эпохи наибольшей аридизации [Синицын, 1980].

Наиболее влажный и жаркий климат, сходный с современным климатом влажных тропиков, был характерен для первой половины каменноугольного

периода (350–310 млн. л.н.). Аридные условия на территории Евразии сохранялись лишь на юге современного Казахстана и в Центральном Тянь-Шане.

Во второй половине карбона и в перми в целом происходило иссушение климата, развивалась широтная климатическая зональность. Судя по развитию годовых колец ископаемых деревьев и некоторых беспозвоночных, другим геологическим данным, увеличивалась годовая амплитуда температуры, усиливались муссонная циркуляция и сезонность выпадения осадков на востоке Евразии [Монин, Шишков, 1979]. В приполярных широтах развивались обширные покровные оледенения.

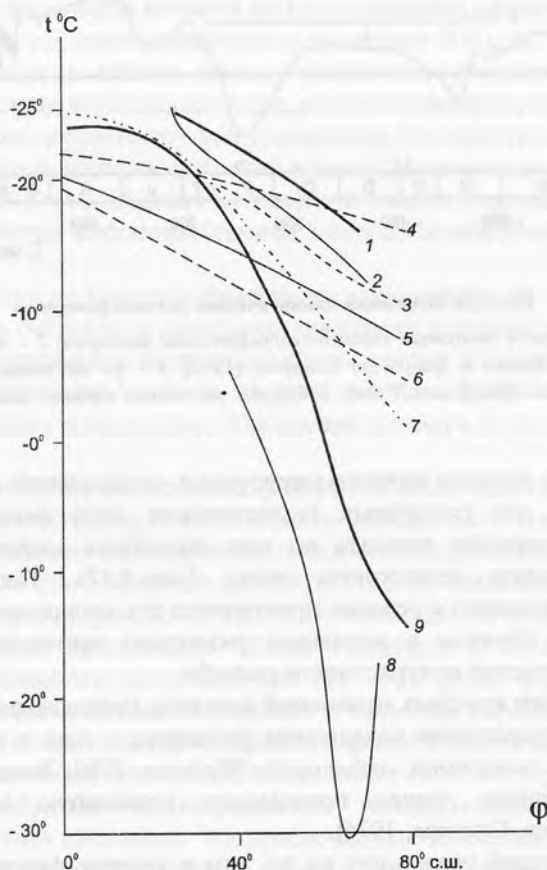


Рис. 3.17. Меридиональные профили температуры Северного полушария для различных эпох

1 – конец раннего мела (альб, 100–106 млн. л.н.); 2 – начало позднего мела (сеноман, 94–100 млн. л.н.); 3 – конец позднего мела (маастрихт, 65–70 млн. л.н.); 4 – средний эоцен (50–40 млн. л.н.); 5 – средний миоцен (10–16 млн. л.н.); 6 – средний плиоцен (2,5–3,5 млн. л.н. по данным [Shackleton, Kennett, 1973]); 7 – микулинская межледниковая эпоха (90–130 тыс. л.н.); 8 – позднеледниковая эпоха [Фейрбридж, 1968, с дополнениями]; 9 – современная эпоха

Предполагается, что даже в период максимальной аридизации на границе палеозоя и мезозоя (240–200 млн. л.н.) не было значительного преобладания испаряемости над осадками, количество которых составляло 800–900 мм в год [Синицын, 1980]. Наличие обширных мелководных морей в условиях теплого климата способствовало усиленному испарению. Содержание в атмосфере углекислого газа могло еще значительно превышать современное. Относительная влажность могла приближаться к своему максимальному пределу.

К началу мезозойской эры (около 225 млн. л.н.) магнитный полюс Земли приблизился к району, который он занимает сейчас, и общий план широтной климатической зональности в последние 200 млн. л. также стал близок к современному [Страхов, 1963].

Исследования В.М.Синицыным проблемы палеоклиматов позволили создать серию палеоклиматических карт, воспроизводящих возможное распределение годовых сумм осадков и температур для обширной территории Евразии. Используя эти материалы, Н.В.Разумихин [1976] произвел расчеты водного баланса для мезозоя–кайнозоя. В основе этих расчетов положены взаимосвязи между радиационным балансом земной поверхности (R), и пространственным распространением современных кор выветривания, многочисленными литогенетическими индикаторами для восстановления палеоклиматов, картами осадков (X) древних геологических эпох В.М.Синицына [1980], а также уравнением М.И.Будыко [1977] для расчета стока (Y), с учетом теплоты парообразования (L):

$$Y = f\left(R, \frac{R}{LX}\right)$$

Проведенные исследования позволили показать, что мезозойские прарекли должны были отличаться от современных резко повышенной водностью. Это, вероятно, были широкие и полноводные, сильно меандрирующие водные потоки с небольшой пространственно-временной изменчивостью гидрологических элементов, что могло определяться, по мнению Н.В. Разумихина, как равнинностью территории, так и слабой изменчивостью сезонного хода климатических элементов (особенно для позднетриасовой–раннеюрской фаз гумидизации). Несколько большая контрастность, вероятно, была характерна для зоны господства бореальных климатов (табл. 3.5).

Климат мезозоя был в целом довольно влажным. Выделяются основные фазы гумидизации в позднем триасе, ранней юре и на границе раннего и позднего мела [Разумихин, 1976]. Иссущения климата, сопровождавшиеся расширением аридных областей в Центральной и Средней Азии, отмечаются в конце юрского (150–137 млн. л.н.) и во второй половине мелового периода (100–67 млн. л.н.). Атмосферная циркуляция при этом, вероятно, оставалась гораздо менее интенсивной, чем современная. Особенно это касается циклонической деятельности на полярных фронтах, расположившихся вне территории современной Евразии. Пояса пассатной циркуляции, по мнению А.С. Мониной и Ю.А. Шишкова [1979], распространялись гораздо шире, чем ныне, и тропические циклоны на их границе были довольно активны.

Однако постепенное замедление вращения Земли, распад Пангеи, увеличение содержания в атмосфере свободного кислорода при сокращении содержания

углекислого газа из-за развития органического мира вместе с другими факторами способствовали усилению широтной климатической дифференциации на протяжении мезозоя. После значительного увлажнения климата в середине мела началось его направленное иссушение. В конце мела зона избыточного увлажнения сохранялась в Приверхоянье и бассейне Амура. Аридная область распространилась до Тихого океана. Впервые сформировалась зона бореального климата со среднегодовыми температурами 12–17° и их значительным сезонным ходом. Она протянулась от севера Европы через центр Русской равнины и Прибалхашье до северо-восточного Китая [Синицын, 1980]. Однако меридиональные термические градиенты были значительно меньше современных, а сдвиг к северу изотерм и атмосферных максимумов и минимумов достигал 10–20° широты.

Таблица 3.5. Водный баланс палеоклиматов в мезозое–кайнозое
по Н.В. Разумихину [1976]

Эпоха гумидизации	Палеоклимат	R, ккал/см ² год	R/LX	Водный баланс, мм		
				осадки, X	сток, Y	испарение, Z
Поздний триас	Бореальный	45-50	0,6	1500-2000	750-1000	750-1000
	Гумидный	50-60	0,7	1200-1500	500-700	700-800
	Субтропический	60-70	0,9	1000-1200	300-400	700-800
Ранняя юра	Бореальный	40-50	0,5	1500-2000	800-1100	700-900
	Гумидный	50-60	0,6	1200-1500	800-1100	400-500
	Бореальный	45-50	0,6	1500-2000	750-1000	750-1000
Ранний мел (альб)	Гумидный	50-60	0,7	1200-1500	500-700	700-800
	Субтропический	60-70	0,9	1000-1200	400-500	600-700
	Бореальный	45-50	0,6	1000-1200	500-600	500-600
Поздний олигоцен	Гумидный	50-60	0,7	800-1000	350-450	450-550
	Субтропический	60	0,9	1000-1200	350-400	650-800
	Семиаридный	55-60	1,0-1,5	600-800	150-200	450-600
Поздний плиоцен	Бореальный	25-30	0,7	800-1000	350-450	450-550
	Гумидный	30-40	0,8	600-800	200-300	400-500
	Субтропический	55-60	1,0	800-1000	250-300	550-700
	Семиаридный	40-45	1,5-2,0	400-500	50-100	350-400
	Аридный	45-50	2,0-3,0	250-300	30-50	200-250

В начале кайнозойской эры (67–40 млн. л.н.) на большей части Евразии сохранялись климатические условия, близкие к мезозойским, либо даже несколько теплее. На севере материка сезонность выпадения осадков уменьшалась, а на востоке и в тропических широтах усиливалась. Влияние на атмосферную циркуляцию сравнительно выровненного рельефа материка было невелико.

Со второй половины палеоцена – начала эоцена [Геология океана, 1980] или в конце эоцена (40–38 млн. л.н.) началось устойчивое понижение температуры поверхности Земли, продолжающееся в целом до настоящего времени (рис. 3.18). Понижение температуры на границе эоцена и олигоцена, возможно, носило катастрофический характер [Зубаков, Борзенкова, 1983]. Характерно, что одновременно происходило уменьшение в атмосфере концентрации углекислого газа, оказывающего влияние на глобальный климат [Будыко, 1980]. Оно ускорилось в олигоцене и особенно в плиоцене, когда объем CO₂ в атмосфере мог достигнуть наименьшей величины.

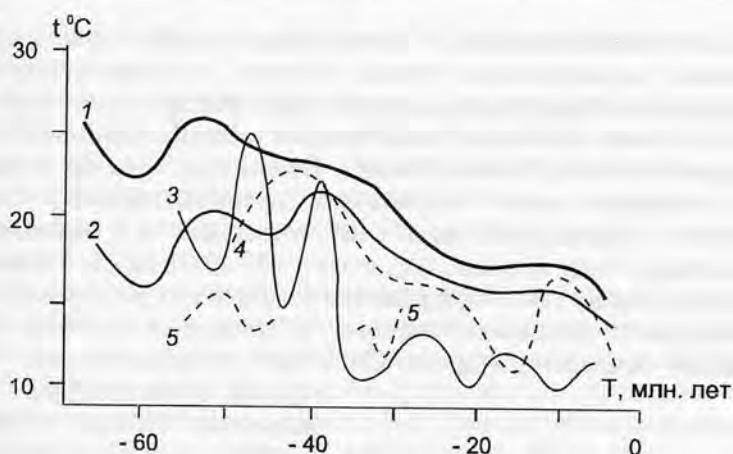


Рис.3.18. Изменения температуры воздуха в кайнозое

1 – в Западной Европе; 2 – в западной части Северной Америки; 3 – на северо-западе США; 4 – в Японии; 5 – в Южной Англии по [Lloyd, 1984]

Перемещение полюса, обособление Северного ледовитого океана от Мирового и покрытие его морским льдом в плиоцене должны были привести к усилению континентальности на Евразийском континенте.

С конца олигоцена (25–30 млн. л.н.) дополнительное выхолаживающее влияние стало оказывать оледенение Антарктиды. Возможно, с его появлением связано значительное ускорение понижения температуры. Именно в это время на территории Евразии, вероятно, появляется умеренный климатический пояс с западным переносом воздушных масс [Будыко, 1980], распространившийся в миоцене (25–6 млн. л.н.) от Средней Европы до Казахстана и Средней Сибири. В растительном покрове его северной части значительную роль играли хвойные породы [Зубаков, Борзенкова, 1983]. Наибольшая скорость похолодания отмечается во второй половине миоцена, когда среднеиюльские температуры за 4 млн. л. понизились на 7° [Монин, Шишков, 1979]. Увеличение суровости климата северной части аридной зоны (Северное Причерноморье, Нижнее Поволжье, юг Сибири) привело в конце миоцена (10–6 млн. л.н.) к развитию степного типа растительности. Глобальное похолодание сопровождалось снижением температуры и увеличением меридионального термического градиента как в океане (рис. 3.19), так и в атмосфере, и соответствующим усилением циркуляции атмосферы и океана.

Различия в увлажнении отдельных районов Евразии увеличились из-за воздымания Альпийского-Гималайского горного пояса. Континентальность климата материка в процессе кайнозойского похолодания значительно увеличилась. Характерно, что в умеренном поясе Европы среднегодовые температуры понизились за кайнозой на 20° , а на Дальнем Востоке – лишь на $7-8^{\circ}$ [Синицын, 1980]. В условиях похолодания иссушение континентов происходило, в первую очередь, за счет сокращения количества осадков, а не из-за изменения испарения.

Во второй половине миоцена – начале плиоцена (13,5 млн. л.н.) в целом сформировались климатические условия планеты, сходные с современными. Важнейшим климатообразующим фактором стал Сибирский антициклон.

Однако до конца плиоцена климатические условия нынешней умеренной зоны (Среднее Поволжье, Южная Сибирь, Приамурье), судя по составу растительности, оставались мягче современных; продолжительность периода со среднесуточной температурой выше 10° составляла 4-5 месяцев, средняя температура января была не менее -10° , июля – $+15-19^{\circ}$, а годовая сумма осадков – 500-600 мм [Синицын, 1980]. Субтропический максимум располагался в районе Средиземноморья и Иранского нагорья. В муссонных районах Приморья среднеиюльские температуры достигали $23-24^{\circ}$, среднеянварские – $-3-4^{\circ}$, а годовая сумма осадков – 1200 мм [Короткий, Шумова, 1982].

Климат Восточной Сибири и крайнего Северо-Востока России в течение плиоцена изменился от довольно мягкого и влажного в начале (температуры января – $-6-10^{\circ}\text{C}$, июля – $+16-18^{\circ}$, годовое количество осадков – 800-1000 мм и более) до более сурового и сухого климата со среднегодовыми температурами около 0°C .

В ряде районов в течение плиоцена отмечаются значительные климатические колебания. Они фиксируются чередованием лесовых и почвенных горизонтов на юге Украины, изменениями уровней Черного и Каспийского морей. Наиболее значительное потепление и увлажнение климата отмечалось в конце раннего плиоцена (4,5–3,1 млн. л.н.) [Зубаков, Борзенкова, 1983]. Оно фиксируется развитием

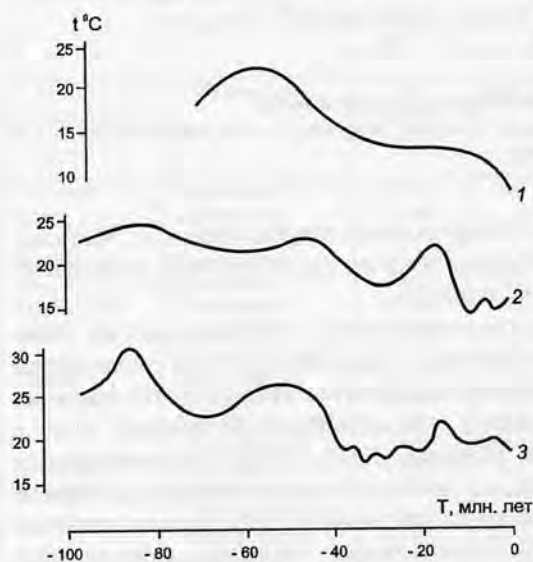


Рис.3.19. Изменения температуры поверхностных вод в отдельных частях Тихого океана в кайнозое

1 – север [Лисицын, 1980]; 2 – центр [Николаев и др., 1980]; 3 – экватор [Douglas, Savin, 1978]

широколиственных лесов на Русской равнине, расширением лесной зоны в Западной Сибири, в Казахстане, значительным увлажнением пустынь Центральной Азии [Девяткин, 1981], сумма осадков в которых могла достигать 800–1300 мм.

Содержащее ныне 1,7% объема гидросферы оледенение земной суши характеризуется прерывистостью существования на протяжении геологической истории и значительной изменчивостью площади и объема. Поэтому влияние его на процессы водообмена в глобальном масштабе очень велико.

Следы первых крупных оледенений зафиксированы в отложениях раннего протерозоя (более 2-2,3 млрд. л.н.), позднего рифея (750–850 млн. л. н.) и венда (660–680 млн. л.н.), причем выделяется несколько ледниковых эпох, периодов и

прочих временных интервалов [Чумаков, 1987] продолжительностью в десятки миллионов лет каждый.

Наиболее крупные оледенения в палеозое происходили во второй половине ордовика (470–440 млн. л.н.), начале карбона (350–330 млн. л.н.), конце карбона – начале перми (310–270 млн. л.н.). Ледниковые отложения располагаются у южного магнитного полюса соответствующих эпох, отмечая траекторию его перемещения в течение палеозоя. Это свидетельствует о климатической обусловленности оледенений.

Площадь покровного оледенения в конце карбона – начале перми, достигавшего палеошироты 45°, возможно, сравнима с площадью максимального оледенения Северного полушария в плейстоцене или даже превышает ее [Монин, Шишков, 1979; Зимы нашей планеты, 1982]. Однако оно располагалось в южном полушарии, тогда как климат северного был гораздо теплее современного, хотя на территории СССР ледниковые отложения палеозойского возраста неизвестны, но поскольку они имеются в других районах – это позволяет судить о климатических условиях того времени на территории нашей страны.

В течение всего мезозоя и большей части кайнозоя ледниковые покровы на суше отсутствовали. Глубоководное бурение в Южном океане показывает, что горно-долинное оледенение Антарктиды возникло на границе эоцена и олигоцена, т.е. около 40 млн. л.н., а покровное – в позднем олигоцене (25–30 млн. л.н.) [Богданов и др., 1978].

В середине миоцена (14–11 млн. л.н.) и начале плиоцена (5–4 млн. л.н.) оно достигало максимального развития, в это время ледники на окружающих морях спускались до края шельфа, а объем оледенения превышал современный на 15–25%. В среднем-позднем плиоцене (2,4–0,7 млн. л.н.) происходило направленное уменьшение площади оледенения Антарктиды [Мягков, 1989], тогда как возникшее в это время на Аляске, в Гренландии и Исландии покровное оледенение северного полушария, вероятно, расширялось. Возможно, в это время существовало оледенение Фенноскандии (см. В.А.Зубаков, И.И.Борзенкова [1983]).

С 4–7 млн. л.н. развивалось и морское оледенение Арктического бассейна.

3.6. Формирование рек, озер и внутриконтинентальных морей

В целом формирование гидрографии территории суши в геологическое время определялось становлением и развитием континентов в результате тектонических процессов, вызывающих изменение их поверхности и постепенным усилением континентальности. Уже в архее с возникновением отдельных массивов суши – протоплатформ, происходила активная эрозионная деятельность поверхностных вод и накапливались древнейшие осадочные отложения, фрагменты которых удается обнаружить в различных районах. Большая часть следов первичных водотоков и водоемов на территории первоначальных континентов уничтожены в процессе эрозии, тектонических деформаций и неоднократных морских

трансгрессий. Наиболее хорошо обнаруживаются следы деятельности поверхностных вод на суше, начиная с кембрия, в виде фрагментов древних речных ложбин, а также таких отложений, как континентальные галечники и пески пролювиального, озерного и речного происхождения.

Заложение речных систем на Русской платформе относится к позднему протерозою (около 1 млрд. л.н.), когда начала формироваться ее поверхность в результате консолидации вокруг Балтийского и Сарматского щитов, и происходило накопление осадочного материала. [Обедиентова, 1975]. Предполагается, что реки конца протерозоя – начала фанерозоя стекали с Балтийского щита в юго-восточном направлении, а затем вдоль Балтийско-Московского прогиба на западо-юго-запад. Еще Б.Л.Личковым [1936] было установлено, что главная крупная река текла вдоль финско-невской впадины, где сейчас располагаются Финский залив, Ладожское и Онежское озера, реки Нева, Свирь и Онега, а ее меридиональные притоки были приурочены к Луга-Нарвскому и Ильменско-Ладожскому понижениям.

Почти одновременно формируется Прикаспийская синеклиза, которая, вероятно, была более подвижна, чем московская. Предполагается, что в рифейское время (800–900 млн. л.н.) начинается водный сток из центральной части Русской платформы к ее юго-восточной окраине. Происходит зарождение рек Дон и Воронеж. В это же время возникает прарека, соответствующая современному Днестру. Следует также отметить, что Русская платформа неоднократно подвергалась наступлению моря то с запада (в ордовике, около 500 млн. л.н., во время мощных трансгрессий океана на сушу), то с востока (в девоне, около 400 млн. л.н.) в результате погружения Уральской геосинклинали и Московской синеклизы.

На месте Западной Европы в кембрийский период располагалось поднятие, так называемый Франко-Чешский массив, который временами превращался в архипелаг островов и тогда в этом регионе происходило накопление озерных и речных осадков. Постепенно происходило поднятие массива и появление ряда горных хребтов, с которых происходит снос водотоками огромного количества грубого обломочного материала. В девоне в центральных частях впадин существовали временные, периодически пересыхающие озера, следы которых сохранились в виде глинистых и глинисто-известковых илов. Реки, стекавшие с территории все увеличивающейся суши в морские бассейны, в результате выноса большого количества осадочного материала сформировали мощные дельты [Историческая геология, 1974].

В истории Земли неоднократно возникали внутриконтинентальные водоемы лагунного типа и внутриконтинентальные моря, у которых связь с океаном периодически прерывалась или затруднялась в результате положительных тектонических движений и крупных изменений уровня океана. Такие озера-моря, занимавшие в отдельные эпохи десятки миллионов квадратных километров, были не только гигантскими аккумуляторами морских солей (рис. 3.20), но и мощными испарителями влаги и могли оказывать существенное влияние на процессы глобального водообмена. Реликтами подобных образований в современную эпоху являются Каспийское и Аральское моря, суммарный объем которых составляет почти половину объема всех озер Земли.

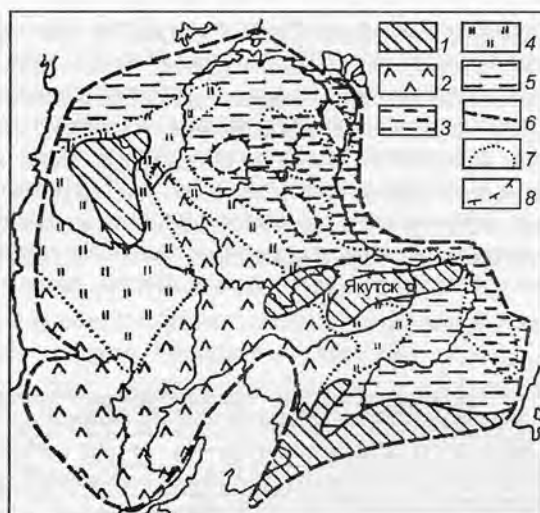


Рис.3.20. Палеогидрологические условия Сибирской платформы в раннем палеозое (около 570 млн. л.н.)

1 – суша; 2–6 – море, области развития: 2 – то же, с каменной солью и гипсом, 3 – терригенных илов, обогащенных органикой, 4 – доломитовых илов, 5 – карбонатных илов; 6 – граница древней платформы; 7 – граница областей различных условий осадконакопления; 8 – контуры подводных поднятий

Лагунные и озерные осадки встречаются в различных районах Евразии всех геологических периодов фанерозоя. Наибольшее их развитие характерно для раннего кембрия, ордовика, среднего и позднего девона, триаса, средней юры и позднего мела [Мартинсон, 1974], то есть эпох, следующих за периодами повышения уровня моря. Эпохи развития озер обычно соответствовали периодам общей гумидизации климата на территории континентов.



Рис.3.21. Эпиконтинентальные моря и проливы (заштриховано) в среднедевонское время на территории Северной Америки

Эпиконтинентальные моря в среднедевонское время (около 380 млн. л.н.) были характерны и для территории Северной Америки, где в это время располагалось два узких и длинных внутренних моря [Флинт, 1978] в западной и восточной частях континента. Эти моря возникли на месте прогибов (рис. 3.21). Восточное море, которое, вероятно, возникло еще в ордовике (500 млн. л.н.), просуществовало до конца палеозоя (230 млн. л.н.). Оно то высыхало, то появлялось вновь, пока в результате активизации тектонических процессов не возникли горные сооружения Аппалачей.

Для нижнего палеозоя Азиатской области также было характерно развитие мелководных эпиконтинентальных морей (см. рис. 3.20).

Исследования В.М.Синицына [1980] указывают на то, что климат в целом в конце кембрия

становится менее засушливым, возрастает количество атмосферных осадков и увеличивается поверхностный сток. В ордовике (440–500 млн. л.н.) развиваются достаточно жаркие климатические условия, о чем свидетельствует повсеместное распространение известняков, которые характерны для теплых морских условий. В силуре начинает постепенно развиваться аридизация климата, которая достигает максимума в девоне (около 400 млн. л.н.). Предполагается, что это были наиболее ярко выраженные аридные условия в истории Земли, о чем говорят большие ареалы и объёмы распространения девонских отложений, соответствующих засушливым условиям (красноцветы, доломиты, гипсы, соли и пр.) (рис. 3.22).

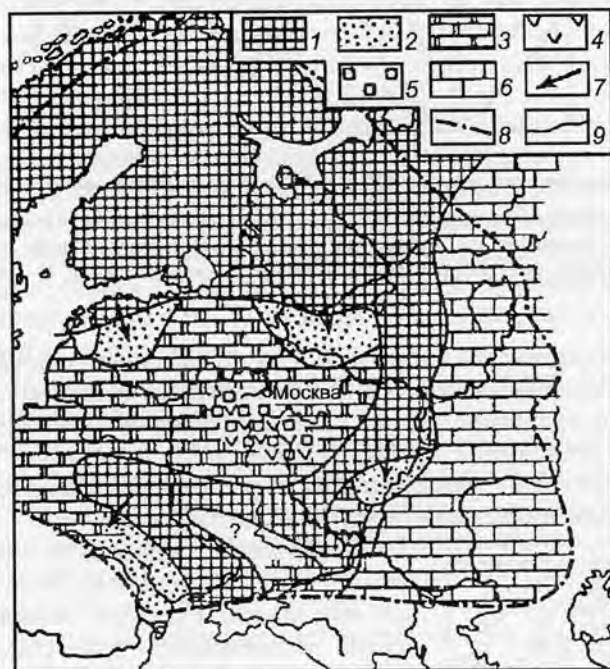


Рис.3.22. Палеогеологическая схема Восточно-Европейской платформы для среднего девона по Исторической геологии [1974]

1 – область размыва; 2 – область накопления дельтовых осадков; 3 – область накопления доломитовых осадков в морском бассейне с повышенной соленостью; 4 – гипс и ангидрит; 5 – галит и каменная соль; 6 – область накопления карбонатных осадков в морском бассейне нормальной солености; 7 – направление сноса обломочного материала; 8 – границы платформы; 9 – границы областей с различными обстановками осадконакопления

В позднедевонское время (около 350 млн. л.н.) на Русской платформе происходит осушение территории в районе Вятского бассейна и Окско-Цнинской и Жигулёвской возвышенностей. Реки в этот период текут как в район Московской синеклизы, так и Каспийской. Сюда же направляются реки, протекавшие вдоль Днепровско-Донецкой впадины [Ронов, 1980].

Предполагается, что в девоне окончательно формируется сток с Русской платформы в юго-восточном направлении. В результате достаточно сложного развития тектонических процессов, вызывавших как поднятия, так и опускания достаточно крупных участков земной коры, происходит непрерывное переформирование речной сети. В палеозое и мезозое (200–400 млн. л.н.) возникали меридионально вытянутые морские проливы, соединявшие моря Московской и Прикаспийской синеклиз, а при развитии континентальных условий, когда морские воды отступали, тут же возникали реки, текущие в северном и южном направлениях.

Климат в начале карбона становится достаточно влажным, о чем свидетельствует преобладание осадков гумидного типа. По своему характеру климат карбона, вероятно, был достаточно близок современным климатическим условиям влажных тропиков. Постепенно происходит охлаждение климата и его аридизация [Синицын, 1980].

Как отмечает Г.В.Обедиев [1975], в течение раннего и среднего карбона (около 325 млн. л.н.) в районе осевой зоны Московской синеклизы начинает закладываться бассейн Верхней Волги. В этот период формируется широкий водный поток, который направлен в восточном направлении и заканчивается впадением в море Уральской геосинклинали [Спиридонов, 1957]. С карбона прослеживаются участки древних русел, соответствующих Средней Волге и Нижней Кама. Предполагается, что уже в раннем карбоне Нижняя Кама была притоком Средней Волги. Несколько позже, в мезозое, Средняя Кама перехватывает у Верхней Волги сток Уральских рек (рис. 3.23). Речная дельта реки, дренирующая Рязано-Саратовский прогиб, установлена в районе Саратова на северо-западной стороне Прикаспийской синеклизы. В ранневизейское время (около 540 млн. л.н.) река, соответствующая Верхней Волге, камско-кинельская и рязано-саратовская реки стекали с Тимано-Валдайско-Донбасского водораздела в единый морской бассейн Уральской геосинклинали, Прикаспийской синеклизы и Предкавказского геосинклинального бассейна.

В среднем и позднем карбоне (280–320 млн. л.н.) Сибирская платформа входила в состав огромного материка – Ангарида, где преобладал в это время умеренный теплый влажный климат. В условиях низменной равнины с разнообразной древесной растительностью на пойменных террасах, в старицах, озерах, болотах и на пологих заболоченных междуречьях накапливались растительные остатки, превратившиеся затем в каменный уголь.

Конец карбона ознаменовался развитием общего поднятия земной коры, которое продолжалось в течение значительного времени и в пермский период вплоть до герцинской тектоно-магматической эпохи (260 млн. л.н.). В перми начинается аридизация климата. По оценке В.Л.Синицына [1980], климатические условия в этот период были одними из самых сухих и жарких в палеозое. К этому времени относятся песчано-глинистые отложения лагун и дельт крупных рек, широко распространенных к северо-востоку от г. Рыбинск–Иваново–Чебоксары. Последующее погружение, охватившее центральную часть Русской платформы, привело к затоплению северной, северо-восточной и юго-восточной частей московской синеклизы.

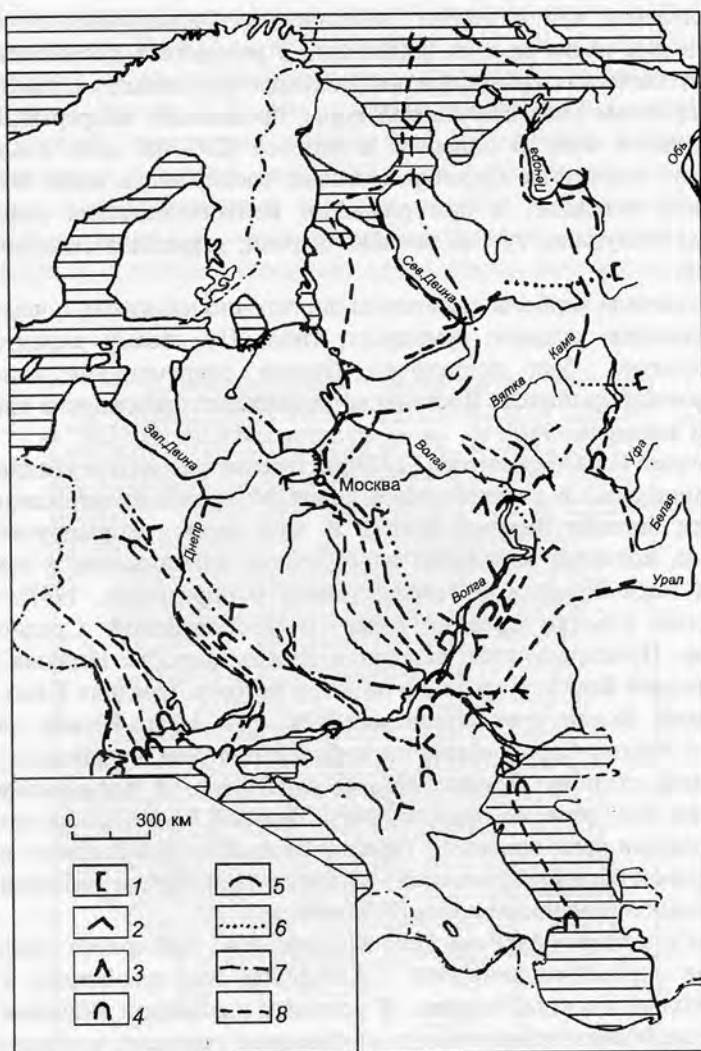


Рис.3.23. Руслу и устья крупнейших палеорек Русской платформы по Г.В.Обединтовой [1975]

Устья: 1 – палеозойские, 2 – мезозойские, 3 – палеоценовые, 4 – неогеновые, 5 – четвертичные;
 Руслу: 6 – палеозойские, 7 – мезозойские, 8 – третичные

Начиная с кембрия происходит постепенное формирование структурной перестройки Русской платформы и заложение основных речных водоразделов [Спиридонов, 1957]. В этот период возникает основной водораздел Русской платформы, сток с которого осуществляется преимущественно в юго-западном, северо-восточном и юго-восточном направлениях. Сток Верхней Волги поступает в бассейн Московской синеклизы, а воды Нижней Камы, Средней Волги и сток из Рязано-Саратовского прогиба и Днепро-Донецкой впадины направляется в Прикаспийское море.

Г.В.Обедиентова [1975] указывает на то, что имела река, остатки которой прослеживаются в виде погребенной главной доюрской московской ложбины. Она продолжалась от г. Шатска вдоль Рязано-Саратовского прогиба в сторону Прикаспийской синеклизы, на северо-западе которой она должна была сливаться с донецкой рекой (рис. 3.24). Мезозойской ложбине соответствует река Москва и рязанский отрезок Оки. На западе Русской платформы вдоль Днепровско-Донецкого прогиба вплоть до позднего триаса от среднего течения Днепра в замкнутое море Прикаспийской синеклизы текла река, которая сформировала обширные аллювиальные равнины.

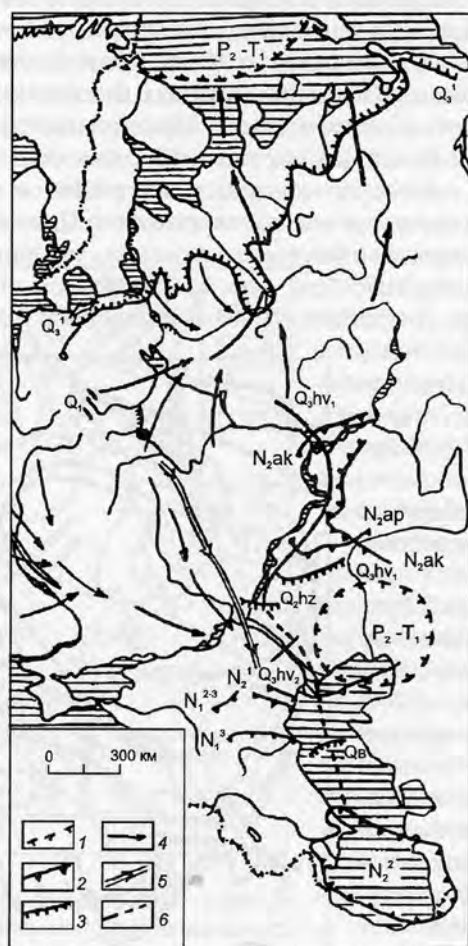


Рис.3.24. Направление речного стока и смещение береговых линий Русской платформы в мезозое-кайнозое по Г.В. Обедиентовой [1975]

Граница моря: 1 – в перми и раннем триасе, 2 – в неогене, 3 – в четвертичное время; 4 – направление речного стока в поздней перми–раннем триасе; 5–6 – русла рек: 5 – в раннем миоцене, 6 – в среднем плиоцене

В позднем палеозое (около 500 млн. л.н.) реки Среднего Урала стекали в Московскую синеклизу. Русло нижней Камы в верхней перми было направлено к югу, а в области Предуралья краевого прогиба сформировались меридиональный обрезок Средней Камы и реки Чусовая и Белая. В результате последующего перехвата уральских рек увеличивается сток Камы. Вероятно, в мезозойское время происходит разделение стока между Волгой и Камой.

Заложенные в начале континентального этапа позднего палеозоя и существовавшие в течение перми и триаса реки продолжали существовать и в течение юры. Однако неоднократные морские трансгрессии мезокайнозоя нарушали речной режим. Происходило неоднократное захоронение речных долин континентальными и морскими осадками, которые затем вновь промывались восстанавливающимися реками во время морских регрессионных периодов.

Перестройка геоморфологических условий Русской платформы в результате активизации тектонических движений с начала мезозоя (230 млн. л.н.) вызвала наступление моря с юго-востока и севера. Предполагается, что в ранней юре в бассейнах рек Белой и Волги формируются сборные аллювиальные равнины. В результате развития очередной морской трансгрессии в начале средней юры батское море, распространившись на территории Прикаспийской синеклизы, проникло на север в пределы Волжского прогиба, затопив склон Токманского свода до широты г. Арзамас (см. рис. 3.24). Обширный залив в это время разливается в районе Днепровско-Донецкой впадины. Разрастаясь, донецкое море захватывает все более северные районы, вплоть до широты Тула-Казань, и сливается с волжским [Обединтова, 1975].

Большая часть Сибирской платформы в мезозойское время представляла приподнятую область (рис. 3.25) с континентальными условиями осадконакопления [Историческая геология, 1974]. В юрско-меловый период для северной и северо-восточной областей этого региона становится характерным формирование целого ряда прогибов, в которых формируются обширные эпиконтинентальные моря и водоёмы лагунного типа.

В триасе (195–230 млн. л.н.) происходит нарастание засушливости климата и его континентальности.

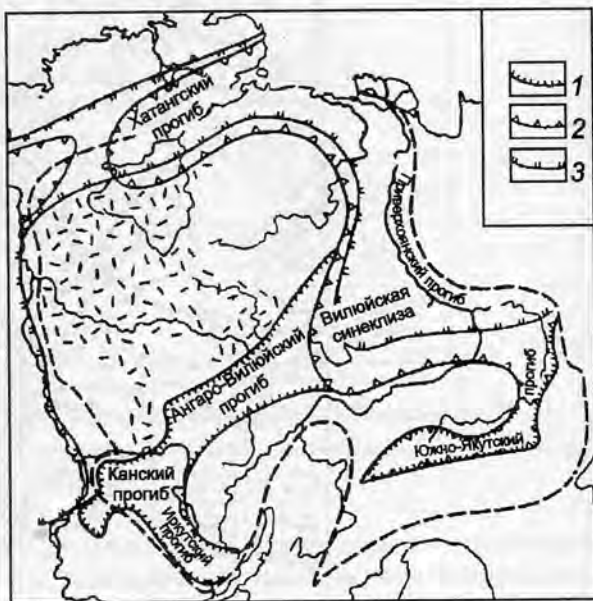


Рис.3.25. Границы внутриконтинентальных водоемов на Сибирской платформе в мезозойское время

1 – раннеюрские; 2 – позднеюрские; 3 – меловые

Максимум аридизации приходится на среднетриасовое время, когда материковый тропический климат распространялся на большую часть Евразийского континента вплоть до низовьев Оби, истоков Лены и районов Восточно-Сибирского моря [Синицын, 1980]. В пределах Колымы, Чукотки, Камчатки, Сахалина, Приморья, Японии и юго-восточной Азии преобладал муссонно-океанический климат с обильными атмосферными осадками. В позднем триасе происходит сокращение площади распространения тропического климата. Он продолжает сохраняться лишь на территории Южной Европы, Аравийском полуострове и Передней Азии.

В юрское время (137–195 млн. л.н.) начинают преобладать гумидные климатические условия. На северо-востоке Евразии возникают бореальные климатические условия. К концу юры опять происходит постепенное распространение материкового тропического климата.

Для Восточно-Европейской платформы (рис. 3.26) в позднеюрское и раннемеловое время в обширных прогибах земной коры – синеклизах (Московской, Прикаспийской, Украинской, Причерноморской), формируются обширные эпиконтинентальные моря [Историческая геология, 1974].

Большие площади внутриконтинентальных водоемов характерны для гумидных климатов средней юры (175–160 млн. л.н.), когда появляются и распространяются многочисленные озерные системы в межгорных впадинах Казахстана, Средней Азии, Тувы, Кузнецкого бассейна, Монголии, Китая и на прилегающих к ним с севера платформах.

Влажный и умеренный гумидный климат способствовал произрастанию здесь обильной растительности и формированию каменноугольных толщ осадков. Болота занимали в это время и Сибирскую платформу, особенно бассейн Лены и Вилуйскую синеклизу, которые периодически могли заливаться морскими водами в периоды трансгрессий океана.

На востоке и юго-востоке Азии (Алдан, Забайкалье, юго-восток Монголии, северо-восток Китая), вероятно, господствовал рельеф глубоких котловин, раз-



Рис.3.26. Развитие эпиконтинентальных морей на Восточно-Европейской платформе в позднеюрских и раннемеловых прогибах

Границы: 1 – позднеюрские, 2 – раннемеловые, 3 – современная граница платформы

делявших высокие водоразделы, где образовывались пресноводные озера, сток многих из которых был направлен в Тихий океан. Предполагается, что в поздней

юре в результате активизации тектонической деятельности количество озерных водоемов значительно сокращается.

Вероятно, в самом конце юры – начале раннего мела (130–140 млн. л.н.) орографическая перестройка завершается и наступает следующий мезозойский этап образования озерных внутриконтинентальных систем, преимущественно гумидного, а также субаридного типа. Озера возникают в Ферганской депрессии, на Западно-Сибирской низменности, на Дальнем Востоке (Зeya-Бурейская и Амурo-Зейская впадины), на севере Сибирской платформы, в бассейне Лены, в пределах северо-западного и северо-восточного Китая и Монголии. Постепенно озерные котловины заполняются осадками и выполаживаются. В северных группах озер нижнемелового возраста шло образование утлей.

В позднелюрскую эпоху на значительной части суши происходит аридизация климата, которая наиболее отчетливо проявилась на юге Европы, в Северной Африке, Средней и Центральной Азии, Китае, где располагались солеродные лагуны и накапливались эоловые и пролювиальные пустынные отложения. Конец юрского периода для США также ознаменовался осушением значительных территорий, где начали накапливаться речные и озерные отложения.

На Африканской платформе в юрский период преобладают континентальные условия. В бассейне Конго происходит развитие крупной синеклизы и формируются мощные толщи континентального осадочного материала в условиях озерно-болотной среды. Подобные условия были характерны и для Австралийского континента, где в это время в районе Большого Артезианского Бассейна накапливались озерно-болотные фации. В меловое время значительная часть Австралийского континента затопляется в результате наступления морской трансгрессии. В конце мела в синеклизе Большого бассейна и в низменных равнинах опять начинают формироваться речные и озерно-болотные отложения.

В юрское время от Тулы до Твери простиралась обширная аллювиально-озерная равнина, которая постепенно заливалась келловейским морем, впоследствии соединившемся с водами северных морей. Возникло обширное морское пространство от Северного океана до южного моря Тетис, которое широким проливом от Киева до Западной Двины соединялось с западно-европейским морем. К концу юрского периода келловейское море на Русской платформе постепенно сократилось до пределов Волжского прогиба с проливом в районе г. Рыбинска.

В меловой период (67–137 млн. л.н.) усиливается аридизация климатических условий. Особенно засушливые условия возникают в таких районах, как Южная Европа, Аравийский полуостров, Средняя и Центральная Азия. Некоторое ослабление аридизации происходит в среднемеловое время. В позднем мелу, с усилением на значительных территориях иссушения и похолодания, зона бореального климата со среднегодовой температурой 12–17° распространяется на территориях к югу от Верхней Волги, в Прибалхашье, Северо-Восточном Китае, Приморье и на Хоккайдо [Синицын, 1980].

Следует отметить, что наряду с периодами изменения климатических условий от гумидизации к аридизации и, наоборот, в целом в мезозое происходит постепенный рост иссушения климата на материках и развитие похолодания.

В раннемеловое время (около 130 млн. л.н.) на Русской платформе происходит ряд морских трансгрессий, которые заливают Восточно-Русский, Подмосковный и Днепровско-Донецкий прогибы. Постепенное, с перерывами, поднятие Московской синеклизы стимулировало соответствующую перестройку речной системы в центре Русской равнины, которая продолжалась вплоть до четвертичного периода. Эта перестройка вызвала присоединение речной сети Верхней Волги к Каспийскому бассейну и, таким образом, существенному сокращению водосборной площади северного склона (рис. 3.27).

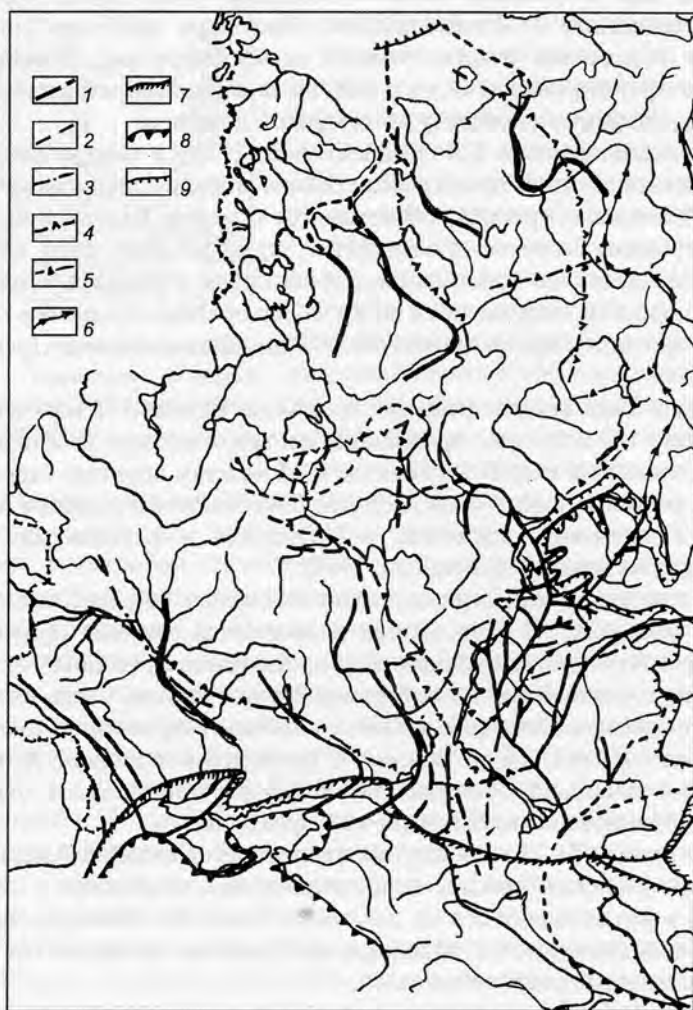


Рис.3.27. Погребенные долины Русской платформы по Г.В.Обедиентовой [1975]

1 – среднеплиоценовые; 2 – раннелиоценовые; 3 – среднелиоценовые; 4 – предюрские; 5 – ранневизейские; 6–9 – берега морей: 6 – ранневизейские, 7 – раннелиоценовые, 8 – среднелиоценовые, 9 – акчагыльские

В позднем мелу (около 70 млн. л.н.) с поднятием Северных Увалов происходит активное формирование бассейнов Северной Двины и Мезени. Возникает позднемеловое море, которое занимает Скифскую плиту к весь юг Русской платформы, распространяясь на север до Западной Двины, Верхней и Средней Волги, устья Камы с береговой линией Тверь–Ярославль–Казань на севере и в районе украинского кристаллического массива на юге [Ронов, 1980]. Последний практически не заливался морем и находился в континентальном режиме.

Следует отметить характерную приуроченность речных долин к тектонически неустойчивым участкам и районам сбросов, например Камышенское правобережье р. Волги, где в позднем мезозое возникло русло Волги, соединившее Московскую синеклизу с Прикаспийской, благодаря наиболее прогнутому и нарушенному разломами участку земной коры. Вероятно, бассейн Оки еще полностью не сформировался. Сток с района ее верховьев направлялся на юго-восток в Прикаспийскую синеклизу по доюрской ложбине.

Согласно исследованиям Г.В.Обедиентовой [1975], в начале позднемеловой эпохи в результате мощной трансгрессии океана море, располагавшееся в районе Днепровско-Донецкого прогиба, объединяется с морем Балтийской синеклизы. Возникает огромное морское пространство, куда впадают реки, стекающие с Украинского и Азовского кристаллических массивов. Предполагается, что часть стока с этих массивов направляется на юг в Бессарабско-Крымское позднемеловое море, которое в это время на востоке объединяется с морями Предкавказья и Волжским.

В результате перестройки рельефа на рубеже нижнего и верхнего меловых периодов (около 100 млн. л.н.) происходят соответствующие изменения водного режима поверхностных вод. В Забайкалье и Монголии крупные озера исчезают, но в Ленском бассейне, в Китае, на Дальнем Востоке, юге и в центре Монголии и Ферганы, в Таджикской депрессии, в Приаралье и Кызылкумах озера еще продолжали существовать [Мартинсон, 1974].

В позднемеловое время возникает один из важных озерных этапов мезокайнозоя (90–70 млн. л.н.). В этот период развиваются системы проточных озер. Предполагается, что цепь проточных озер протягивалась, начиная от Приаралья через всю ныне горную Азию до побережья Тихого океана. Сюда входили озера Ферганской депрессии, Синцзяна в Китае, водоемы современной пустыни Гоби, северо-восточный Китай, Амуро-Зейской и Зeya-Бурейской впадин. Хотя водоёмы, вероятно, были довольно обширны по площади, они должны были быть в большинстве сравнительно мелки и хорошо проточны.

В меловое время (70–75 млн. л.н.) на территории Северной Америки существовал довольно широкий пролив, пересекавший весь континент с севера на юг [Флинт, 1978] и разделявший его на две части (рис. 3.28). Большая часть суши в этот период была низменной и обширные прибрежные пространства изобиловали болотами с пышной растительностью.

Несколько отличные условия в меловой период имелись на территории Южно-Американского континента, который в этот период почти целиком представлял собой массив суши и на его поверхности в обширных синеклизах в результате деятельности поверхностных водотоков накапливались толщи континентальных осадков. Приблизительно в это время (около 100 млн. л.н.), как

отмечает немецкий исследователь Г.Бишофф, на месте современной реки Амазонки протекала мощная река, воды которой текли в сторону Тихого океана. И только в результате орографической перестройки с возникновением горных сооружений Анд в олигоцене (около 20 млн. л.н.) река поворачивает в сторону Атлантического океана.



Рис.3.28. Палеогидрологические условия на территории Северной Америки в поздне меловое время (моря и проливы заштрихованы)

Близкие условия в раннемеловую эпоху были характерны для Африканского континента, где континентальное осадконакопление было особенно развито в северных районах, которые в нижнемеловое время были покрыты морскими водами.

Расчеты показывают, что в меловой период в эпиконтинентальных морях и бессточных озерах могло сосредотачиваться от 20 до 50 млн. куб. км воды [Клиге и др., 1993]. Такой объём воды сопоставим с запасами вод четвертичных оледенений.

Многие озера могли возникать при изоляции эпиконтинентальных морей в зоне недостаточного увлажнения, что приводило к их сравнительно быстрому высыханию. В целом, под влиянием тектонических процессов и пенеппенизации большинство внутриконтинентальных водоёмов к концу мелового периода постепенно исчезает.

На протяжении кайнозоя на территории Сибирской платформы под воздействием изменяющихся во времени тектонических процессов происходила многократная перестройка гидрологической сети, в результате чего возникла сложная схема речных долин разного возраста (рис. 3.29) [Сладкопеевцев, 1974].

В палеогеновое время (25–67 млн. л.н.), так же как и в меловое, на Русской платформе продолжали возникать морские трансгрессии, но площади их становились все меньше, а береговые линии располагались все южнее.

Вероятно, где-то в начале палеогена, когда Московская синеклиза перешла к континентальному развитию, характерные черты Волжского бассейна стали достаточно близки современным. В это время происходит объединение бассейнов Верхней, Средней и Нижней Волги. Хотя в дальнейшем это объединение могло и нарушаться, но достаточно быстро восстанавливалось. Около 60 млн. л.н. в бассейне Волги происходит последняя наиболее крупная трансгрессия моря, охватившая даже среднюю часть бассейна.

Достаточно близкими современным в палеогеновое время становятся русла Верхнего Днепра и Припяти, стекающих с северо-восточного склона Украинского кристаллического щита. В то же время, как указывает Г.В.Обедиев [1975], поднятие на границе палеогена и неогена приводит к заложению и новой речной сети Приволжской возвышенности. Возникает речной сток в южном направлении таких притоков Палео-Волги как Терешка, Терса, Балыклейка, Камышинка и др.

влагообмен между низкими и высокими широтами. Область тропического минимума в неогене смещается к югу в районы Северной Африки и Аравии. Одновременно происходит соответствующее смещение субтропического максимума в Средиземноморье и Иран. На территории Средней Европы и Сибири устанавливается равномерное увлажнение. Развитие контрастности рельефа все более усиливает влияние на атмосферную циркуляцию и приводит к увеличению атмосферных осадков перед горными сооружениями и их сокращению во внутриконтинентальных районах.

В эоцене (около 40 млн. л.н.) в районе Киева–Днепропетровска образуется пролив, соединивший море Днепровско-Донецкого прогиба с морем геосинклинальной черноморской зоны. Постепенно происходит отделение от бассейна Днепра бассейна Северского Донца и включение его в бассейн Дона.

В олигоцене (около 25–37 млн. л.н.) начинается постепенное отторжение от Прикаспия бассейнов Дона и Днепра в результате поднятия Ергеней и Ставрополя, которое заканчивается, вероятно, в неогене (около 10 млн. л.н.). Приблизительно в этот период в нижнем течении Дона протекала Ергень-река, начинающаяся с центра Русской платформы. Ее устье в меотическое время (7–10 млн. л.н.) располагалось севернее Кубани (рис. 3.30).

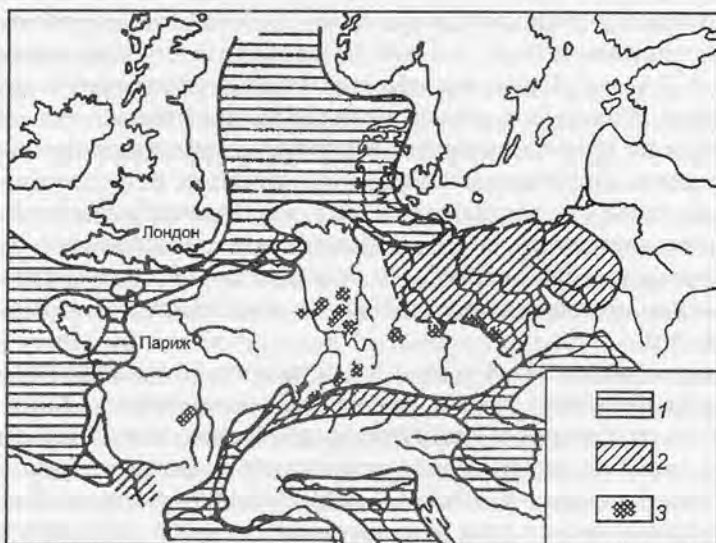


Рис.3.30. Палеогидрологические условия Центральной Европы в миоцене

1 – морские условия; 2 – озерные солоноватоводные бассейны; 3 – вулканизм

Предполагается, что в олигоцене (около 35 млн. л.н.) в результате активизации тектонических процессов и смещения континентов океан Тетис, отделявший Африку от Азиатского континента, исчезает, и на его месте образуется ряд морских бассейнов, таких как Средиземное море и огромное Сарматское море. Последнее располагалось на месте Черного, Каспийского и Аральского морей, а также занимало все Предкавказье, Прикаспийскую, Причерноморскую и

Панонскую низменности. В среднем миоцене прекращается связь Сарматского моря с океаном, а в начале плиоцена (7–9 млн. л.н.) его площадь значительно сокращается и на его месте образуются Панонский, Черноморский и Каспийский бассейны. Вероятно, в среднем плиоцене прекращается свободная связь через Маньчешский пролив между Черноморским и Каспийским бассейнами. После чего только во время наиболее крупных Каспийских трансгрессий мог возникать сток через пролив в Черное море.

С образованием достаточно узкого Гибралтарского пролива происходит отделение Средиземного моря от Мирового океана. В результате тектонических преобразований пролив неоднократно закрывался, и Средиземное море становилось замкнутым бассейном, что в условиях жаркого климата приводило к неоднократному его почти полному высыханию.

Где-то на границе между миоценом и плиоценом (около 7 млн. л.н.) на месте Средиземного моря располагалась довольно жаркая пустыня с целым рядом мелких озер. Предполагается, что эти озера находились на 3 км ниже уровня океана [Монин, Шишков, 1979]. Это подтверждается глубокими ущельями, обнаруженными в различных районах Средиземного моря. Так, на юге Франции в долине р. Роны имеется глубокое ущелье, дно которого располагается на 1 км ниже уровня моря, заполненное морскими осадками. Древнее ущелье глубиной в 200 м обнаружено в районе Асуана, тоже заполненное морскими осадками плиоцена и отложениями Нила, а в районе устья Нила глубина древнего ущелья оценивается в 1,5 км. Такие погребенные ущелья прослеживаются в районе Ливии, Израиля, Сирии и в других местах. Предполагается, что образование таких ущелий было связано с резким понижением морского уровня в результате быстрого осушения Средиземного моря, когда начинала резко активизироваться эрозионная деятельность впадающих в него рек. Исследования глубоководных отложений указывают на то, что Средиземное море неоднократно осушалось и вновь затоплялось. Это привело к накоплению двухкилометровой толщи солей. Вероятно, окончательное заполнение Средиземного моря произошло около 5,5 млн. л.н.

В миоценовое время (25–9 млн. л.н.) осушается Прикаспийская синеклиза. В этот период береговая линия средне-позднемиоценового моря проходит приблизительно от Сальска к Каспийскому побережью между устьями Камы и Терека. В это время на значительных территориях существуют болотно-озерные условия, которые приводят к мощному накоплению торфяников и возникновению месторождений бурого угля [Историческая геология, 1974]. Это достаточно хорошо можно проследить по неогеновым отложениям Центральной Европы, позволяющим восстановить палеогидрологические условия того времени (см. рис. 3.30).

Около 21 млн. л.н. вследствие увлажнения климата происходили и наиболее значительные трансгрессии озер Монгольского Алтая и пустыни Гоби [Девяткин, 1981], а возможно и других районов юга России.

Предполагается, что в неогене (около 20 млн. л.н.) начинается постепенное осушение Предкавказья в результате тектонических движений земной коры.

Геологические и геоморфологические данные показывают, что трансгрессии Каспия в целом совпадали с эпохами глобальных похолоданий, а регрессии – с

эпохами потеплений, хотя эта связь и могла меняться во времени из-за влияния тектонических и иных факторов [Клиге, 1997].

Вплоть до позднего плейстоцена максимальные уровни и площади трансгрессивных водоёмов последовательно уменьшались.

В конце неогена в ряде районов развивается орогенез, вызвавший образование системы горных цепей и глубоководных впадин грабенообразного типа. В результате этого процесса возникает глубочайшая впадина на территории континентов, в которой возникает озеро Байкал. Одновременно на востоке Африканского континента возникает целая система грабенов, в которых образуется множество различных водоёмов: Красное море, озера Афар, Виктория, Рудольфа, Ньяса, Альберт, Танганьика, Руква и другие. На Ближнем Востоке в грабене этого времени образуется Мёртвое море.

Предполагается, что в понтийское время (6–7 млн. л.н.) заканчивается формирование Черноморского и Каспийского бассейнов. Постепенно происходит погружение Предкавказского прогиба, в северо-западной части которого формируется русло р. Кубани, а на юго-востоке – русло Терека.

В плиоцене (2–9 млн. л.н.) продолжает происходить формирование речной сети Русской платформы. Значительные изменения претерпевают в этот период южные районы, как, например, бассейн Дона (рис. 3.31). В то же время в целом гидрография Восточной Европы по своему характеру становится достаточно близкой современной.

Поднятие Кавказа в среднем и позднем миоцене приводило к коренному преобразованию речной сети подвижного региона (рис. 3.32). Здесь, наряду с продольными долинами, формируются и поперечные, часть из которых могла углубляться, а у другой отсекались вершины [Сладкопевцев, 1974; Лилиенберг, 1988]. Таким образом, речные системы Северной Евразии достигали наибольшего развития в первой половине карбона, позднем триасе, ранней юре, первой половине мела, а также в палеогене и неогене, то есть преимущественно в эпохи относительной гумидизации климата, начала ослабления тектономагматической активности затухания положительных тектонических движений. В эти же этапы геологической истории или несколько ранее увеличивались площади озёр Северной Евразии. Во внутренних частях Азии "речные" этапы, возможно, сменяли "озерные" в условиях развивавшейся аридизации климата.

Судя по данным о палеоклимате "речных" этапов, мезозойские реки характеризовались высокой водностью и значительной естественной зарегулированностью стока [Разумихин, 1976]. Выровненность рельефа Русской равнины приводила к развитию сильно меандрирующих водных потоков со сравнительно малой транспортирующей способностью, несмотря на широкое распространение кор выветривания, поставлявших материал для плоскостного смыва.

Развитие тектонических погружений приводило к дальнейшему уменьшению расхода воды и транспортирующей способности рек, заполнению долин аллювием, усилению меандрирования, развитию долинных озёр. Устьевые участки рек на востоке и северо-западе Русской равнины затоплялись эпиконтинентальными морями. К началу кайнозоя (70–60 млн. л.н.) в результате дифференцированных тектонических движений сформировался главный водораздел Восточной Европы, проходящий через Северные Увалы.

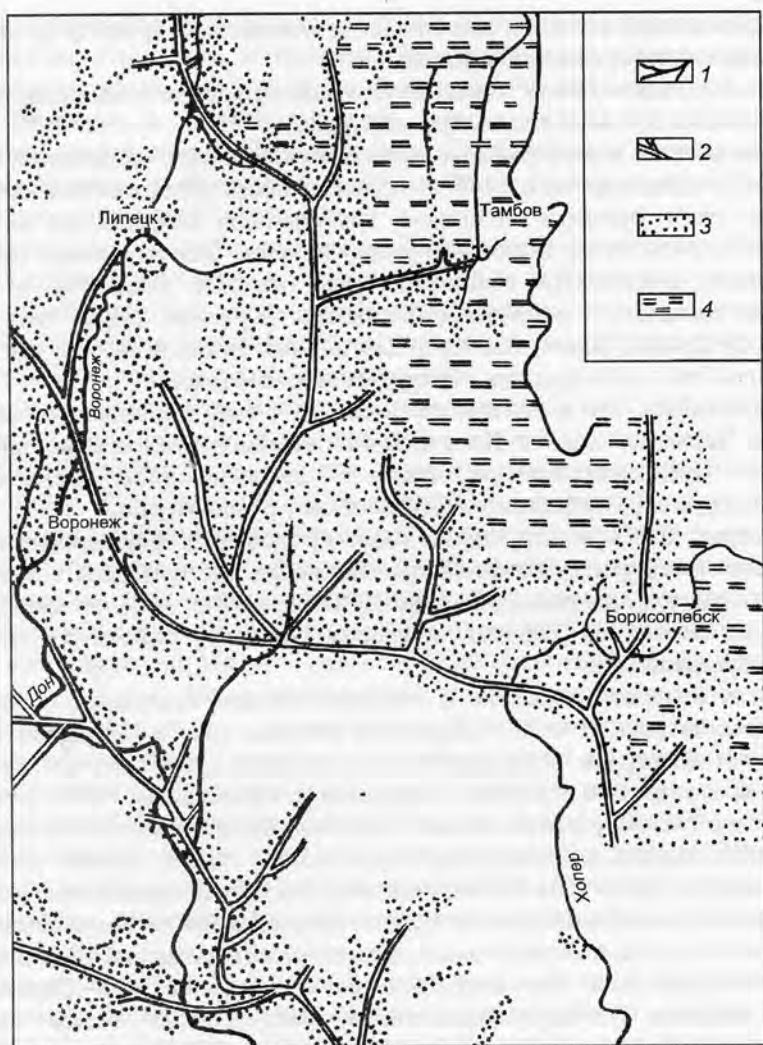


Рис.3.31. Формирование древней гидрографической сети Верхнего Палео-Дона по Г.И.Горецкому [1982]

1 – современные русла рек; 2 – палеорусла; 3 – аллювиальные отложения; 4 – лиманно-аккумулятивная поверхность

В кайнозое выделяются два основных цикла развития рек Русской равнины, связанные, в первую очередь, с крупными изменениями тектонического режима суши и уровня океана. Первый из них начался развитием речной сети после регрессии палеогеновых–раннемиоценовых морей (25–17 млн. л.н.) и завершился средне-позднеплиоценовыми акчагыльской и апшеронской трансгрессиями (3–0,9 млн. л.н.), а второй относится к плейстоцену [Обедientова, 1977].

Происходившее в кайнозое иссушение климата, вероятно, вело к уменьшению стока рек, особенно значительному в зоне господства аридных условий.

Предполагается, что сток рек Средней Азии в позднем плиоцене уменьшился в 10 раз по сравнению с ранним мелом и в 3-4 раза по сравнению с поздним олигоценом [Разумихин, 1976].

По воднобалансовым данным, сток рек северной половины России, а также Приморья в конце миоцена – начале плиоцена (8–4 млн. л.н.) был в 2-3 раза больше, чем сейчас, а на остальной территории страны уже приближался к современному.

В гумидных условиях дифференциация климатических поясов в позднем олигоцене – раннем плиоцене (25–4 млн. л.н.) при одновременной активизации тектонических движений и регрессии морей способствовала сохранению или даже росту трансгрессирующей способности водных потоков при одновременном увеличении сезонной изменчивости стока.

В связи с прогибанием Каспийской впадины во время предакчагыльской регрессии (4,8–3,5 млн. л.н.) сформировалась долина Нижней Волги, несколько восточнее современной (рис. 3.33). Дельта реки при этом располагалась на широте Апшеронского полуострова. Предакчагыльская Волга протекала в узкой каньонообразной долине, и ее транспортирующая способность была, видимо, очень велика [Горецкий, 1980]. Сток Волги мог также значительно возрасть из-за увеличения площади ее водосбора при формировании шельфового и покровного оледенения западно-арктических морей [Квасов, 1975]. Глубокие долинные врезы объединили гидрографическую сеть Средней Азии и Южного Казахстана в единую систему стока западного направления.

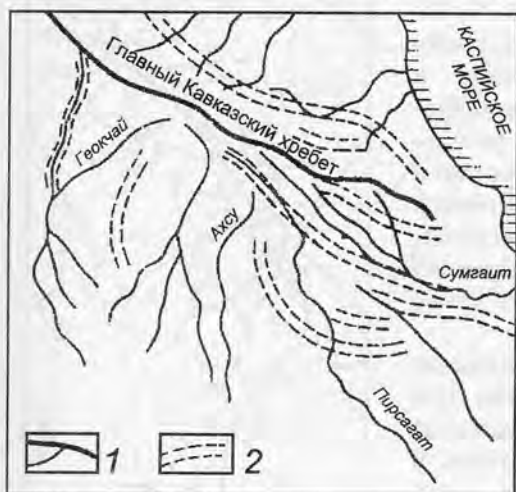


Рис. 3.32. Долины рек Юго-Восточного Кавказа по Д. А. Лишневскому [1988]

1 — современные; 2 — плиоценовые

В заключительные фазы акчагыльской и апшеронской трансгрессий среднего-позднего плиоцена сток рек Русской равнины, в частности Волги, вероятно, значительно уменьшался как из-за сокращения их бассейнов при затоплении нижних течений рек, так и из-за уменьшения уклонов сохранившихся частей долин в условиях тектонических погружений.

В конце миоцена сток рек и густота речной сети северного склона Восточной Европы и Западной Сибири, вероятно, были невелики. Тектонические движения с преобладанием опусканий привели к увеличению водосборных бассейнов и развитию речной сети. В Западной Сибири кроме Палеоенисы сток в Арктический бассейн получила Палеообь.

Известно, что в дочетвертичное время происходила значительная, хотя и не очень продолжительная регрессия океана. В этот период резко снижается базис

эрозии речных систем. Возникают узкие и глубокие долины с тальвегами ниже на несколько сот метров относительно современного уровня моря.

Изучение современной морфометрии различных объектов гидросферы позволяет определить аналитические зависимости между отдельными морфометрическими элементами: объемом, площадью, глубиной (мощностью), высотой, длиной и шириной, а также их корреляционные связи с такими динамическими характеристиками, как объемы водной массы, расходы воды и другими.

В этом плане значительный интерес представляют исследования Н.И.Маккавеева и Р.С.Чалова [Макковеев, 1971; Макковеев, Чалов, 1986; Чалов, 1979, 1995], которые рассмотрели основные закономерности формирования русла реки и механизм формирования надпойменных террас, используя фрагменты которых можно подойти к восстановлению эволюции продольного профиля реки, а также ее режима.

Так, в районе Урала, когда закладывалась древняя сеть логов верхнего олигоцена при теплых и влажных климатических условиях сток должен был составлять 10-30 л/км²/сек. В результате постепенного похолодания и сокращения увлажненности, приведших к снижению модулей стока до 1-2,5 л/сек на км², в плиоцене происходит погребение речной сети с трансформацией продольных профилей.

Установление характера изменения морфометрии водного объекта в прошлом и экстраполяция современных аналитических зависимостей во времени позволяют более строго подойти к реставрации основных гидрологических параметров гидросферы Земли.

Экстраполяция связей таких гидролого-морфометрических характеристик рек, как максимальная глубина в паводок, являющаяся динамической характеристикой мощности современного аллювия и максимального расхода, и среднегодовой стока может позволить получить количественные характеристики стока с континентов в отдельные эпохи прошлого на основе анализа мощности аллювия речных террас.

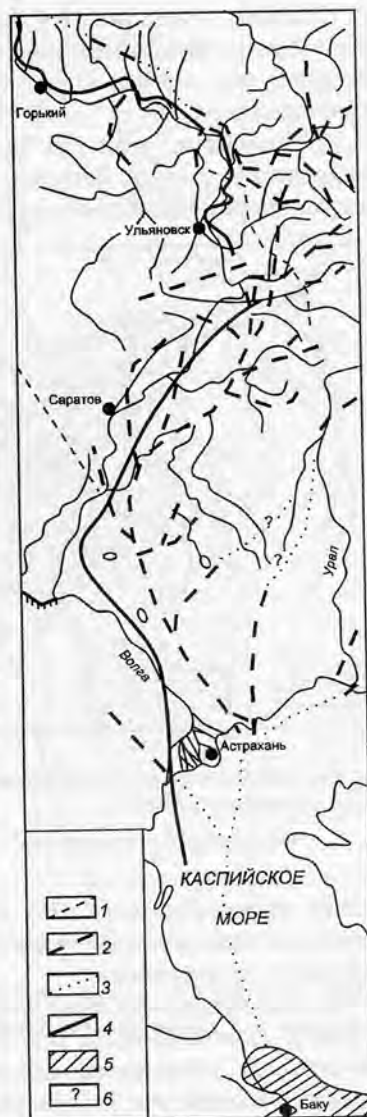


Рис.3.33. Древняя речная сеть Поволжья в различные этапы ее развития по Г.В.Обедиентовой [1975]

1 – ранневизейская; 2 – среднеплиоценовая; 3 – предполагаемая; 4 – раннечетвертичная; 5 – Балаханское озеро; 6 – Палео-Урал

Изменения в гидрографии, происходившие на Северо-Американском континенте [Лемке и др., 1968] к востоку от Скалистых гор на территории Монтаны, Северной и Южной Дакоты, можно видеть на примере изменения направления стока и конфигурации речной сети в доледниковое время, которые могли коренным образом отличаться от современных. Река Шайенн и все реки к северу от нее текли в сторону Канады и впадали в Гудзонов залив, а к югу от нее – в Мексиканский залив.

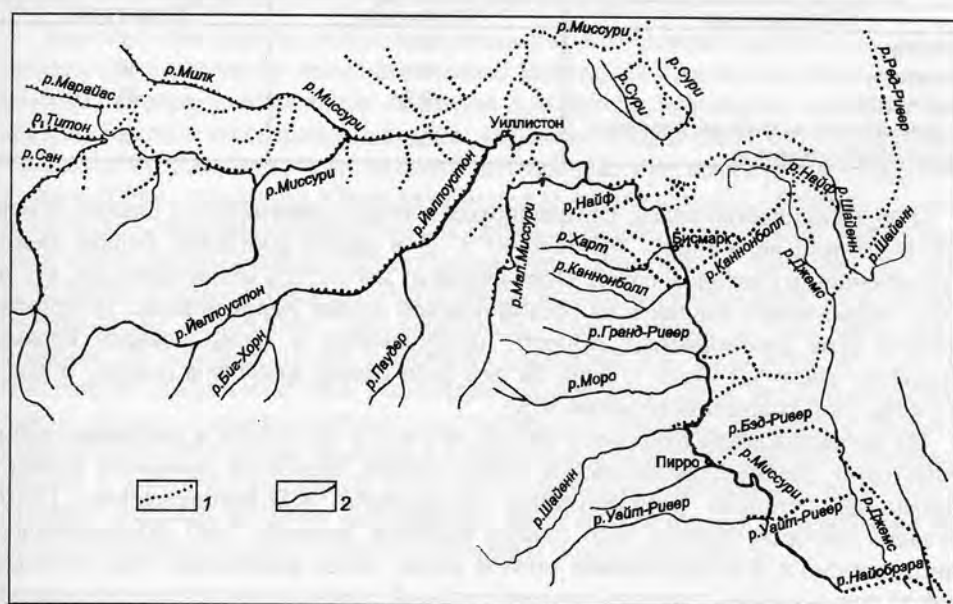


Рис.3.34. Схема развития речной сети в бассейне р. Миссури по Р.Лемке и др. [1968]

1 – доледниковая; 2 – современная

Предполагается, что древние реки Бэд-Ривер и Уайт-Ривер текли на север и впадали в древнюю реку Шайенн. Река Миссури в ее современном очертании еще не существовала (рис. 3.34).

3.7. Формирование состава вод гидросферы

Известно, что в современном Мировом океане содержание солей составляет в среднем 35 г в 1 кг воды. В их составе доминируют хлориды натрия, в меньшей степени сульфаты, он коренным образом отличается от состава речных вод (табл. 3.6).

Из приведенной таблицы следует, что соли в океан поступают не только с континентов, а из различных источников. Этими источниками являются:

глубокие недра Земли (продукты дегазации мантии), атмосферные осадки, растворение пород на морском дне и, наконец, материковый сток.

Наибольшее значение имеет поступление солей из земных недр и с материковым стоком. Расход солей осуществляется главным образом путем выпадения их в осадок и формирования осадочных пород [Холлвид, 1989].

Таблица 3.6. Содержание солей в морской и речной воде (% от всей массы солей)

Основные соли	Морская вода	Речная вода
Хлориды	88,7	5
Сульфаты	10,8	10
Карбонаты	0,3	60
Соединения азота, фосфора, кремния и органического вещества	0,2	25

Общее количество солей, содержащихся в водах современного океана, достигает огромной величины – $(47-56) \times 10^{15}$ т. И в целом достигнут баланс между поступлением и расходом солей. Отклонения от него столь незначительны, что не могут существенно повлиять на общий солевой состав морской воды. Например, годовой сток растворенных веществ, поступающих с материковыми водами, составляет всего 3,2 млрд. т. Если бы все соли океана выпали в осадок, образовался бы слой толщиной не менее 30 м.

На происхождение Мирового океана, его вод и их состава в настоящее время существуют две противоположные точки зрения. Наиболее принятой является концепция, детально разработанная академиком А.П.Виноградовым [1967], согласно которой водное тело океана является древним, оно формировалось одновременно с формированием земной коры, океан изначально был соленым. Другая точка зрения получила дополнительный стимул развития под воздействием теории глобальной тектоники литосферных плит. Согласно ей, Мировой океан – относительно молодое образование (возраст – мезозой), первоначально он был пресным и его засоление произошло главным образом под воздействием стока материковых вод и выноса растворенных веществ с суши. Более доказательной и обоснованной представляется первая точка зрения [Страхов, 1962; Валяшко, 1971; Шопф, 1982], она принята и излагается в настоящем разделе, так же, как и обосновывающая ее аргументация.

По известным расчетам В.М.Гольдшмита, на 1 кг морской воды приходится 0,6 кг разрушенных горных пород. При этом из них извлекается и переводится в океан 66% содержащегося натрия, 10% магния, 4% стронция, 2,5% калия, 1,9% лития и т.д. Соответствующие расчеты с учетом распространения указанных элементов в земной коре совпадают с количеством соответствующих катионов в современной морской воде. Вместе с тем количество основных анионов в воде океана во много раз выше, чем могло бы поступить вследствие извлечения из горных пород. Прежде всего это относится к хлору и бром, которых в современной морской воде соответственно в 200 и 50 раз больше, чем в 0,6 кг горных пород. Следует вывод, что хлор и бром поступали в океан в основном из продуктов дегазации мантии. Более детальные подсчеты и сравнительный анализ состава горных пород земной коры и солевого состава вод океана привели

А.П.Виноградова [1967] к однозначному выводу, что вся анионная часть солей океана возникла из продуктов дегазации вулканов, а катионная – вследствие разрушения горных пород. Из данного кардинального вывода вытекает следующее важное положение: поскольку количество солей в океане возрастало параллельно с увеличением количества воды, общая концентрация солей в водах океана на протяжении геологической истории Земли мало отличалась от современной, ибо ювенильная вода всегда сопровождалась растворимыми в ней летучими компонентами в тех же примерно соотношениях, что и сейчас.

Вместе с тем вполне вероятно допущение, что солевой состав вод океана в течение геологического времени менялся. Используя данные А.П.Виноградова о составе летучих компонентов вещества хондритов (основного составляющего мантии Земли) и о содержании воды в них, можно определить состав первичного ювенильного раствора, если принять допущение, что все летучие компоненты растворялись в этой воде. Сравнение этого раствора и вод современного океана показывает, что содержание хлора и брома осталось практически неизменным, содержание же остальных элементов заметно сократилось, особенно снизилось количество углерода [Валяшко, 1971]. Иными словами, в океанской воде остались неизменными количества тех элементов, для которых в условиях земной поверхности нет достаточно активных осадителей, т.е. хлор и бром (табл. 3.7), которые на протяжении всей геологической истории имели активную миграционную форму – одновалентных отрицательных анионов, дающих с главными катионными элементами прекрасно растворимые соединения и потому сохранившихся в растворе. С другой стороны, углерод на протяжении всей истории Мирового океана активно переводился из раствора в осадок, благодаря чему формировались мощные толщи карбонатных осадочных пород.

Таблица 3.7. Содержание легколетучих элементов в хондритах, участвующих в дегазации мантии, по А.П.Виноградову [1964], в первичном ювенильном растворе и воде современного океана по М.Г.Валяшко [1971]

Компонент	В хондритах, %	В первичном ювенильном растворе, г/100 г воды	В воде современного океана, г/100 г воды
Углерод	$4 \cdot 10^{-2}$	8	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Фтор	$2-8 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$
Хлор	$7 \cdot 10^{-3}$	1,4	1,9
Бром	$5 \cdot 10^{-5}$	10^{-2}	$7 \cdot 10^{-3}$
Йод	$4 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Бор	$4 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$
Азот	$2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-1}$	$5 \cdot 10^{-2}$

Другие элементы также имели ограничения для накопления в море: фтор образует труднорастворимые соединения с главными катионными элементами – кальцием и магнием; бор осаждается как этими элементами, так и железом и т.д. Малое количество азота в воде океана связано с появлением и развитием органической жизни, появлением окислительной атмосферы и перемещением в нее основной массы молекулярного азота, йод активно потребляется некоторыми морскими организмами.

Газы, выделяемые из современных вулканов, состоят преимущественно из водяного пара (не менее 75%), на втором месте углекислый газ (до 20%), далее следуют хлор (порядка 7%), метан (до 3%), аммиак, сера и другие компоненты. Из этих данных следует, что на ранних этапах геологического развития Земли на ее поверхность поступали пары воды, соединения углерода, метан, аммиак, сера и ее соединения, галогенные кислоты – HCl , HBr , HI ; борная кислота, водород и некоторые другие.

Первичная атмосфера отличалась, вероятно, небольшой толщиной, поэтому температура ее у земной поверхности была близка температуре лучистого равновесия, которая при современной отражательной способности (альбедо) Земли (примерно 0,3) равна $+15^\circ\text{C}$, т.е. практически тождественна современной [Монин, 1977]. Поэтому почти все количество водяного пара из вулканических газов конденсировалось, превращаясь в жидкую фазу и формируя гидросферу. Большая часть других вулканических газов растворялись в воде и переходила в океан, чем определялась длительная, устойчивая тонкость первичной атмосферы. В свою очередь, этим обеспечивалась устойчивость температурных условий земной поверхности и возможность существования жидкой, а в дальнейшем, возможно, и твердой фазы воды.

Приблизительные расчеты показывают, что основная масса вод гидросферы могла образоваться за счет дегазации земных недр. В расплавленном базальте при температуре 1000°C и давлении 5-10 тыс. атм. может содержаться 7-8 % воды, температуре столько же дегазируется из них при излиянии. В среднем количество водяного пара составляет 3% массы изверженного вещества. Эта цифра хорошо сходится с отношением современной гидросферы к массе земной коры – $1,46 \times 10^6$: $4,7 \times 10^7$, т.е. примерно 3,1% [Монин, 1977]. Конечно, следует иметь в виду, что часть воды поглощается породами земной коры, в частности, при серпентинизации мантийных оливинов.

Помимо выделения паров при извержении вулканов существуют иные механизмы поступления воды из мантии. Воды и газы образуются при остывании интрузивных тел внутри земной коры, а затем по трещинам изливаются в виде горячих источников на земную поверхность. Ювенильные растворы поднимаются по глубинным разломам из мантии в зонах срединно-океанических хребтов и в переходных зонах. Примером могут служить высокодебитные выходы глубинных вод или рассолов (с соленостью до 270‰ и температурой до $44-57^\circ\text{C}$) на дне современного океана. Они обнаружены, например, при подводном бурении в некоторых впадинах осевого рифта Красного моря [Богданов и др., 1978]. При этом толщина слоя воды с аномально высокой соленостью и температурой в этих впадинах составляла 200-300 м, что является показателем высокого дебита источников.

В целом историю формирования состава вод гидросферы, и в первую очередь Мирового океана, можно с известной долей условности подразделить на три главные стадии: первичный океан, переходный океан и океан, по всем своим параметрам близкий современному.

Первая стадия – соответствует азойскому (катархейскому) этапу геологического развития Земли и охватывает промежуток времени протяженностью по разным оценкам от 0,5 до 1,0 млрд. л. Формирование состава океанских вод

происходило исключительно за счет конденсации ювенильных вод. В них оставались легко растворимые летучие компоненты – HCl , HF , B , H_2S . Менее растворимые в воде летучие вещества – углекислый газ, аммиак, метан, водород удалялись из гидросферы, создавая газовую оболочку Земли. Воды первичного океана представляли собой более или менее крепкие растворы сильных кислот – HCl , HF и других, потому значения pH в них могли, по мнению Н.М.Страхова [1962], составлять 1-2. Кислотность первичного океана усугублялась высоким содержанием кремнекислоты. В гидросфере и атмосфере полностью отсутствовал свободный кислород, поэтому соединения серы были бескислородными, а воды океана бессульфатными. Однако уже в этом океане до возникновения органической жизни происходили процессы химического осаждения веществ – главным образом углерода и кремнезема, поскольку на земной поверхности в условиях резкого снижения температуры и давления растворимость углекислоты и кремнекислоты резко падает. Океанская вода была полностью лишена растворенных карбонатов, которые не могли существовать, пока в ней удерживались даже незначительные количества сильных кислот.

Относительно объема основного водного тела первичного океана нет единого мнения. Если следовать широко принятому мнению, что основная дегазация вещества мантии произошла достаточно быстро, в течение первых 1,0-1,5 млрд. лет геологической истории, то следует признать, что именно в это время была сформирована основная водная масса, а океан отличался довольно большими глубинами. Вместе с тем весьма широко распространены представления, согласно которым первичный океан был невелик по объему и характеризовался небольшими глубинами [Богданов и др., 1978]. Вот как характеризует обстановку того времени Н.М.Страхов [1962]: ландшафт земной поверхности был вулканический, плоские пространства между вулканами были покрыты тонкой пленкой первичного океана, среди которого вулканические конусы высились как небольшие острова или группы их.

Согласно данным А.Б.Ронова и других исследователей, катионный состав древнейшего океана резко отличался от современного: он был кальциево-натриевым или магниево-кальциево-натриевым (табл. 3.8).

Таблица 3.8. Содержание катионов (в %) в водах древнейшего и современного океанов

Характеристика		Mg^{++}	Ca^{++}	Na^+	K^+	Сумма
Вероятные соотношения катионов в воде древнейшего океана	Пересчет данных Э.Конвеля	13	23	47	17	100
	Данные А.Ронова	24	29	30	17	100
Соотношения катионов в воде современного океана (пересчет данных Э.Гольберга)		10,7	3,2	83,1	3,0	100

Повышенные содержания магния, кальция, калия в морских водах были следствием воздействия сильных кислот на силикатные породы океанского ложа, а также выветривания пород суши под действием углекислоты с образованием карбонатов K , Na , Ca , Mg , Fe , Mn . Поступая в кислую океанскую воду карбонаты вступали в реакцию со свободными кислотами и превращались в хлориды, а кислотность раствора при этом понижалась.

К концу азойского этапа кислые за счет сильных кислот океанские воды превращались в результате процессов нейтрализации в воды хлоридного типа, которые отличались от современных обилием хлоридов Al, Fe, Mn и полным отсутствием растворенных карбонатов [Страхов, 1962]. Иначе говоря, и по завершении нейтрализации сильных кислот воды еще оставались весьма кислыми (рН – 4-5), только носителем кислотности стали уже слабые кислоты – прежде всего уголекислота и другие.

Вторая (переходная) стадия – соответствует архейско-протерозойскому этапу геологического развития Земли. На этом этапе происходит зарождение и постепенное развитие жизни в океане. Тем не менее на значительной по протяженности части этой стадии (примерно до 2,2 млрд. л.н.) воды гидросферы и атмосфера были лишены свободного кислорода. Небольшие его количества могли образовываться в древней атмосфере в результате фотодиссоциации молекул водяного пара, т.е. их разложения под действием жесткой ультрафиолетовой солнечной радиации. При этом часть легкого водорода уходила из атмосферы, а более тяжелый кислород оставался. Однако количество его было невелико (не более одной тысячной современного содержания), и он весь уходил на окисление атмосферных газов – СО, аммиака, метана, сероводорода, а затем и на окисление основных и ультраосновных пород первичной земной коры. Окисление аммиака до молекул азота способствовало обогащению им атмосферы, а окись углерода окислялась до двуокиси углерода. Образовавшаяся при этом уголекислота поступала в морскую воду, постепенно способствуя превращению ее из хлоридной в хлоридно-карбонатную.

Свидетельствами отсутствия свободного кислорода в архейском и частично протерозойском океане являются особенности пород соответствующего возраста: присутствие легко окисляемых, но не окисленных, обломочных уранита и пирита; высокое отношение закисного железа к окисному (железистые руды катаархея и архея представлены в основном магнетитом); высокое отношение марганца к железу. Последнее обстоятельство связано с тем, что в восстановительной среде железо и марганец обладают общими геохимическими свойствами – они легко подвижны и мигрируют вместе; в окислительной среде их геохимическая подвижность различна: железо переходит в окисную форму и выпадает в осадок, марганец сохраняет подвижность дольше.

В связи с практическим отсутствием свободного кислорода не существовал также озоновый экран и тонкая первичная атмосфера пропускала жесткое солнечное излучение к поверхности суши и океана. Под его воздействием в океане образовывались сложные молекулы и молекулярные соединения – органические вещества (вплоть до аминокислот), а затем возникли и простейшие организмы под защитным слоем воды, который при толщине 10 м мог предохранять их от воздействия ультрафиолетового излучения Солнца [Монин, 1977]. С появлением первых простейших организмов – примитивных одноклеточных сине-зеленых водорослей – начинается фотосинтез органических веществ из уголекислоты и воды с выделением определенных количеств свободного кислорода.

Эти водоросли, наряду с фотосинтезирующими нитчатыми бактериями, являлись единственными продуцентами докембрийских строматолитов – осадочных

пород карбонатного состава, формировавшихся в условиях восстановительной среды и в присутствии сульфидов.

В свете вышесказанного, обнаружение полосчатых железистых кварцитов в западной Гренландии с возрастом 3,8 млрд. л. (формация Исуа) также позволяет предполагать наличие локальных источников кислорода уже в это время [Шопф, 1982]. До этого совсем бескислородный океан при рН не более 6,5 мог содержать значительные количества железа и бикарбонат-иона, что благоприятствовало полимеризации кремнезема, особенно при рН от 6,5 до 7,0. При поступлении некоторых количеств кислорода кремнезем и железо, переходя в окисную форму, осаждались. Появление свободного кислорода, как уже сказано, отмечается 2,2 млрд. л.н. Этим временем датируются самые древние красноцветные породы кор выветривания, залегающие на доломитах и биогенных известняках с возрастом 2,4-2,5 млрд. л. (согласно данным свинцового метода).

В связи с появлением свободного кислорода начинается окисление серы и сероводорода, в водах океана появляется сульфат-ион, в результате чего состав их становится хлоридно-карбонатно-сульфатным. Первые сульфатные породы, обнаруженные в Канаде, имеют возраст около 1 млрд. л. Ярким свидетельством перехода от восстановительных условий к окислительным в атмосфере и океане является массовое накопление в раннем протерозое огромных толщ джеспилитов — полосчатых железистых кварцитов, многие из которых имеют возраст от 1,9 до 2,2 млрд. л. Их образование связывается с переходом закиси железа в окисные формы и массовым выпадением в связи с этим гидратов окиси железа из водной среды в осадок в комплексе с окисью кремнезема и органическим веществом.

Считается, что количество свободного кислорода в атмосфере в одну тысячную долю его современного содержания (точка Юри) было достигнуто около 1,2 млрд. л.н., т.е. в среднем рифее. С этого времени на суше начинают активно формироваться мощные кислые выщелоченные коры выветривания, обогащенные гидроокислами железа и окрашенные в красные и бурые цвета. Поскольку органический материал на суше в то время отсутствовал, в захороненных корах выветривания железо сохраняло свою окисную форму.

По мере выветривания силикатных пород и поступления продуктов их разложения в океанские воды рН их возрастал и постепенно произошел переход к современным значениям в океане: 7,5–8,5. Увеличению значения рН способствовало также растворение в воде аммиака атмосферы. С достижением значений рН выше 7,5 в океане начали активно осажаться карбонаты. Наряду с карбонатным равновесием, буферными свойствами обладает алюмосиликатное равновесие. По-видимому, карбонатное равновесие эффективно контролировало рН, как и в настоящее время, циклами примерно в одну тысячу лет; алюмосиликатное равновесие, обладая такими же или даже большими буферными свойствами, действовало в течение значительно более длительных промежутков времени [Шопф, 1982]. Поэтому состав и рН океанов могли находиться в длительном устойчивом равновесии между твердыми и растворенными веществами, поступающими с суши, и твердыми и жидкими фазами, выводимыми из морской воды в процессе седиментации на дно.

Согласно А.П.Виноградову [1967], океан является тем буфером, который регулировал содержание углекислого газа в атмосфере, поглощая и переводя в

осадочные породы те его избыточные количества, которые поступали в воздушную среду при активизации вулканической деятельности. Проявление этого эффекта возможно и в настоящее время в связи с все увеличивающимся техногенным поступлением углекислого газа в атмосферу. Вместе с тем, согласно Р.В.Фейрбриджу, в истории океана чередовались периоды с высоким и низким щелочным резервом. Например, по его мнению, в среднем и позднем протерозое значения рН морской воды могли падать до 4-5, приводя к уменьшению карбонатообразования, и в то же время возрастали до современных значений в венде, а затем в палеозое и мезозое, когда были сформированы мощные толщи карбонатных пород биогенного происхождения.

В течение ранних этапов геологической истории существенно менялся изотопный состав вод гидросферы. Для катархея и архея – времени первичного взаимодействия морской воды и основных изверженных пород, характерны были очень низкие содержания ^{18}O . Впоследствии, по мере наращивания земной коры и появления гранитного слоя, количество тяжелого изотопа кислорода в морской воде увеличивалось. Отмечаемые нередко колебания в его содержании многими увязываются с колебаниями температуры вод океана. Кремни с возрастом около 3,2 млрд. л. характеризуются, например, такими количествами ^{18}O , которые могли явиться результатом их отложения в состоянии равновесия с морской водой при температуре около 90°C , а породы с возрастом 1,3 млрд. л. могли формироваться при температуре около 50°C [Шопф, 1982]. Вероятнее всего, низкие содержания тяжелого изотопа кислорода в архее (ниже значений, характерных для пресной воды) отражают первичный привнос вод из верхней мантии в сочетании с их повышенной температурой.

Относительно состава поверхностных и подземных вод суши в докембрийский этап развития Земли сказать что-либо определенное трудно. Исходя из возможного состава атмосферы, допустимо предположить, что эти воды были обогащены растворенными в них газами и отличались на первой стадии, как и океанские, повсеместно кислой реакцией, которая впоследствии в некоторых водоемах и водоносных горизонтах сменилась нейтральной, а затем слабощелочной; до 2,2 млрд. л.н. они были лишены свободного кислорода. Позднее широкое развитие получили процессы образования красноцветных кор выветривания, следовательно, подземные воды содержали свободный кислород.

Наличие в атмосфере и гидросфере даже небольших количеств свободного кислорода определило возможность появления вначале в океане животных организмов, его потребляющих. Наиболее древние их остатки (трубочки червей) обнаружены в породах среднего протерозоя. В породах венда зафиксированы уже остатки не менее 20 родов морских животных, преимущественно кишечно-полостных (медуз) и членистоногих.

Третья стадия – отвечает фанерозойскому этапу геологического развития Земли. Для ее начала характерно достижение второго важного рубежа с точки зрения наличия свободного кислорода в атмосфере, равного одной сотой его современного содержания – т.н. "точки Пастера", которая была преодолена около 600 млн. л.н., в конце венда, практически на его рубеже с палеозоем. При этом количестве свободного кислорода организмы переходят от использования энергии анаэробного брожения к более эффективному (в 30-50 раз) окислению

при дыхании. Именно этим обстоятельством обусловлен эволюционный взрыв в начале фанерозоя, когда массовое распространение получили практически все типы морских животных за исключением хордовых. Около 400 млн. л.н. содержание свободного кислорода достигло 10% от современного уровня, что обеспечило возникновение в атмосфере озонового экрана и возможность проникновения жизни на сушу. Затем в течение всего нескольких десятков миллионов лет наземная растительность получила бурное развитие, и благодаря фотосинтезу был достигнут современный уровень кислорода в атмосфере. Сейчас его годовая продукция составляет 100-150 млрд. т, она распределена между атмосферой и океаном примерно одинаково, общее его содержание в атмосфере порядка 10×3 трлн. т [Монин, 1977]. При существующем темпе продуцирования весь кислород атмосферы может быть воссоздан примерно за 10 тыс. л., однако он практически весь уходит на дыхание животных и окисление органических остатков, вулканических газов и разрушающихся пород.

Судя по составу соляных отложений и захороненных (маточных) рассолов морского происхождения, сформированных в солеродных бассейнах геологического прошлого Земли, уже в кембрии состав океанской воды был таким же, как теперь [Валяшко, 1971]. Иными словами, окончательная стабилизация современного солевого состава вод Мирового океана произошла между 1,5 и 0,5 млрд. л.н. И с этого времени на Земле не было факторов, которые могли бы сколько-нибудь существенно изменить состав основной водной массы океана.

Вместе с тем, согласно Ю.П.Казанскому [1976], современный солевой состав воды океана, включая отношения между анионами и катионами, приобрел современный характер в пермском периоде около 250 млн. л.н. Он пришел к этому выводу на основе анализа литературных данных, посвященных составу жидких и газовых включений в минералах, остаткам организмов, возрастному распределению различных типов осадочных пород, содержащих захороненную морскую воду, а также косвенным данным – источники морского осадочного материала, эксперименты по синтезу минералов, физико-химические и термодинамические расчеты. Еще более позднее время установления современного соотношения катионно-анионного состава вод океана определяет А.Б.Ронов [1980] – конец палеозоя–начало мезозоя.

В свете различий в оценке времени установления современного солевого состава вод океана важное значение имеют данные по ископаемой морской фауне. На основе ее анализа один из виднейших палеозоологов – Л.А.Зенкевич, пришел к определенному выводу, что понижение солености океанских вод всего на 10% (3,5 г на кг раствора) привело бы к экологической катастрофе, в результате которой из состав фауны должны были бы исчезнуть многие группы организмов целиком или частично [Богданов и др., 1978]. Анализ видового состава и экологического разнообразия древней фауны свидетельствует, что она была уже типично океанской к началу фанерозоя, она не могла существовать в небольших эпиконтинентальных водоемах. Разнообразные виды морских организмов образуют единое "дерево жизни", которое своими корнями уходит значительно глубже палеозоя. Выпадение хотя бы одного звена из стройной эволюционной системы нарушило бы все установившиеся связи, привело к гибели "эволюционного дерева". Отсюда делается вывод, что в течение фанерозоя соленость океанских вод

не могла меняться более чем на 1-3‰, а также об отсутствии резких изменений объема водной массы океана.

Тем не менее масштабные изменения солёности вод океана предполагаются, например, в связи с пермским солёнакоплением. Отложения этого возраста содержат количество соли, эквивалентное 10% всех солей современного Мирового океана. Предполагается, что солёность вод в отдельных регионах и в определённые этапы могла в это время достигать 41‰ [Шопф, 1982]. Высокие темпы солёнакопления известны в конце миоцена (мессинский кризис). Предполагаемое катастрофически быстрое возникновение и исчезновение в плейстоцене многократных ледниковых покровов и изъятие влаги из океана на их постройку также способно было изменить общую солёность океанских вод на 1,0-1,5‰. Если учесть допускаемые сверхвысокие скорости деградации ледников (до 5 тыс. л.), то изменения солёности в приповерхностных слоях океана достигли бы больших масштабов и вызвали грандиозные экологические катастрофы, причем повторяющиеся примерно через каждые 100 тыс. л. в течение последних 1-2 млн. л.

Вполне достоверные данные по неизменности состава океанских вод в мезозое (в последние 100-150 млн. л.) получены в результате глубоководного бурения [Геология океана, 1980]. Так, исследования иловых вод, захороненных в осадках открытого океана мезозойско-кайнозойского возраста, позволили О.В.Шипкиной выявить неизменность содержания по разрезу хлора и общей минерализации. Отмечаемые изменения состава катионов вызваны процессами аутигенного минералообразования. Вместе с тем, существенные отклонения состава иловых вод от наддонных установлены во внутриконтинентальных и окраинных морях, что, как полагает автор, объясняется активными процессами диагенеза, которые изменяют основной комплекс иловых вод, но не свидетельствуют о существенном изменении солёности вод Мирового океана.

Важное значение в фанерозойской истории океанской воды играли определённые изменения в содержании свободного кислорода и углекислоты. Возрастающее содержание свободного кислорода в атмосфере и океане не является простым следствием увеличения интенсивности фотосинтеза, т.к. на каждый моль кислорода, генерируемого при фотосинтезе, приходится моль также генерируемого органического углерода, который должен окисляться после отмирания. Накопление свободного кислорода является результатом захоронения органического углерода в основном в морских осадках. Таким образом, количество свободного кислорода – сумма ежегодной минимальной разницы между его продукцией и утилизацией [Шопф, 1982]. Содержание кислорода в атмосфере поддерживается на определенном уровне в результате действия механизма отрицательной обратной связи: при увеличении концентрации кислорода возрастает количество окисляемого материала, что понижает его концентрацию; при уменьшении содержания кислорода в атмосфере снижается количество окисляемого материала и одновременно накапливается углерод в осадочных горных породах, что приводит к увеличению концентрации кислорода в атмосфере. Изменения концентрации кислорода, кроме вышеописанного процесса, в меньшей степени контролируется следующими циклами: сульфиды – сульфаты; пирит – окислы железа; органический углерод – карбонаты; органический фосфор – фосфаты; органический азот – нитраты.

Важным компонентом захороненного в донных осадках углерода является морской ископаемый фитопланктон. Поскольку в океане углерод находится в избытке, продукция кислорода ограничена уровнем, при котором фосфор и азот не окисляются целиком и доступны для развития фитопланктона. Предел же развития фитопланктона контролируется содержанием в водах фосфора, который отличается ограниченной растворимостью и формирует верхний предел развития фитопланктона. Таким образом, с того момента, когда было достигнуто насыщение морской воды фосфором, концентрация кислорода в атмосфере и гидросфере сохранялась на современном уровне, а вариации его содержания были обусловлены количеством захороненного углерода [Шопф, 1982].

Считается, что вышеописанный тонкий баланс кислорода является убедительным свидетельством взаимобмена углерода между атмосферой, биосферой и океаном, сходного с современным, на протяжении большей части последних 600 млн. л. Это подтверждается также общими характеристиками растений и животных, которые близки современным их потомкам по важнейшим морфологическим, физиологическим и химическим параметрам. Например, химический состав растворов в наземных и морских видах организмов сходен с составом морской воды, т.е. наземные виды сохранили следы своего более раннего морского происхождения.

Состав подземных вод суши в породах палеозойского и мезозойского возраста морского происхождения нередко коренным образом отличается от состава современных морских вод. Так, в составе подземных артезианских вод Восточной Сибири с удревнением возраста пород закономерно возрастает содержание хлоридов кальция, а рассолы в кембрийских породах на 80-83% состоят из этой соли [Посохов, 1969]. Существенно меняется также соотношение катионов и анионов. Например, в водах Донецкого артезианского бассейна отношение Na к Cl по средневзвешенным данным уменьшается от молодых пород к древним: для триасовых пород оно составляет 0,86; пермских – 0,83; каменноугольных – 0,76 и девонских – 0,56. Кроме того, с глубиной возрастает преобладание кальция над магнием. Подобные примеры многочисленны, при этом минерализация хлоридно-кальциевых рассолов нередко превосходит 350 г/кг и максимально достигает 500-600 г/кг [Алекин, 1970].

Существует два подхода к объяснению резких различий состава захороненных вод в древних породах и современном океане. Подавляющее большинство исследователей, исходя из представлений В.И.Вернадского, А.П.Виноградова, Н.М.Страхова о постоянстве химического состава вод океана, по крайней мере в фанерозое, объясняют коренные отличия от них в составе погребенных рассолов процессами метаморфизации захороненных вод: чем рассол древнее, тем он метаморфизован больше и больше отличается от исходной морской (или континентальной) воды. Наряду с этими существуют представления, согласно которым коренным образом менялся химический состав древних морей, а подземные воды различной минерализации – наследие древних водоемов и отражает состав их вод [Посохов, 1969]. В наибольшей степени, вероятно, менялся состав вод внутриконтинентальных и окраинных водоемов, располагавшихся в зонах, где происходили циклические смены гумидного и аридного климата.

В фанерозое направленно менялся изотопный состав кислорода вод гидросферы. В кремнистых и карбонатных породах с омоложением их возраста закономерно уменьшается содержание тяжелого изотопа кислорода ^{18}O . Это может быть связано с понижением температур океана или изотопного обмена (перемешивания) с пресной водой, обогащенной ^{16}O [Шопф, 1982]. В то же время, изучение изотопного состава кембрийских и докембрийских сланцев морского происхождения позволило сделать вывод, что изотопный состав океана оставался постоянным по крайней мере с протерозоя [Ферронский, Поляков, 1983]. Аналогичные выводы сделаны при анализе изотопного состава углерода и кислорода докембрийских известняков и доломитов Африки, Канады, Европы. Указанные авторы приходят также к выводу, что при смене ледниковых и неледниковых эпох концентрация дейтерия в океане менялась не более чем на 10‰, а ^{18}O всего на 1‰.

В кайнозойской эре, начиная примерно с 40 млн. л.н., происходило формирование своеобразной составной части гидросферы – ледников. Их химический состав зависит от типа климата, в котором они формировались [Гляциологический словарь, 1984]. В ледниках морских климатов, где интенсивность аккумуляции льда высокая, минерализация его составляет 1–20 мг/л, а в ледниках континентальных климатов, где интенсивность аккумуляции минимальная, возрастает до 20–150 мг/л. В полярных ледниках она очень низкая – 0,1–0,5 мг/л. Солевой состав ледников формируется под влиянием влаги, приносимой с поверхности океанов и континентов. Ионы морского происхождения: Cl, Na, K, Mg и сульфат-ион; континентального: Fe, Al, Ca, Mn. Кроме того, во льду присутствуют многие микроэлементы, а также газы, захваченные в процессе льдообразования. Если этот процесс осуществлялся путем рекристаллизации сухого снега, в 1 кг льда содержится до 100 см³ газа, если за счет замерзания воды, насыщенной атмосферным воздухом, содержание газов уменьшается до 30 см³ в 1 кг льда и менее. Среди газов в порядке их растворимости отмечают: углекислый газ, аргон, кислород, азот и другие.

В толщах ледников заметно меняется состав стабильных изотопов. Результаты изотопных исследований позволяют с известной долей условности датировать возраст льда, определять скорости его движения и питания, а также палеотемпературные условия льдообразования. Особое значение при этом придается соотношениям тяжелого и легкого изотопов кислорода. Кроме того, в ледниковом льду присутствуют естественные радиоактивные изотопы, а в верхних частях разрезов – искусственные радиоактивные изотопы, связанные с термоядерными взрывами.

Еще одной своеобразной разновидностью гидросферы являются подземные льды. Они имеют, как правило, очень низкую соленость: десятки, первые сотни мг на 1 кг раствора, но иногда в толщах морских отложений она возрастает до нескольких г на 1 кг раствора. При замерзании морской воды растворенные в ней соли выталкиваются в пространство между кристаллами льда, создавая солевые пленки, и присутствуют во льду в виде механических примесей. В зависимости от их количества по степени солености выделяют четыре градации льда: пресные (до 1 г/л); солоноватые (1–10 г/л); соленые (10–50 г/л) и рассолы (свыше 50 г/л).

Глава 4

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В РАЗВИТИИ ГИДРОСФЕРЫ

Криосфера – сфера льда и холода – одна из внешних природных оболочек, которая наряду с литосферой, атмосферой, гидросферой и биосферой определяет специфику Земли как планеты.

Структура криосферы Земли наглядно иллюстрирует ее планетарный, глобальный характер (табл. 4.1).

Выделение криосферы в качестве самостоятельной, целостной природной оболочки Земли утвердилось в научной литературе относительно недавно, всего 20–25 л.н., хотя научные представления об особой ледяной оболочке Земли высказывались давно, начиная с М.В.Ломоносова.

Термин "криосфера" предложил польский ученый А.Добровольский в 20-х годах XX в.

В пределах криосферы основная масса льда сосредоточена в ледниках и криолитосфере (подземные льды), которые по сравнению с другими видами льдов отличаются наибольшим временем существования, со измеримым с геологическими масштабами. Это определяет особое положение ледников и криолитосферы, как основных естественно-исторических образований криосферы, их роль в эволюции Земли и геоэкологическую функцию в настоящее время.

Таблица 4.1. Распространение на Земле природных льдов
по В.М.Котлякову [1994] с уточнениями автора

Вид льда	Масса, м	Площадь млн. км ²	Среднее время жизни, годы	Доля площади
Ледники и ледниковые покровы	$\sim 3 \cdot 10^{16}$	16	10 000	11% суши
Подземные льды	$5 \cdot 10^{14}$	32	>15 000	22% суши
Морские льды	$4 \cdot 10^{13}$	26	1,5	7% суши
Снежный покров	$1 \cdot 10^{13}$	72	0,35–0,52	14% суши
Айсберги	$8 \cdot 10^{12}$	63	~ 3	19% суши
Атмосферные льды	$2 \cdot 10^{12}$	510	$4 \cdot 10^{-3}$	100% суши

Из фундаментальной идеи В.И.Вернадского [1942] о геологической вечности области охлаждения Земли, охватывающей биосферу, следует, что геологически вечной является и криосфера. В течение истории Земли, по крайней мере с момента возникновения гидросферы, всегда на Земле существовал лед – если не на

поверхности, то по крайней мере в тропосфере. Более того, наличие области охлаждения и внутри нее криосферы явилось важнейшей предпосылкой становления своеобразной структуры и состава внешних оболочек Земли – гидросферы, атмосферы и биосферы. Например, криосфера Земли играла роль экрана, удерживавшего летучие компоненты (H_2O , CO_2) при дегазации первичного планетного вещества, что явилось важным фактором возникновения и формирования гидросферы. В этом смысле по отношению к основным четырем природным оболочкам Земли – литосфере, гидросфере и биосфере – криосфера играет роль своеобразной "надоболочки".

Сейчас хорошо известно, что в истории Земли циклически повторялись расширения области охлаждения, пульсации криосферы и ледниковые периоды, отражавшие усложнение климатической зональности и игравшие огромную роль в развитии биосферы.

Особенно много исследований в этом плане относится к последнему геологическому отрезку истории Земли – ледниковому периоду, когда глобальная роль льда в развитии природы Земли выявляется особенно ярко.

Но равным образом это положение можно отнести к ледниковым и межледниковым обстановкам, которые господствовали в ледниковые периоды докембрия, нижнего и верхнего палеозоя. Согласно идее Г.Ф.Лунгерсгаузена [1947], в послекембрийской истории Земли экспансии криосферы, выражавшиеся в материковых оледенениях, периодически повторялись приблизительно через 150 млн. л. Другие авторы приводят данные о цикличности оледенений с интервалом примерно в 300 млн. л. Вероятно можно говорить о разнопорядковой цикличности экспансий криосферы. Достаточно уверенно выделяются крупные эпохи материковых оледенений: среднепротерозойская, верхнепротерозойская, нижнепалеозойская (ордовик–силур), верхнепалеозойская (карбон–пермь) и кайнозойская.

Концепция цикличности расширений криосферы Земли является в настоящее время достаточно общепринятой, хотя природа цикличности ледниковых событий объясняется с разных позиций. Широко известна, например, точка зрения, согласно которой каждая ледниковая эпоха совпадает со временем, когда значительно активизируются движения земной коры, происходят процессы складчатости и горообразования.

4.1. Две модели развития криогенных зон Земли

Цикличность – это только одна из особенностей проявления криосферы и ее естественно-исторических форм. Не менее важна также и другая сторона развития криосферы – направленность. Имеется в виду самая общая постановка проблемы – существовала ли вообще какая-либо направленность динамики криосферы и изменение во времени ее структурных частей в масштабе всей истории Земли.

Эта проблема, насколько известно, вообще в литературе не рассматривалась, даже в виде самых общих соображений. Между тем ясно, насколько важно

решение именно этой проблемы для исследования кардинальных процессов, определяющих изменение природной среды Земли.

Существует довольно обширная литература, касающаяся в той или иной мере оценок изменения термобарических параметров внешних геосфер Земли. Из анализа всей совокупности представлений об этих изменениях вытекают две модели развития криосферы Земли.

Согласно первой, Земля на протяжении своей истории пережила длительную фазу докембрийского глобального "ледникового периода" и четыре последующих фазы, ограниченных по площади оледенений [Орленок, 1989]. С момента образования планеты и до кембрия (580 млн. л.н.) на Земле господствовал суровый холодный сухой и резкоконтинентальный климат. Преобладание суши над морем и вследствие этого дефицит влаги явились причиной широкого развития подземного оледенения – вечной мерзлоты. Ледники имели ограниченное распространение, поскольку условия для их возникновения имели место лишь по периферии немногочисленных мелководных морей. Об этом свидетельствуют обнаруженные на разных континентах древнейшие протерозойские ледниковые отложения.

Причинами общепланетарной фазы преимущественно подземного оледенения явились преобладание суши над морем и меньшая, по сравнению с современной, величина солнечной постоянной. Последнее связано с эволюцией светимости Солнца, которое прошло стадию красного спектрального класса ($t=35000^{\circ}\text{C}$), затем оранжевого спектрального класса ($t=50000^{\circ}\text{C}$) и, наконец, достигло современного желтого спектрального класса ($t=60000^{\circ}\text{C}$). Меньшая, по сравнению с современностью, активность Солнца могла наблюдаться вплоть до карбона. Поэтому предполагается, что с повышением температуры Солнца менялись климатические условия на Земле. В сочетании с постепенным накоплением воды на земной поверхности это явилось причиной наступления качественно нового этапа (фанерозойского) в развитии криосферы Земли – чередований ледниковых периодов (начиная с нижнепалеозойского) и периодов глобальных потеплений.

Этой концепции противостоят довольно многочисленные данные измерений палеотемператур из кремнистых и карбонатных пород докембрия и нижнего палеозоя из разных частей света (табл. 4.2).

Таблица 4.2. Схема изменения термодинамических параметров на поверхности Земли по Ю. П. Казанскому [1990]

Возраст, млрд. лет	$T_{\text{ср.}}$, $^{\circ}\text{C}$	P , атм	Возможный состав газов атмосферы
0,5–0,6	25–35	3,0	N_2 , O_2 , Ar , CO_2
1,0	30–35	3–4	Пары H_2O
2,0	40–50	5–8	
3,0	65–70	10–12	CO_2 , N_2 , H_2S , NH_3 , Ar , $\text{O}_2(?)$, метан (?), кислые газы (?), пары H_2O

Как видно, на протяжении докембрия и нижнего палеозоя за период более 3 млрд. л. наблюдается четкая тенденция к понижению среднегодовой температуры поверхности Земли от 70° до 30°C .

Полученные значения средних температур поверхности Земли исключают в этот период сколько-либо существенное проявление оледенений в любой из известных форм (наземное, подземное, морское), кроме атмосферных льдов.

Если принять во внимание довольно высокие значения атмосферного давления (для интервала, близкого по времени 3,8–4,0 млрд. л., соответствующего появлению биосферы, палеодавления атмосферы достигли 15 атм), то на некоторой глубине от поверхности, в земной коре того времени, могла существовать зона гидратообразования (смотри ниже).

4.2. Методы исследования

Результат изучения проблемы подобного масштаба непосредственно зависит от объективности выбора параметров природной среды Земли, эволюция которых прямо определяет развитие криосферы и ее структурных частей на протяжении всей геологической истории.

В настоящее время накоплен огромный материал по глобальной эволюции земной коры, океанов, атмосферы Земли. В задачу предлагаемой работы входит интерпретация новейших данных с точки зрения эволюции криосферы.

Из всего колоссального объема информации были определены следующие параметры: изменение соотношений континентальной (материковой) и океанической коры в различные геологические эпохи; соотношение площадей континентов и океанов в те же отрезки времени; площади морской и континентальной седиментации; динамика средней мощности материковой коры и соответственно средняя высота континентов; динамика некоторых типов континентальной седиментации, например, грубообломочных накоплений, отражающих морфологические особенности макрорельефа континентов. Перечисленные параметры являются косвенными индикаторами присутствия криосферы. Прямыми показателями являются: изменение средней глобальной температуры Земли в различные геологические эпохи; объемы и площади развития ледниковых и перигляциальных отложений среди основных типов осадочной толщи от протерозоя до плейстоцена: в среднем по планете, по отдельным структурным элементам земной коры и по отдельным материкам.

Прежде чем приступить к изложению полученных результатов и интерпретации перечисленных выше параметров природной среды Земли с точки зрения эволюции криосферы, необходимо сделать несколько замечаний.

Наиболее привлекательным было бы, на первый взгляд, использовать данные по изменению глобальной температуры Земли в различные геологические эпохи. Генерализованные среднеглобальные температурные кривые опубликованы в ряде работ по палеоклиматологии. Однако необходимо отметить, что величина максимумов и минимумов на этих кривых имеет относительный характер и сами кривые являются результатом интерпретации собственно геологических данных. Приоритет, безусловно, необходимо отдать данным по распространению ледниковых и перигляциальных отложений в различные ледниковые эпохи на

различных континентах, начиная от самых ранних этапов развития Земли до кайнозоя.

4.3. Результаты исследования и их обсуждение

Для выявления степени развития криогенных процессов наиболее важны результаты количественного анализа соотношения важнейших групп формаций континентов для различных эпох и периодов фанерозоя и протерозоя. В таблице 4.3 представлены данные по относительной распространенности ледниковых формаций для различных эпох оледенения.

Таблица 4.3. Распространенность ледниковых обломочных формаций в различные эпохи оледенений Земли

Эпохи оледенений	Распространенность ледниковых формаций, %
кайнозойская	37
пермо-карбоновая	13
ордовик-силурийская	0,3
верхнепротерозойская	0,2
среднепротерозойская	?

Для составления таблицы были использованы исходные материалы (табл. 4.4–4.8) по объему, массе, площадям распространения важнейших групп фанерозойских и протерозойских формаций в пределах различных тектонических структур и материков в целом, содержащиеся в работах А.Н.Балуховского и К.Б.Сеславинского [1980], А.Б.Ронова [1980], Е.В.Хаина [1971]. Для кайнозойской эпохи оледенений цифры были получены на основе исследований К.К.Маркова, И.А.Суетовой [Марков, 1960; Марков и др., 1968; Суетова, 1968].

По данным таблицы 4.3 четко прослеживается тенденция увеличения роли ледниковых обломочных формаций в общем спектре осадочных толщ от самых ранних ледниковых эпох до самой поздней – кайнозойской. Если основываться на этих данных, то можно сделать вывод, что каждая последующая эпоха оставляла более глубокий геологический след в литосфере по сравнению с предыдущей, т.е. была более мощной. В этот ряд не входит среднепротерозойская ледниковая эпоха, по которой имеются крайне ограниченные данные. Возникает ряд вопросов и сомнений, касающихся исходных данных, по которым составлена обобщающая таблица 4.3.

Во-первых, не является ли столь ярко выраженная тенденция результатом эффекта потери информации по мере продвижения вглубь геологических эпох? Причиной такой потери могут служить неоднократные эпохи эрозии и денудации, охватывающие обширные территории не только орогенных областей, но и платформы в этапы тектонической активности. Это сомнение вряд ли существенно, поскольку размыв и уничтожение ранее сформированных осадочных толщ в последующие этапы оживления денудации происходили не выборочно, и скорее всего, действовали в одинаковой степени на разные типы осадочных фор

Таблица 4.4. Объём, масса и распространённость фанерозойских формаций по данным А.Б. Ронова, В.Е. Хаина и других

Материк или группа материков	Геотектонические зоны	Общий объём отложений, 10^6 км^3	Масса отложений, 10^{23} г	Распространённость формаций, % от общего объёма отложений	
				Обломочные	
				Континентальные (включая молассы)	Угленосные
Евразия	Платформы	86,0	2,16	30,1	4,6
	Геосинклинали	272,8	6,97	6,4	1,7
	В целом	358,8	9,13	12,1	2,4
Северная Америка	Платформы	22,5	0,56	13,2	4,4
	Геосинклинали	99,7	2,58	7,8	4,1
	В целом	122,2	3,14	8,9	4,2
Лавразия	Платформы	108,5	2,72	26,6	4,6
	Геосинклинали	372,5	9,55	6,8	2,4
	В целом	481,0	12,27	11,3	2,9
Южная Америка	Платформы	18,0	0,45	41,3	1,5
	Геосинклинали	52,0	1,33	21,5	1,1
	В целом	70,0	1,78	26,7	1,2
Африка	Платформы	44,3	1,12	45,1	1,6
	Геосинклинали	9,1	0,24	20,4	4,0
	В целом	53,4	1,36	40,8	1,9
Австралия	Платформы	11,2	0,28	25,9	6,0
	Геосинклинали	23,7	0,61	11,0	2,8
	В целом	34,9	0,89	15,7	3,9
Гондвана	Платформы	73,5	1,85	41,2	2,2
	Геосинклинали	84,8	2,18	18,4	1,9
	В целом	158,3	4,03	29,0	2,0
Совокупность континентов*	Платформы	182,0	4,57	32,4	3,6
	Геосинклинали	457,3	11,73	9,0	2,3
	В целом	639,3	16,30	15,7	2,7

* Из рассмотрения исключена Антарктида

Таблица 4.5. Объём, масса и распространённость формаций в осадочной оболочке материков (фанерозой и верхний протерозой)*

по А.Б. Ронову, В.Е. Хаину, А.Н. Балуховскому и К.Б. Сеславинскому с дополнениями

Материк или группа материков	Геотектонические зоны	Общий объём отложений, 10^6 км^3	Масса отложений, 10^{23} г	Распространённость формаций, % от общего объёма отложений	
				Обломочные	
				Континентальные	Угленосные
Евразия	Платформы	106,7	2,63	24,7	3,7
	Геосинклинали**	308,5	7,75	5,7	1,5
	В целом	415,2	10,38	10,6	2,1
Северная Америка	Платформы	29,7	0,73	13,0	3,4
	Геосинклинали**	109,0	2,78	7,3	3,8
	В целом	138,7	3,51	8,5	3,7
Лавразия	Платформы	136,4	3,36	22,0	3,6
	Геосинклинали**	417,5	10,53	6,2	2,1
	В целом	553,9	13,89	10,0	2,5

* Из рассмотрения исключена Антарктида

** Включая геосинклинальные орогенные области

Таблица 4.4.

(окончание)

Распространенность формаций, % от общего объема отложений						
Обломочные		Карбо- натные	Соленос- ные	Кремни- стые	Вулканогенные	
Ледниковые	Морские (включая терригенный флиш)				Наземные	Подводные
0,2	26,7	30,6	3,5	0,6	3,7	–
–	46,9	25,7	0,3	0,7	2,6	15,7
0,1	42,1	26,9	1,0	0,7	2,8	11,9
–	43,4	30,3	6,3	–	2,2	–
–	36,2	20,2	0,3	1,0	2,7	27,7
–	37,4	22,1	1,4	0,8	2,6	22,6
0,2	30,2	30,6	4,1	0,4	3,3	–
–	44,1	24,2	0,3	0,8	2,6	18,8
0,05	40,9	25,7	1,1	0,7	2,8	14,6
7,7	34,2	8,0	0,5	–	6,8	–
1,9	45,2	9,5	0,5	1,6	7,8	10,9
3,4	42,3	9,1	0,5	1,2	7,5	8,1
2,8	26,0	16,6	1,2	–	6,7	–
0,1	38,3	35,6	0,05	–	–	1,6
2,4	28,1	19,9	1,0	–	5,6	0,3
6,6	35,3	22,6	0,05	–	3,6	–
1,6	51,0	4,8	–	1,9	2,9	24,0
3,2	46,0	10,5	–	1,3	3,1	16,3
4,6	29,5	15,4	0,9	–	6,2	–
1,6	46,2	11,0	0,3	1,5	5,6	13,5
3,0	38,4	13,0	0,6	0,8	5,9	7,3
2,0	30,0	24,4	2,8	0,3	4,5	–
0,3	44,4	21,8	0,3	0,9	3,1	17,9
0,8	40,2	22,6	1,0	0,7	3,5	12,8

Таблица 4.5.

(окончание)

Распространенность формаций, % от общего объема отложений						
Обломочные		Карбонатные	Соленосные	Кремнистые	Вулканогенные	
Ледниковые	Морские				Наземные	Подводные
0,2	34,1	30,6	3,2	0,5	3,2	–
–	50,5	23,4	0,2	1,0	2,4	15,3
0,1	46,2	25,3	1,0	0,8	2,6	11,3
0,1	48,3	27,0	4,7	–	3,5	–
–	39,9	19,2	0,3	1,1	2,5	25,9
0,03	41,8	20,8	1,2	0,9	2,8	20,3
0,2	37,2	29,8	3,5	0,4	3,3	–
–	47,7	22,3	0,3	1,0	2,4	18,0
0,05	45,1	24,2	1,1	0,9	2,6	13,6

Таблица 4.6. Объём, масса и распространённость неметаморфизованных верхнепротерозойских формаций материков*
по А.Б.Рогову, В.Е.Ханцу и К.Б.Сеславинскому

Материк или группа материков	Геотектонические зоны	Общий объём отложений, 10^6 км^3	Масса отложений, 10^{23} г	Распространённость формаций, % от общего объёма отложений	
				Обломочные	
				Континентальные	Угленосные
Евразия	Платформы	20,7	0,60	1,3	—
	Геосинклинали**	35,7	0,88	0,5	—
	В целом	56,4	1,48	0,8	—
Северная Америка	Платформы	7,2	0,18	11,5	—
	Геосинклинали**	9,4	0,23	1,2	—
	В целом	16,6	0,41	5,7	—
Лавразия	Платформы	27,9	0,78	3,9	—
	Геосинклинали**	45,1	1,11	0,7	—
	В целом	73,0	1,89	1,9	—
Южная Америка	Платформы	1,5	0,04	40,0	—
	Геосинклинали**	9,8	0,24	1,0	—
	В целом	11,3	0,28	6,1	—
Африка	Платформы	6,2	0,14	17,4	—
	Геосинклинали**	19,4	0,46	5,2	—
	В целом	25,6	0,60	8,2	—
Австралия	Платформы	3,2	0,08	—	—
	Геосинклинали**	5,8	0,14	0,1	—
	В целом	9,0	0,22	0,1	—
Гондвана	Платформы	10,9	0,26	15,4	—
	Геосинклинали**	35	0,84	3,2	—
	В целом	45,9	1,10	6,1	—
Совокупность континентов***	Платформы	38,8	1,04	7,2	—
	Геосинклинали**	80,1	1,95	1,7	—
	В целом	118,9	2,99	3,5	—

* Платформенные формации PRз включены полностью, а геосинклинальные – только их неметаморфизованные толщи

** Включая геосинклинальные орогенные области

*** Из рассмотрения исключена Антарктида

маций. Поэтому ледниковые формации сохранились в разрезе в той же степени, что и другие типы отложений. В результате относительная распространённость ледниковых толщ как в общем разрезе, так и по площади, вряд ли менялась сколько-нибудь существенно.

Во-вторых, насколько уверенной является идентификация ледниковых формаций и, прежде всего, тиллитов в разрезах древних эпох?

Данный вопрос является крайне сложным. Действительно, среди авторов нет полного единодушия в генетической интерпретации обломочных толщ во всех случаях как тиллитов, т.е. ледниковых образований. Тем не менее следует отметить, что авторы выделяют основные ледниковые эпохи без существенных разногласий. Далее, объективность достигается также в результате того, что тиллиты исследуются не сами по себе, а в системе других осадочных образований. При этом данные сравниваются по разным геологическим эпохам, что повышает достоверность выводов.

Таблица 4.6.

(окончание)

Распространенность формаций, % от общего объема отложений						
Обломочные		Карбонатные	Соленосные	Кремнистые	Вулканогенные	
Ледниковые	Морские				Наземные	Подводные
0,1	64,7	30,2	2,1	0,1	1,5	–
–	76,8	6,1	–	3,2	0,7	12,7
0,05	72,4	15,0	0,8	2,0	1,0	0,8
0,3	63,8	16,7	–	–	7,7	–
0,1	80,7	8,1	–	2,1	1,4	6,4
0,2	73,3	11,9	–	1,2	4,1	3,6
0,2	64,5	26,7	1,5	0,05	3,2	–
0,03	77,6	6,5	–	3,0	0,8	11,4
0,1	72,6	14,3	0,6	1,8	1,7	7,0
–	16,3	13,5	–	–	31,2	–
–	89,2	0,7	–	3,6	–	5,5
–	79,6	2,3	–	3,1	4,1	4,8
0,7	63,0	16,9	–	–	2,0	–
0,1	83,7	2,1	–	1,5	0,5	6,9
0,2	78,7	5,7	–	1,1	0,9	5,2
0,2	84,2	14,4	–	–	1,2	–
0,3	94,8	0,2	–	–	0,1	4,5
0,3	90,9	5,3	–	–	0,5	2,9
0,5	62,8	15,5	–	–	5,8	–
0,1	87,1	1,4	–	1,8	0,3	6,1
0,2	81,3	4,8	–	1,4	1,6	4,6
0,2	64,1	23,6	1,1	0,04	3,8	–
0,1	81,7	4,3	–	2,5	0,6	9,1
0,1	76,0	10,6	0,3	1,7	1,7	6,1

В третьих, что в осадочных толщах древних эпох выделяются ледниковые отложения и практически не фиксируются другие типы криогенных образований, свойственных криосфере, – перигляциальные отложения, следы многолетней мерзлоты. Следы подземного оледенения изучены преимущественно в кайнозойских отложениях, хотя признаки существования мерзлых толщ известны и в более древних толщах. Например, в отложениях позднепротерозойского возраста в тиллитах Порт-Аскейга (Шотландия) описаны клинья, сложенные песком, интерпретированные как явные свидетели условий многолетней мерзлоты.

Однако возможности для систематических исследований палеомерзлотных следов в палеозойских и тем более в докембрийских толщах пока можно оценить как весьма ограниченные.

В силу сказанного, в целом о степени развития криосферных процессов в настоящее время можно судить главным образом на основе изучения следов материковых оледенений.

Эволюция криосферы Земли была безусловно тесно связана с общепланетарными геофизическими процессами, результатом которых явилось образование

Таблица 4.7. Площади областей размыва, областей накопления и морской седиментации, объемы и распространенность важнейших групп фанерозойских формаций платформ, геосинклиналей и материков в целом
по А.Б.Ронову, В.Е.Хашу, А.Н.Балуховскому и К.Б.Сеславинскому с дополнениями

Эпоха, период	Возрастные границы и длительность эпох, 10 ⁶ лет	Структуры: платформы (I), геосинклинали (II), материков (III)	Площадь, 10 ⁶ км ²		% от общей площади структур		Погрешности измерения площадей, %*	Общий объем отложений, 10 ⁶ км ³
			Области размыва	Области накопления	Области накопления	Площади, покрытые морем		
Плиоцен	2-9 (7)	I	83,80	25,63	23	4		2,56
		II	12,15	11,53	49	12		6,96
		III	95,95	37,16	28	5	-1,4	9,52
Миоцен	9-25 (16)	I	84,72	23,93	22	7		5,07
		II	11,02	13,07	54	27		13,44
		III	95,74	37,00	28	10	-1,7	18,51
Олигоцен	25-37 (12)	I	87,52	20,12	19	5		3,08
		II	13,29	10,71	45	26		6,50
		III	100,81	30,83	23	9	-2,5	9,58
Эоцен	37-58 (21)	I	81,80	27,12	25	14		8,28
		II	10,56	13,11	55	37		12,27
		III	92,36	40,23	30	18	-1,8	20,55
Палеоцен	58-66 (8)	I	87,04	22,25	20	12		3,32
		II	13,17	10,07	43	31		3,11
		III	100,21	32,32	24	15	-1,8	0,43
Поздний мел	66-100 (34)	I	62,54	44,77	42	22		19,09
		II	4,99	21,26	81	60		18,88
		III	67,53	66,03	49	29	-1,1	47,94
Ранний мел	100-132 (32)	I	65,12	43,65	40	17		20,69
		II	4,87	20,25	81	63		30,47
		III	69,99	63,90	48	26	-0,8	51,16
Поздняя юра	132-153 (21)	I	76,03	31,23	29	15		9,33
		II	5,97	18,12	75	69		15,89
		III	82,00	49,35	37	26	-1,2	25,22
Средняя юра	153-168 (15)	I	77,27	29,57	28	12		7,80
		II	7,64	17,90	70	62		14,53
		III	84,91	47,47	36	22	-0,4	22,33
Ранняя юра	168-185 (17)	I	88,07	18,38	18	7		6,78
		II	7,32	17,59	71	65		14,25
		III	95,39	35,97	27	18	-1,1	21,03
Поздний триас	185-210 (25)	I	80,27	22,28	22	4		10,70
		II	7,00	22,91	77	62		23,06
		III	87,27	45,19	34	17	-0,3	33,76
Средний триас	210-220 (10)	I	95,68	6,98	7	5		1,85
		II	14,52	16,44	53	47		11,16
		III	110,20	23,42	17	15	+0,5	13,01
Ранний триас	220-235 (15)	I	91,48	12,05	12	4		4,81
		II	15,02	14,92	50	45		6,50
		III	106,50	16,97	20	13	+0,4	11,31

* За эталон при оценке погрешностей принята общая площадь материков и островов (без Антарктиды), равная 135 млн. км²

** Объемы кремнистых формаций не измерены, т.к. они не выделялись на картах литологических формаций данного возраста

трех сопряженных с ней оболочек: литосферы, гидросферы и атмосферы. Кроме того, при исследовании основных закономерностей развития криосферы, изменений во времени пространственных соотношений ее структурных частей

Таблица 4.7.

(продолжение)

Распространенность групп формаций, % от общего объема отложений						
Континентальные обломочные (включая молассы)	Угленосные песчано-глинистые	Ледниковые обломочные	Морские песчано-глинистые (включая флиш и морские молассы)	Карбонатно-обломочные	Карбонатные	Кремнистые
64,0	2,5	—	18,7	0,5	4,3	—
55,2	3,8	—	31,6	1,4	0,1	—
57,5	3,4	—	28,1	1,2	1,3	—
42,6	5,2	—	15,7	10,1	7,2	0,2
32,0	3,3	—	38,8	10,3	4,7	0,3
34,8	3,8	—	32,6	10,2	5,4	0,2
33,8	8,6	—	43,9	3,0	2,2	—
24,7	4,6	—	53,1	4,3	5,7	—
27,7	5,9	—	50,2	3,8	4,6	—
19,6	6,8	—	24,2	22,9	13,1	4,3
7,1	9,0	—	31,6	30,4	3,4	0,3
12,1	8,1	—	28,6	27,4	7,3	2,0
33,0	6,1	—	22,0	15,9	17,4	0,4
18,9	2,2	—	34,2	14,8	6,2	0,2
26,2	4,2	—	27,8	15,4	12,0	0,3
27,8	4,1	—	19,8	30,6	11,4	0,5
10,5	6,6	—	29,4	17,8	8,0	0,4
17,2	5,6	—	25,8	22,9	9,3	2,6
43,5	2,1	—	25,6	16,9	3,6	—
11,7	4,2	—	35,2	9,6	13,9	4,4
24,6	3,4	—	31,2	12,5	9,7	2,6
26,8	3,5	—	20,3	20,7	21,9	**
5,6	3,0	—	42,1	24,6	9,3	**
13,5	3,2	—	34,1	23,1	13,9	**
42,2	10,2	—	15,5	17,5	14,3	**
5,6	0,9	—	48,8	26,0	4,8	**
18,3	4,2	—	37,2	23,1	8,1	**
58,8	8,0	—	10,3	6,5	16,2	**
3,8	1,2	—	47,1	25,9	8,2	**
21,6	3,4	—	35,2	19,6	10,7	**
61,9	0,4	—	4,0	7,1	0,9	—
16,3	0,7	—	29,6	22,5	7,1	1,0
30,8	0,6	—	21,5	17,6	5,1	0,7
31,6	0,5	—	11,7	41,5	10,6	**
7,9	0,4	—	34,4	11,9	10,8	**
11,4	0,4	—	31,1	16,1	10,7	**
63,4	0,3	—	5,5	20,4	0,2	**
11,2	0,2	—	35,7	32,7	0,9	**
33,4	0,3	—	22,9	27,4	0,6	**

значительный интерес представляет выявление основных закономерностей формирования поверхности нашей планеты. В настоящее время не вызывает сомнений, что для Земли характерно направленное морфотектоническое развитие. Первоначальная земная кора, которая должна была образоваться более 4 млрд. л.н., длительное время была очень тонкой и представляла собой очень слабую

Таблица 4.7.

(продолжение)

Эпоха, период	Возрастные границы и длительность эпох, 10 ⁶ лет	Структуры: платформы (I), геосинклинали (II), материка (III)	Площадь, 10 ⁶ км ²		% от общей площади структур		Погрешности измерения площади, %*	Общий объем отложений, 10 ⁶ км ³
			Области размыва	Области накопления	Области накопления	Площади, покрытые морем		
Поздняя пермь	235–255 (20)	I	87,10	13,60	15	5		4,79
		II	19,80	20,50	51	41		13,29
		III	96,90	34,10	26	16	-1,4	18,08
Ранняя пермь	255–280 (25)	I	64,60	22,80	26	15		8,55
		II	15,20	29,00	66	59		25,03
		III	79,80	51,80	39	30	-1,0	33,58
Поздний, средний карбон	280–320 (40)	I	63,30	26,90	30	14		8,76
		II	12,90	29,50	70	62		23,38
		III	76,20	56,40	42	29	-0,2	32,14
Ранний карбон	320–345 (25)	I	68,10	16,00	19	16		4,77
		II	9,80	37,60	79	73		28,81
		III	77,90	53,60	41	37	-0,1	33,58
Поздний девон	345–360 (15)	I	60,30	20,52	25	19		6,00
		II	10,82	40,70	79	73		25,80
		III	71,12	61,22	46	40	-0,5	31,80
Средний девон	360–376 (16)	I	58,00	23,10	28	20		5,23
		II	11,33	40,30	78	73		26,83
		III	69,33	63,40	48	41	-0,2	32,06
Ранний девон	376–400 (24)	I	61,10	19,90	25	17		6,44
		II	20,34	30,30	60	50		20,70
		III	81,44	50,20	38	30	-0,1	27,14
Силур	400–435 (35)	I	61,42	23,10	27	24		5,70
		II	16,15	30,83	66	63		23,30
		III	77,57	53,93	41	38	-2,6	29,00
Ордовик	435–490 (55)	I	57,16	29,40	34	25		9,17
		II	11,53	36,63	76	75		35,02
		III	68,69	66,03	49	43	-0,2	44,19
Поздний кембрий	490–515 (25)	I	67,15	23,14	26	23		6,03
		II	13,74	31,48	70	67		13,35
		III	80,89	54,62	40	37	+0,4	19,38
Средний кембрий	515–545 (30)	I	64,52	23,96	27	22		5,39
		II	11,71	32,09	73	73		16,56
		III	76,23	56,05	42	39	-0,2	21,95
Ранний кембрий	545–570 (25)	I	64,60	24,25	27	22		7,81
		II	10,71	32,99	75	75		18,23
		III	75,31	57,24	43	40	-1,8	26,04
Фанерозой	0–570 (570)	I						182,03
		II						457,32
		III						939,35

первичную оболочку, легко менявшуюся, нестабильную и постоянно проплавленную снизу [Виноградов, 1959, 1974].

На этом древнейшем этапе истории Земли отсутствовали материка и океаны в виде гигантских выступов рельефа и глубочайших впадин поверхности; поверхность земной коры должна была быть сравнительно слабо расчленена. Направленность морфотектонического процесса заключалась в том, что постепенно происходило утолщение земной коры и ее горизонтальное разрастание. В результате формировались материка, увеличивались их объемы и площади, повышалась простран-

Таблица 4.7.

(продолжение)

Распространенность групп формаций, % от общего объема отложений						
Континентальные обломочные (включая молассы)	Угленосные песчано-глинистые	Ледниковые обломочные	Морские песчано-глинистые (включая флиш и морские молассы)	Карбонатно-обломочные	Карбонатные	Кремнистые
71,5	5,3	0,6	5,1	12,6	0,6	**
20,9	3,6	1,3	31,8	22,5	—	**
34,3	4,1	1,1	24,7	19,8	0,2	**
21,7	8,8	9,5	5,1	30,0	11,2	0,1
5,5	1,7	1,9	10,0	21,2	24,9	0,05
9,6	3,5	3,8	8,8	23,4	21,4	0,1
21,5	12,3	31,1	5,6	20,6	8,2	**
5,9	10,7	2,7	17,7	30,4	16,0	**
10,2	11,2	10,4	14,4	27,7	13,9	**
14,6	3,7	—	4,5	48,7	25,9	**
4,0	2,4	—	9,4	24,2	28,1	**
5,5	2,6	—	8,7	27,7	27,8	**
24,2	—	—	16,0	39,1	14,9	**
8,8	—	—	16,0	35,1	4,3	**
11,7	—	—	16,0	35,9	6,3	**
24,2	—	—	39,6	23,7	9,3	**
6,1	—	—	16,9	43,6	2,9	**
9,1	—	—	20,6	40,3	3,9	**
43,2	—	—	50,7	5,5	0,2	**
7,2	—	—	34,4	31,9	1,0	**
15,8	—	—	38,3	25,6	0,8	**
10,4	—	—	53,1	13,4	21,2	—
3,3	—	0,3	60,8	14,4	9,4	1,6
4,7	—	0,3	59,3	14,2	11,7	1,3
15,9	—	0,3	35,1	22,6	25,8	—
1,2	—	—	54,7	15,3	8,5	2,0
4,2	—	0,1	50,6	16,8	12,1	1,6
7,4	—	—	22,9	32,4	36,9	—
0,6	—	—	46,4	28,5	15,2	—
2,7	—	—	39,1	29,7	22,0	—
11,0	—	—	13,1	18,2	52,1	—
0,2	—	—	44,7	28,4	15,1	—
2,8	—	—	37,0	25,8	24,2	—
11,3	—	—	21,6	5,2	43,0	—
—	—	—	36,9	34,1	12,1	1,3
3,4	—	—	32,2	25,4	21,4	0,9
32,4	3,6	2,0	20,3	19,8	14,3	0,3
9,0	2,3	0,3	32,6	23,4	10,2	0,9
15,7	2,7	0,8	29,1	22,4	11,3	0,7

венная стабилизация. Одновременно должно было происходить углубление океанов и увеличение объема заполнявшей их воды [Клиге, 1980].

Процесс эволюционного развития земной коры, в первую очередь, ее постепенное нарастание и расширение, определял изменение ее рельефа, который становился более контрастным. Следует отметить, что направленность морфотектонического процесса осложнялась цикличностью порядка 200 млн. л. При этом контрастность рельефа от цикла к циклу возрастала. На это указывает

Таблица 4.7.

(продолжение)

Эпоха, период	Структуры: платформы (I), геосинклинали (II), материка (III)	Распространенность групп формаций, % от общего объема отложений			Сумма, %	
		Соленосные (соли, гипсы, ангидриты)	Наземные вулканогенные	Подводные вулканогенные	Терригенные формации	Карбонатные формации
Плиоцен	I	0,02	10,0	—	85,4	4,6
	II	0,1	4,6	3,2	91,3	0,8
	III	0,1	6,1	2,3	89,7	1,8
Миоцен	I	1,5	17,5	—	67,1	13,7
	II	2,4	6,1	2,1	80,4	8,7
	III	2,2	9,2	1,6	76,7	10,1
Олигоцен	I	0,2	8,3	—	88,3	3,2
	II	0,3	2,7	4,6	84,4	8,0
	III	0,3	4,4	3,1	85,7	6,5
Эоцен	I	2,0	7,1	—	61,8	24,8
	II	0,3	4,0	13,9	60,8	20,7
	III	1,0	5,2	8,3	61,2	22,3
Палеоцен	I	0,6	4,6	—	69,0	25,4
	II	0,2	12,8	10,5	62,7	13,6
	III	0,4	8,6	5,1	65,9	19,7
Поздний мел	I	0,4	5,4	—	65,6	28,1
	II	—	11,3	12,4	53,7	18,6
	III	0,2	8,9	7,5	58,4	22,4
Ранний мел	I	2,0	6,3	—	78,9	13,4
	II	0,2	5,4	15,4	55,7	18,9
	III	1,0	5,8	9,2	65,1	16,6
Поздняя юра	I	3,6	3,2	—	60,9	32,3
	II	2,5	3,8	9,1	63,0	21,6
	III	2,9	3,6	5,7	62,3	25,5
Средняя юра	I	0,1	0,2	—	76,6	23,1
	II	—	0,2	13,7	68,3	17,8
	III	0,05	0,2	8,9	71,2	19,7
Ранняя юра	I	0,2	—	—	80,4	19,4
	II	—	0,9	12,9	65,0	21,2
	III	0,1	0,6	8,7	70,0	10,6
Поздний триас	I	3,9	21,8	—	69,9	4,4
	II	0,1	3,4	19,3	57,9	18,3
	III	1,3	9,2	13,2	61,7	13,9
Средний триас	I	0,1	4,0	—	64,4	31,4
	II	0,1	2,7	31,8	48,7	16,7
	III	0,1	2,9	27,3	51,0	18,7
Ранний триас	I	2,1	8,1	—	79,4	10,4
	II	—	0,6	18,7	63,5	17,2
	III	0,9	3,8	10,7	70,3	14,3

состав коррелятных отложений предгорных прогибов складчатых сооружений. Так, в орогенную стадию каледонского тектонического цикла эпигеосинклинальный рельеф был, вероятно, гористым, в орогенную стадию герцинского цикла – безусловно гористым, а альпийского – высокогорным [Кривошукский, 1977].

С этими данными неплохо согласуются результаты исследований эволюции псефитонакопления в истории Земли, начиная от раннего архея до плиоцена включительно. Содержание крупнообломочных пород в осадочной оболочке Земли

Таблица 4.7.

(окончание)

Эпоха, период	Структуры: платформы (I), геосинклинали (II), материка (III)	Распространенность групп формаций, % от общего объема отложений			Сумма, %	
		Соленосные (соли, гипсы, ангидриты)	Наземные вулканогенные	Подводные вулканогенные	Терригенные формации	Карбонатные формации
Поздняя пермь	I	4,3	—	—	88,9	6,8
	II	1,1	1,2	17,6	68,9	11,2
	III	2,0	0,9	12,9	74,2	10,0
Ранняя пермь	I	13,6	—	—	60,2	26,6
	II	0,9	4,5	29,4	29,7	35,5
	III	4,1	3,4	21,9	37,4	33,1
Поздний, средний карбон	I	0,4	0,3	—	80,8	18,5
	II	—	1,3	15,3	52,2	31,2
	III	0,1	1,0	11,1	60,0	27,7
Ранний карбон	I	2,6	—	—	47,1	50,3
	II	0,1	2,8	29,0	27,9	40,2
	III	0,5	2,4	24,8	30,7	44,6
Поздний девон	I	2,3	3,5	—	59,8	34,4
	II	—	2,0	33,8	42,3	21,9
	III	0,4	2,2	27,5	45,6	24,3
Средний девон	I	3,2	—	—	75,7	21,1
	II	0,1	4,9	25,5	44,8	24,7
	III	0,6	4,1	21,4	49,4	24,0
Ранний девон	I	0,4	—	—	96,6	3,0
	II	—	4,7	20,8	57,6	16,9
	III	0,1	3,6	15,8	66,9	13,6
Силур	I	1,9	—	—	73,4	24,7
	II	—	0,6	9,6	72,5	15,7
	III	0,4	0,4	7,7	72,7	17,5
Ордовик	I	0,3	—	—	61,9	37,8
	II	—	0,1	18,2	63,6	16,1
	III	0,1	0,1	14,4	63,2	20,6
Поздний кембрий	I	0,4	—	—	46,4	53,2
	II	—	0,1	9,2	65,2	25,5
	III	0,1	0,1	6,3	59,4	34,2
Средний кембрий	I	5,6	—	—	33,2	61,2
	II	—	—	11,6	61,5	26,9
	III	1,4	—	8,7	54,5	35,3
Ранний кембрий	I	14,0	4,9	—	35,5	45,6
	II	—	—	15,6	54,0	29,1
	III	4,2	1,5	10,9	48,4	34,1
Фанерозой	I	2,8	4,5	—	68,0	24,4
	II	0,3	3,1	17,9	56,0	21,8
	III	1,0	3,5	12,8	59,4	22,6

Земли имеет ярко выраженный направленно-циклический характер. От раннего архея до позднего протерозоя количество псефитов в отложениях увеличивается от 1–2 до 8–10 % (рис. 4.1). Общая тенденция увеличения крупнообломочных пород в отложениях фанерозоя сохраняется; содержание псефитов в палеозойских толщах увеличивается до 15–25 %, в мезозойских – до 20–30, в кайнозойских – до 20–35 %. При этом кривая содержания псефитов становится более контрастной. Эволюция псефитонакопления в истории Земли явно свидетельствует не

Таблица 4.8. Объемы важнейших типов формаций континентов (10^6 км^2)
по данным А. Б. Рогова, В. Е. Хаина, А. Н. Балуховского и К. Б. Сеславинского

Эпоха, период	Возрастные границы и длительность эпох, 10^6 лет	Структуры: платформы (I), геосинклинали (II), материка (III)	Континентальные обломочные (включая молассы)	Угленосные песчано-глинистые	Ледниковые обломочные	Морские песчано-глинистые (включая терригенный флиш и морские молассы)
Плиоцен	2–9 (7)	I	1,65	0,06	–	0,47
		II	3,84	0,26	–	2,25
		III	5,49	0,32	–	2,72
Миоцен	9–25 (16)	I	2,16	0,26	–	0,98
		II	4,29	0,44	–	6,07
		III	6,45	0,70	–	7,05
Олигоцен	25–37 (12)	I	1,04	0,27	–	1,41
		II	1,60	0,30	–	3,59
		III	2,64	0,57	–	5,00
Эоцен	37–58 (21)	I	1,62	0,57	–	2,93
		II	0,87	1,10	–	5,49
		III	2,49	1,67	–	8,42
Палеоцен	58–66 (8)	I	1,10	0,20	–	0,99
		II	0,59	0,07	–	1,28
		III	1,69	0,27	–	2,27
Поздний мел	66–100 (34)	I	5,30	0,78	–	6,42
		II	2,96	1,89	–	10,65
		III	8,26	2,67	–	17,07
Ранний мел	100–132 (32)	I	8,99	0,44	–	6,77
		II	3,57	1,29	–	12,11
		III	2,56	1,73	–	18,88
Поздняя юра	132–153 (21)	I	2,50	0,33	–	2,86
		II	0,89	0,48	–	8,67
		III	3,39	0,81	–	11,53
Средняя юра	153–168 (15)	I	3,28	0,80	–	1,89
		II	0,81	0,13	–	8,93
		III	4,09	0,93	–	10,82
Ранняя юра	168–185 (17)	I	3,96	0,56	–	0,93
		II	0,60	0,12	–	8,53
		III	4,56	0,68	–	9,46
Поздний триас	185–210 (25)	I	6,62	0,04	–	0,82
		II	3,77	0,17	–	9,65
		III	10,39	0,21	–	10,47
Средний триас	210–220 (10)	I	0,58	0,01	–	0,61
		II	0,88	0,05	–	4,49
		III	1,46	0,06	–	5,10
Ранний триас	220–235 (15)	I	3,04	0,02	–	0,76
		II	0,71	0,01	–	3,38
		III	3,75	0,03	–	4,14

* Из рассмотрения исключена Антарктида

Примечание: 1. При подсчетах массы плотность карбонатных пород принята равной 2,52, аргиллитов и сланцев – 2,49, песчаников – 2,28, галогенных пород – 2,30, вулканогенных пород – 2,80

2. Из рассмотрения исключен четвертичный период (0–2 млн. лет)

Таблица 4.8.

(продолжение)

Карбонатные	Соленосные, (соли, гипсы ангидриты)	Кремнистые	Вулканогенные		Общий объем отложений	CO ₂ карбонатных пород
			наземные	подвод- ные		
0,12	—	—	0,26	—	2,56	0,05
0,06	0,01	—	0,32	0,22	6,96	0,03
0,18	0,01	—	0,58	0,22	9,52	0,08
0,70	0,07	0,01	0,89	—	5,07	0,31
1,17	0,33	0,04	0,82	0,28	13,44	0,51
1,87	0,40	0,05	1,71	0,28	18,51	0,82
0,10	—	—	0,26	—	3,08	0,04
0,52	0,02	—	0,17	0,30	6,50	0,23
0,62	0,02	—	0,43	0,30	9,58	0,27
2,05	0,16	0,36	0,59	—	8,28	0,90
2,54	0,04	0,04	0,49	1,70	12,27	1,12
4,59	0,20	0,40	1,08	1,70	20,55	2,02
0,85	0,02	0,01	0,15	—	3,32	0,37
0,42	0,01	0,01	0,40	0,33	3,11	0,19
1,27	0,03	0,02	0,55	0,33	6,43	0,56
5,36	0,08	0,10	1,02	—	19,09	2,36
5,37	—	1,16	3,27	3,58	28,88	2,36
10,73	0,08	1,26	4,29	3,58	47,94	4,72
2,77	0,42	—	1,30	—	20,69	1,22
5,74	0,07	1,35	1,65	4,69	30,47	2,52
8,51	0,49	1,35	2,95	4,69	51,16	3,74
3,01	0,33	—	0,30	—	9,33	1,32
3,42	0,39	—	0,60	1,44	15,89	1,50
6,43	0,72	—	0,90	1,44	25,22	2,82
1,80	0,01	—	0,02	—	7,80	0,79
2,64	—	—	0,03	1,99	14,53	1,16
4,44	0,01	—	0,05	1,99	22,33	1,95
1,31	0,02	—	—	—	6,78	0,58
3,01	—	—	0,15	1,84	14,25	1,32
4,32	0,02	—	0,15	1,84	21,03	1,90
0,47	0,42	—	2,33	—	10,70	0,21
4,22	0,02	—	0,78	4,45	23,06	1,86
4,69	0,44	—	3,11	4,45	3,76	2,07
0,58	—	—	0,07	—	1,85	0,25
1,86	0,01	—	0,30	3,57	11,16	0,82
2,44	0,01	—	0,37	3,57	13,01	1,07
0,50	0,10	—	0,39	—	4,81	0,22
1,10	—	—	0,06	1,24	6,50	0,48
1,60	0,10	—	0,45	1,24	11,31	0,70

только об увеличении контрастности рельефа, но и об увеличении высоты континентальных блоков от первых этапов истории Земли до современности.

Кривая псефитонакопления (см. рис. 4.1) включает в себе возможность ее интерпретации также с точки зрения эволюции накопления ледниковых толщ.

Таблица 4.8.

(продолжение)

Эпоха, период	Возрастные границы и длительность эпох, 10 ⁶ лет	Структуры: платформы (I), геосинклинали (II), материка (III)	Континентальные обломочные (включая молассы)	Угленосные с песчано-глинистыми	Ледниковые обломочные	Морские песчано-глинистые (включая терригенный флиш и морские молассы)
Поздняя пермь	235–255 (20)	I	3,42	0,26	0,03	0,55
		II	2,78	0,49	0,17	5,72
		III	6,20	0,75	0,20	6,27
Ранняя пермь	255–280 (25)	I	1,86	0,75	0,81	1,73
		II	1,37	0,43	0,48	5,17
		III	3,23	1,18	1,29	6,90
Поздний, средний карбон	280–320 (40)	I	1,88	1,08	2,06	2,06
		II	1,39	2,51	0,63	7,68
		III	3,27	3,59	2,69	9,74
Ранний карбон	320–345 (25)	I	0,70	0,17	–	1,38
		II	1,15	0,69	–	6,20
		III	1,85	0,86	–	7,58
Поздний девон	345–360 (15)	I	1,45	–	–	2,14
		II	2,26	–	–	8,69
		III	3,71	–	–	10,83
Средний девон	360–376 (16)	I	1,27	–	–	2,68
		II	1,64	–	–	10,39
		III	2,91	–	–	13,07
Ранний девон	376–400 (24)	I	2,78	–	–	3,45
		II	1,50	–	–	10,42
		III	4,28	–	–	13,87
Силур	400–435 (35)	I	0,59	–	–	3,59
		II	0,77	–	0,08	16,05
		III	1,36	–	0,08	19,64
Ордовик	435–490 (55)	I	1,46	–	0,02	4,21
		II	0,41	–	0,01	21,84
		III	1,87	–	0,03	26,05
Поздний кембрий	490–515 (25)	I	0,44	–	–	2,36
		II	0,08	–	–	8,62
		III	0,52	–	–	10,98
Средний кембрий	515–545 (30)	I	0,59	–	–	1,20
		II	0,03	–	–	10,15
		III	0,62	–	–	11,35
Ранний кембрий	545–570 (25)	I	0,89	–	–	1,90
		II	–	–	–	9,85
		III	0,89	–	–	11,75
Фанерозой	0–570 (570)	I	59,17	6,60	2,92	55,09
		II	38,76	10,43	1,37	105,87
		III	97,93	17,03	4,29	160,96

Как отмечает В.Г.Чернов [1983], в состав грубообломочных толщ включены разнообразные генетические типы отложений – прибрежно-морские, аллювиальные, пролювиальные, подводно-оползневые, коллювиальные, а также ледниковые псефиты-тиллиты и тиллоиды. И хотя ледниковые и другие генетические типы на кривой псефитонакопления (см. рис. 4.1) не разделены, все же эти данные не противоречат результатам, изложенным выше.

Таблица 4.8.

(продолжение)

Карбонатные	Соленосные (соли, гипсы, ангидриты)	Кремнистые	Вулканогенные		Общий объем отложений	СО ₂ карбонатных пород
			наземные	подвод- ные		
0,33	0,20	—	—	—	4,79	0,16
1,49	0,15	—	0,16	2,33	13,29	0,71
1,82	0,35	—	0,16	2,33	18,08	0,87
2,24	1,16	—	—	—	8,55	1,07
8,88	0,22	—	0,13	7,35	25,03	4,24
11,12	1,38	—	0,13	7,35	33,58	5,31
1,62	0,03	—	0,03	—	8,76	0,77
7,29	—	—	0,30	3,58	23,38	3,48
8,91	0,03	—	0,33	3,58	32,14	4,25
2,40	0,12	—	—	—	4,77	1,14
11,58	0,04	—	0,81	8,34	28,81	5,52
13,98	0,16	—	0,81	8,34	33,58	6,66
2,06	0,14	—	0,21	—	6,00	0,98
5,61	—	—	0,51	8,73	25,80	2,68
7,67	0,14	—	0,72	8,73	31,80	3,66
1,11	0,17	—	—	—	5,23	0,53
6,62	0,02	—	0,31	6,85	26,83	3,16
7,73	0,19	—	0,31	6,85	32,06	3,69
0,19	0,02	—	—	—	6,44	0,09
3,50	—	—	0,98	4,30	20,70	1,67
3,69	0,02	—	0,98	4,30	27,14	1,76
1,41	0,11	—	—	—	5,70	0,67
3,66	—	0,37	0,13	2,24	23,30	1,75
5,07	0,11	0,37	0,13	2,24	29,00	2,42
3,45	0,03	—	—	—	9,17	1,65
5,65	—	0,70	0,05	6,36	35,02	2,69
9,10	0,03	0,70	0,05	6,36	44,19	4,34
3,21	0,02	—	—	—	6,03	1,53
3,41	—	—	0,01	1,23	13,35	1,63
6,62	0,02	—	0,01	1,23	19,38	3,16
3,30	0,30	—	—	—	5,39	1,57
4,45	—	—	—	1,93	16,56	2,12
7,75	0,30	—	—	1,93	21,95	3,69
3,59	1,10	—	0,33	—	7,81	1,71
5,31	—	0,24	—	2,83	18,23	2,53
8,90	1,10	0,24	0,33	2,83	26,04	4,24
44,53	5,03	0,48	8,21	—	182,03	20,49
99,52	1,33	3,91	14,43	81,70	457,32	46,28
144,05	6,36	4,39	22,64	81,70	639,35	66,77

Количество воды на Земле, как показывают современные исследования, должно было нарастать от одной геологической эпохи к другой. Причем, именно нарастание, а не колебание объема – основной глобальный процесс эволюции гидросферы. По мнению многих исследователей, основная масса гидросферы формировалась в результате выплавления и дегазации вещества мантии Земли и определялась глубинными процессами химико-плотностной гравитационной

Таблица 4.8.

(продолжение)

Эпоха, период	Структуры: платформы (I), геосинклинали (II), материка (III)	Общая масса пород, 10^{21} г*	Средняя скорость, м/ 10^6 лет		Интенсивность вулканизма м/ 10^6 лет
			поднятия областей размыва	погружения областей накопления	
Плиоцен	I	6,3	3,7	14	1,4
	II	17,1	75	86	6,7
	III	23,4	13	37	3,0
Миоцен	I	12,7	2,5	13	2,3
	II	33,0	61	64	5,3
	III	45,7	9,2	31	3,6
Олигоцен	I	7,6	2,6	13	1,1
	II	16,0	34	51	3,7
	III	23,6	6,7	26	1,9
Эоцен	I	20,6	3,0	14	1,0
	II	30,8	34	45	8,0
	III	51,4	6,5	24	3,3
Палеоцен	I	8,2	3,2	17	0,9
	II	7,8	18	2239	9,0
	III	16,0	5,2	25	3,4
Поздний мел	I	47,1	5,9	12	0,7
	II	73,5	91	40	9,5
	III	120,6	12	21	3,5
Ранний мел	I	50,8	7,8	16	0,9
	II	77,4	109	50	9,8
	III	128,2	15	27	3,7
Поздняя юра	I	23,0	3,6	14	0,5
	II	39,5	80	42	5,4
	III	62,5	9,1	24	2,3
Средняя юра	I	19,1	5,1	18	0,03
	II	36,2	86	54	7,5
	III	55,3	12	31	2,8
Ранняя юра	I	16,6	3,6	22	0
	II	35,5	74	48	6,6
	III	52,1	9,1	34	3,2
Поздний триас	I	26,7	3,7	19	4,2
	II	53,9	76	40	9,1
	III	80,6	9,6	30	6,7
Средний триас	I	4,6	1,2	26	1,1
	II	28,7	37	68	23,4
	III	33,3	6,0	55	16,8
Ранний триас	I	11,8	2,8	27	2,1
	II	16,3	18	29	5,6
	III	28,1	4,9	28	4,0

дифференциации вещества мантии на границе с ядром. Образование водной оболочки Земли – результат длительной дифференциации (несколько миллиардов лет) протопланетного вещества, который определялся процессом дегазации мантии, механизм которого действовал по схеме зонного плавления. Значительное количество воды, содержащейся в мантии, лежит в основе направленного формирования гидросферы в результате необратимого процесса дегидратации вещества мантии во времени. Приход воды из недр Земли примерно составляет в

Таблица 4.8.

(окончание)

Эпоха, период	Структуры: платформы (I), геосинклинали (II), материка (III)	Общая масса пород, 10^{21} г*	Средняя скорость, м/ 10^6 лет		Интенсивность вулканизма м/ 10^6 лет
			поднятия областей размыва	погружения областей накопления	
Поздняя пермь	I	11,6	2,7	17	0
	II	33,2	23	32	6,1
	III	44,8	6,9	26	3,6
Ранняя пермь	I	20,8	3,2	15	0
	II	64,7	20	34	11,7
	III	85,5	6,3	26	6,6
Поздний, средний карбон	I	21,4	2,8	8	0,03
	II	58,8	24	20	3,3
	III	80,2	6,3	15	1,8
Ранний карбон	I	11,8	1,3	12	0
	II	74,3	33	30	9,7
	III	86,1	5,3	25	6,7
Поздний девон	I	14,8	3,9	19	0,7
	II	66,5	67	42	15
	III	81,3	14	35	10,2
Средний девон	I	12,8	4,2	14	0
	II	68,7	66	42	12,7
	III	81,5	14	32	8,1
Ранний девон	I	15,6	4,2	13	0
	II	52,4	24	28	7,3
	III	68,0	9,3	22	4,4
Силур	I	13,9	1,9	7,1	0
	II	57,8	30	22	2,2
	III	71,7	7,8	15	1,2
Ордовик	I	22,5	1,8	5,7	0
	II	88,0	35	17	3,2
	III	110,5	7,4	12	1,8
Поздний кембрий	I	14,9	1,7	10	0
	II	33,1	25	17	1,6
	III	48,0	5,7	14	0,9
Средний кембрий	I	13,3	0,9	7,5	0
	II	41,3	29	17	2,0
	III	54,6	5,2	13	1,1
Ранний кембрий	I	19,3	1,7	13	0,6
	II	45,8	37	22	3,4
	III	65,1	6,7	18	2,3
Фанерозой	I	447,8	3,1	13	0,6
	II	1150,3	47	34	7,1
	III	1598,1	8,4	23	3,7

результате этого механизма $1\text{ км}^3/\text{год}$. Несмотря на постепенное увеличение объема вод гидросферы, и прежде всего океанов, их площадь не увеличивалась, а, напротив, имела тенденцию к сокращению. В ходе геологического развития планеты главная масса воды должна была поступать на поверхность Земли в процессе становления и роста континентов, хотя вероятно меньшая ее часть поступала в результате формирования океанической коры. Поэтому становление глобальных структурных элементов Земли, выразившееся в изменении ее

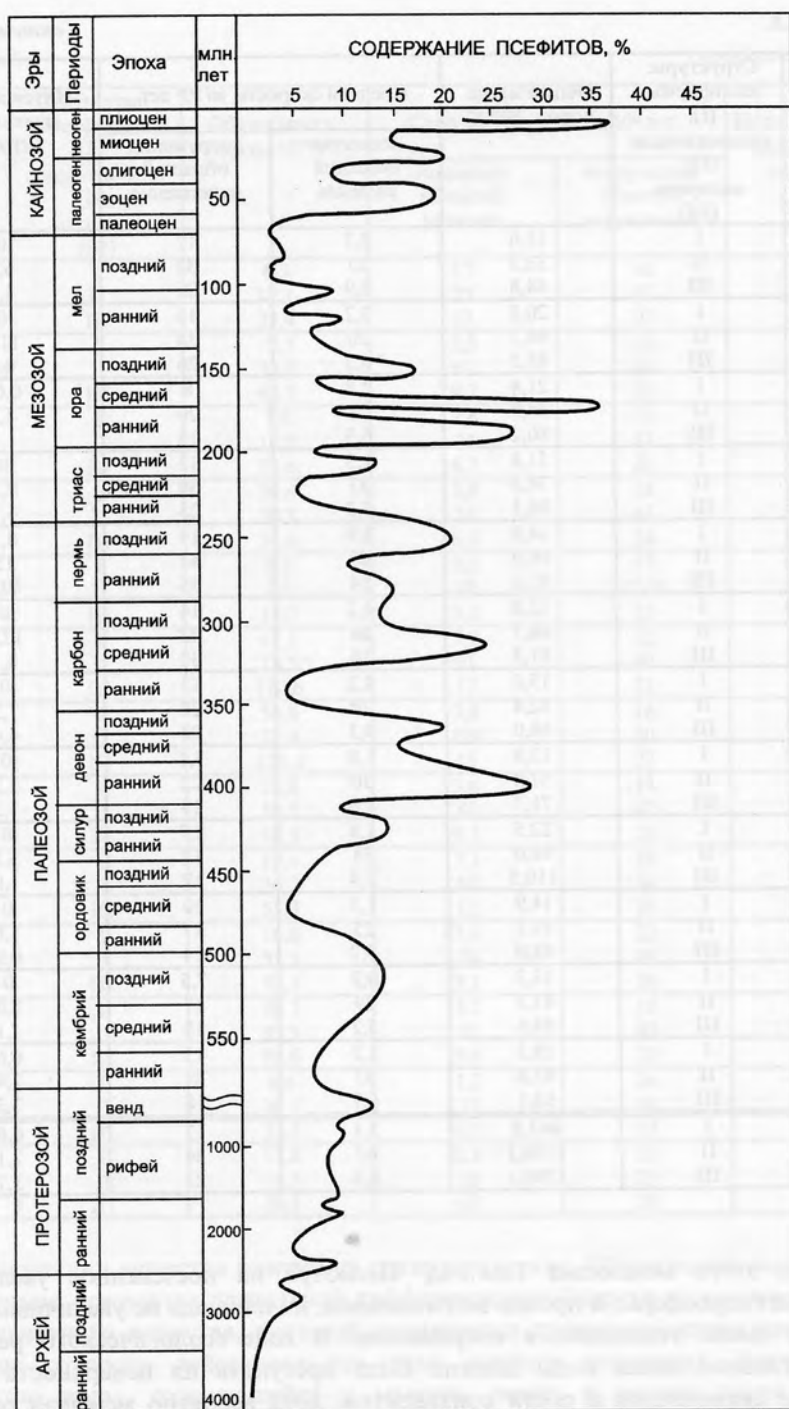


Рис.4.1. Эволюция накопления грубообломочных толщ (псефитонакопления) в истории Земли по В.Г.Чернову [1983]

рельефа, приводили в течение геологической истории к различным соотношениям площадей земной поверхности, занятой морями и сушей.

Площадь суши, с учетом макроформ рельефа, увеличивалась на всем протяжении истории Земли, когда существовала гидросфера. Нарастание гидросферы сначала протекало очень быстро, что привело к максимальной площади поверхности, занятой дном океана (около 1,5 млрд. л.н.). Но затем, с учетом эволюции гипсографической кривой, продолжавшихся процессов развития контрастности рельефа и постепенного сокращения темпов наращивания гидросферы, площадь океана должна была непрерывно сокращаться [Клиге, 1980; Ронов, 1980]. При этом средняя глубина океанов имела тенденцию к увеличению.

Анализ конкретных геологических данных показывает, что по крайней мере на протяжении фанерозоя соотношение площадей морской и континентальной седиментации неуклонно увеличивалось в сторону увеличения последней (рис. 4.2).



Рис.4.2. Изменение соотношения площадей морской и континентальной седиментации в пределах современных континентов на протяжении фанерозоя по А.Б.Ронову [1980]

Расчеты изменений во времени площадей, покрытых морем в пределах различных структурных элементов континентов, в целом дали сходный результат. На протяжении трех циклов горообразования, от каледонского до альпийского включительно, явно прослеживается тенденция уменьшения площадей, покрытых морями, в пределах различных морфоструктур Земли. Вероятно, эта тенденция

была свойственна и более ранним геологическим эпохам, поскольку известно, что древнейший этап истории нашей планеты характеризовался отсутствием материков, как гигантских выступов рельефа, и океанов, как величайших впадин поверхности.

Атмосфера и состав входящих в нее газов и аэрозолей кардинально влияет на состояние криосферы и ее структурных элементов. Известно, что некоторые газы, содержащиеся в атмосфере (CO_2 , NH_4 и некоторые другие), обладают оранжерейным эффектом. В десятках современных публикаций широко обсуждаются климатические последствия антропогенного накопления CO_2 в атмосфере. Исследование ледяных кернов скважин, пробуренных в Гренландии и Антарктиде, убедительно показали связь температуры и содержания CO_2 и NH_4 в пузырьках воздуха погребенных слоев льда, отражающих состав былых атмосфер [Котляков, 1994].

Несомненно, подобная связь глобальных температур и состава атмосферы существовала на протяжении всей истории Земли. Атмосфера Земли в значительной мере образовалась из газовых выделений в процессе формирования твердой оболочки гидросферы. В течение геологической истории Земли атмосфера непрерывно менялась под действием ряда внешних и земных факторов.

Осадочные горные породы содержат углерода в 100000 раз больше количества углекислого газа, имеющегося в современной атмосфере. Огромные залежи угля и карбонатов – явное свидетельство того, что ранее в атмосфере было существенно больше углекислого газа. Ряд данных указывает на то, что в первичной атмосфере Земли преобладал углекислый газ, имелся азот, водяной пар и кислород абиогенного происхождения (см. табл. 4.2). По составу атмосфера Земли была сходной на этом этапе с атмосферой Венеры.

Появление живого вещества на Земле привело к тому, что, как отмечал А.П.Виноградов [1974], организмы практически освободили атмосферу от CO_2 . Атмосфера приобрела биогенный кислород. Окончание углекислой стадии развития атмосферы вероятно произошло в палеозое.

Таким образом, по крайней мере, в докембрии оранжерейный эффект атмосферного CO_2 был на несколько порядков выше по сравнению с фанерозоем, что должно было непосредственно отражаться на величине среднеглобальных температур поверхности планеты.

На рисунке 4.3 представлены обобщенные кривые средней глобальной температуры и атмосферных осадков в различные геологические этапы Земли, взятые из капитальной обобщающей работы палеоклиматологии [Frakes, 1979].

Максимумы и минимумы среднеглобальных температур и осадков на рисунке показаны по отношению к современным и, что принципиально важно, имеют относительный характер. Как утверждает автор вышеуказанной работы, равно как и авторы других подобных обобщений, невозможно придать какие-либо абсолютные значения ни температурам, ни осадкам; отклонения от современных величин могут быть оценены лишь в сугубо относительных величинах. Поэтому величина относительных отклонений температур на этой кривой от современной среднеглобальной температуры вряд ли отражает реальные величины депрессий температур в предшествующие эпохи.

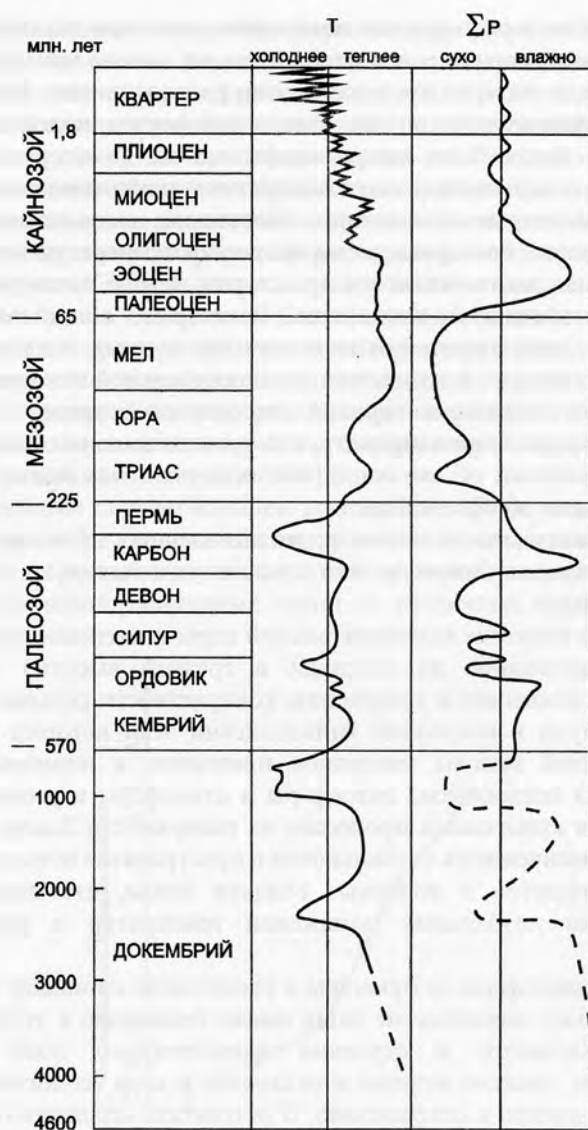


Рис.4.3. Относительные отклонения температуры (Т) и атмосферных осадков (ΣР) от современных значений в истории Земли по Л. Фрэйксу [Frakes, 1979]

Пунктиром обозначены части кривых, где данные недостаточны

Если же оценивать степень развития оледенений, то необходимо принимать в расчет и кривую атмосферных осадков, которая имеет более определенный характер. В этом случае значительной температурной депрессии в верхнепротерозойское время соответствует предполагаемое уменьшение осадков, что не должно было способствовать развитию значительных по масштабу ледниковых покровов.

Анализ подобного рода данных показывает, что палеотемпературные кривые имеют производный характер и составляются на основе интерпретации прежде всего геологических материалов и данных по палеоэкологии. Поэтому, несмотря на всю привлекательность в силу их конкретной формы, подобного рода кривые палеотемператур могут быть использованы все же во вторую очередь. Предпочтение следует отдать прежде всего конкретным геологическим данным.

И все же, некоторые достаточно объективные выводы можно сделать из анализа этих данных. Во-первых, сами депрессии температур вряд ли вызывают сомнения и их последовательность в истории Земли достаточно объективно отражает эпохи экспансий криосферы. Во-вторых, общий характер кривой палеотемператур, даже при всей относительности данных, все же в какой-то мере отражает направленность в изменении среднеглобальной температуры в сторону ее понижения, чего не скажешь о кривой атмосферных осадков.

В целом же можно констатировать, что принципиальных расхождений между приведенными данными об эволюции внешних оболочек Земли и результатами палеоклиматических обобщений нет.

Из приведенных выше данных о развитии внешних оболочек на протяжении геологической истории Земли можно сделать ряд выводов о направленности эволюции криосферы.

Наращивание вещества континентальной коры постепенно приводило к росту континентов (увеличению их площади и средней высоты), повышению их стабильности, усложнению и увеличению контрастности рельефа Земли, которая достигла максимума в последний кайнозойский этап истории нашей планеты. Увеличение средней высоты материков приводило к понижению термодинамического уровня теплообмена литосферы и атмосферы и увеличивало возможность проявления криогенных процессов на поверхности Земли. Рост площадей континентов и увеличение их стабильности в пространстве повышало вероятность попадания континентов в полярные области Земли, что являлось одной из основных причин глобальных понижений температур и развития мощных оледенений.

Рост массы гидросферы не приводил к увеличению площадей морей и океанов на Земле, поскольку океанические чаши имели тенденцию к углублению по мере развития контрастности в строении океанического ложа и материков. В итоге, площади, занятые морями и океанами, в ходе геологической эволюции Земли имели тенденцию к сокращению. В результате вероятность возникновения континентальных климатических обстановок на Земле увеличивалась, усиливался охлаждающий эффект по мере развития этой тенденции. Известно, что особенно резко понижается температура суши, когда поперечник ее достигает 500–600 и более километров. При очень большом размере материка в холодный сезон над ним образуется антициклон, который вносит добавочное охлаждение. С ростом размеров континентов в эпохи оледенений структура последних усложняется, появляются более благоприятные условия для возникновения криолитозон, т.е. сфер подземного оледенения.

Имеющиеся данные по эволюции атмосферы и ее газового состава также свидетельствуют о понижении проявления оранжерейного эффекта на протяжении истории Земли. Особенно большая роль принадлежала этому фактору в докемб-

рийские эпохи. С возникновением биосферы по мере роста ее массы оранжерейный эффект CO_2 снижался. Это способствовало возникновению условий для расширения сферы влияния криосферных процессов.

Итак, общая тенденция эволюции внешних оболочек нашей планеты закономерно приводила к тому, что криосфера играла все большую роль в развитии природы: увеличивалась сфера воздействия криосферных процессов, усложнялась ее структура, увеличивалась относительная роль подземного оледенения, в целом наращивалась масса вещества криосферы, прежде всего масса материковых ледниковых покровов. Это проявилось прежде всего в том, что каждая последующая ледниковая эпоха отличалась более мощным воздействием на природу Земли по сравнению с предыдущей, при этом, вероятно, росла общая масса льдов криосферы. Каждая последующая эпоха оледенений, кроме того, отличалась более сложной структурой криосферы, по мере ее развития все большую роль играло подземное оледенение, альпийская горная мерзлота, а также, вероятно, зоны гидратообразования [Конищев, 1995].

Непосредственным подтверждением расширения сферы воздействия криосферы на природу по мере геологического развития Земли являются приведенные выше результаты расчетов относительной распространенности ледниковых обломочных отложений осадочных толщ в различные геологические эпохи (рис. 4.4).

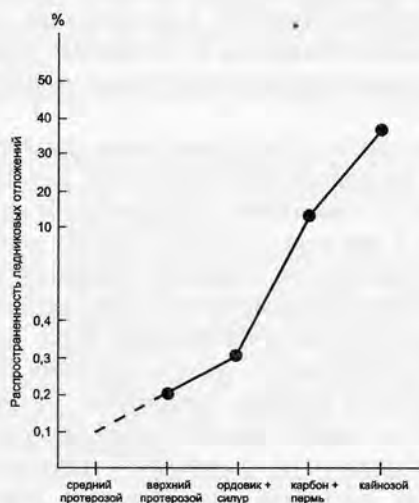


Рис.4.4. Распространённость ледниковых отложений в различные эпохи оледенений геологической истории Земли

Важно подчеркнуть, что эти конкретные данные находятся в очень хорошем согласии с имеющимися материалами по эволюции отдельных природных оболочек Земли – литосферы, гидросферы, атмосферы, биосферы. В целом же эти выводы не противоречат и палеотемпературным кривым, отражающим эволюцию средней глобальной температуры нашей планеты.

Необходимо подчеркнуть, что предлагаемая концепция расширяющейся криосферы Земли отражает лишь одну из сторон эволюции, а именно – направленность, т.е. общую тенденцию развития.

Реальный ход эволюции криосферы, равно как и других оболочек, в истории Земли был более сложным: общая направленность развития проявлялась не в виде непрерывного, постепенного процесса, а имела циклический характер, в основе которого лежат другие механизмы, изучению которых посвящена огромная литература, и эта проблема не входила в задачу данного исследования.

4.4. Изменение структуры криогенных зон Земли

Современная структура криосферы Земли (см. табл. 4.1) отражает межледниковое состояние Земли. Палеогеографические реконструкции последнего ледникового этапа, кульминация которого была 21–17 тыс. л.н., позволяет видеть, насколько кардинально менялась структура криосферы Земли. Огромные материковые ледниковые покровы занимали около 30% площади земного шара, т.е. по сравнению с современностью увеличивали свои размеры почти в три раза. Ледники занимали Северную Америку, Скандинавию, северную Европу, север Западной Сибири и распространялись в умеренных широтах. Гренландский и Антарктический ледниковые покровы значительно увеличивали свою мощность и размеры.

Площадь вечной мерзлоты также существенно расширялась. В Европе южная граница мерзлых толщ проходила примерно по 45° с.ш. В целом площадь вечной мерзлоты увеличивалась по сравнению с современной не менее чем в полтора, а по некоторым оценкам, в два раза. Из всех холодных этапов плейстоцена именно в последнем на Земле существовал наиболее обширный ареал вечной мерзлоты. Тем не менее, по сравнению с современностью приращение наземного оледенения в последний термический минимум плейстоцена было более значительным, чем подземного. В эпоху максимального распространения покровных материковых ледников, каковой считается средний плейстоцен, эта разница была еще более разительной, т.е. наземные ледники увеличивались еще больше, а площадь вечной мерзлоты, хотя и увеличивалась по сравнению с современным состоянием, но не достигла максимальных размеров, свойственных последнему термическому минимуму плейстоцена [Величко, 1973]. Глобальное увеличение площади вечной мерзлоты в последний термический минимум плейстоцена происходило прежде всего, за счет ее ареала на территории Евразии: здесь плейстоценовая вечная мерзлота охватывала широкую полосу от границ ледникового покрова к югу до 45° с.ш. в Западной Европе, на Русской равнине и Западной Сибири, далее она сливалась с вечной мерзлотой Восточной Сибири, существующей в настоящее время. В Северной Америке вечная мерзлота также увеличивала свой ареал, но не так кардинально как в Евразии. В этом явно прослеживается влияние размеров континента.

Важная особенность современной криолитозоны – это ее высокогорная и альпийская разновидности, которые в общей сложности занимают не менее 3 млн. км². Наиболее крупный ареал высокогорной и альпийской мерзлоты находится в Центрально-Азиатском регионе, в пределах Памира, Тянь-Шаня, Гималаев. Этот крупнейший ареал высокогорной мерзлоты площадью более 2 млн. км² простирается на юг до 27° с.ш. и примыкает к Сибирскому ареалу вечной мерзлоты. Судя по новейшим данным, в верхнем плейстоцене вечная мерзлота Центральной Азии смыкалась с гигантской Евразийской областью криолитозоны.

Все эти особенности географии, как современной криолитозоны Земли так и соотношений наземного и подземного оледенений, которые реконструированы для различных холодных этапов плейстоцена, необходимо учитывать при реконструкциях структуры криосферы в более отдаленные этапы ее развития.

Ископаемые признаки существования вечномерзлых толщ в докайнозойских отложениях крайне редки, а генезис их весьма спорен. В этом коренное отличие возможностей реконструкций древних криолитозон от оледенений. Можно предполагать, что ограниченное развитие палеомерзлотных форм связано с их плохой сохранностью, т.е. потерей информации в ходе геологического развития. Это верно, но лишь отчасти.

Несмотря на то, что палеомерзлотные формы приурочены к субаквальным отложениям, все же ограниченное их распространение в докайнозойских отложениях объясняется вероятно не только эффектом потери информации, но также и изначально меньшим их количеством в отложениях древних эпох по сравнению с плейстоценом.

Ведь древние ледниковые отложения (тиллиты) сохранены в довольно больших масштабах.

Эти соображения могут явиться дополнительным аргументом в пользу вывода о более ограниченном развитии древних криолитозон в докайнозойские эпохи оледенений по сравнению с кайнозойской.

Основные аргументы в пользу такого вывода были высказаны в предыдущем разделе. Здесь же можно добавить, что по мере развития криосферы увеличивалась не только относительная роль подземного оледенения, но также усложнялась структура последнего за счет увеличивающейся роли вечной мерзлоты. В плейстоцене характерной особенностью криолитозоны стала высокогорная и альпийская мерзлота, которая не была свойственна более древним эпохам экспансий криосферы.

В последнее время в криолитозону ряд авторов стали включать залежи гидратов природных газов [Соловьев, Гинсбург, 1989; Романовский, 1993]. Процесс фазовых превращений (газ + вода) $\longleftrightarrow$ (гидраты газа) характеризуется рядом общих черт с замерзанием воды. Оба процесса экзотермические и сопровождаются сходными тепловыми эффектами; изменение агрегатного состояния также одинаково, объем воды при замерзании и включении в структуру гидрата возрастает (соответственно на 9 и 26–32%) и т.д. Коренное отличие процессов – в термобарических условиях. Гидратообразование может происходить при относительно низких положительных температурах и достаточно больших давлениях (рис. 4.5, 4.6).

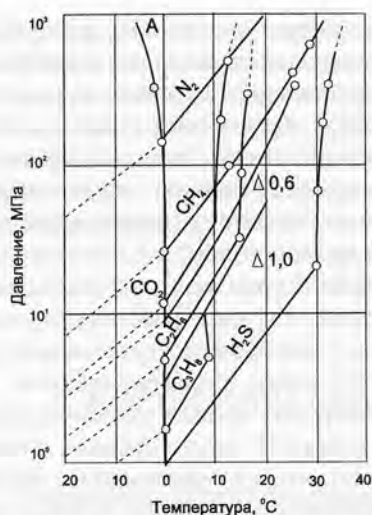


Рис.4.5. Условия образования гидратов отдельных газов по С.Ш.Быку, Ю.Ф.Макагону, В.И.Фоминю [1980]
А — граница фазового превращения лед-вода

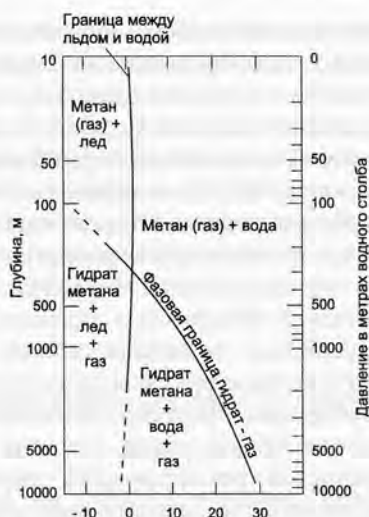


Рис.4.6. Фазовая диаграмма газообразного метана, гидрата метана, пресной воды и льда по К.Квенвольдену и К.Менамину [Kvenvolden, Menamin, 1980]

Условия гидратообразования существуют на огромных пространствах; гидраты природных газов в осадках Мирового океана занимают до 90% площади пелагической части океанов, материковом склоне, на шельфе арктических морей, где развита субмаринная криолитозона, а также под ледниковыми покровами. Возраст зоны гидратообразования безусловно выходит за рамки плейстоцена и кайнозоя и ее эволюция вероятнее всего происходила в тесной связи с эволюцией криосферы и других природных оболочек Земли.

Пока вопрос о глобальной эволюции зоны гидратообразования Земли может рассматриваться в самой общей, постановочной форме, в первую очередь, с точки зрения знаний об эволюции факторов и условий гидратообразования. К факторам, благоприятствующим возникновению и стимуляции зоны гидратообразования по мере эволюции Земли относятся: общая тенденция к понижению глобальной температуры поверхности Земли (см. рис. 4.3); рост массы и мощности вещества литосферы, что явилось причиной общей тенденции к понижению геотермического градиента; увеличение средних глубин океанов.

Противоположную роль играло атмосферное давление, которое отличалось максимальными значениями на начальных этапах эволюции Земли (см. табл. 4.2). Однако приводило ли это в то время к формированию зон гидратообразования, судить трудно, поскольку и температура поверхности планеты была существенно выше, температурные градиенты в земной коре также отличались более высокими значениями. Влияние фактора атмосферного давления требует специального исследования, что выходит за рамки данной работы.

Можно предположить, что по крайней мере с верхнепротерозойских оледенений в земной коре возникали условия для гидратообразования, которые со временем становились более благоприятными.

Глава 5

ЛЬДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ РАЗВИТИЯ ГИДРОСФЕРЫ

5.1. Глобальные гидроклиматические циклы и криогенные эпохи.

В геологической истории Земли, начиная от раннего протерозоя, т.е. в течение почти 3,5 млрд. л., выявляются крупные климатические изменения, выражающиеся в отклонении температуры воздуха и количества атмосферных осадков от их современных значений. Эти изменения имели либо глобальный характер, либо проявлялись в пределах отдельных материков, их групп или частей материков. Выделяются циклы, состоящие из относительно теплых и холодных составных частей (термохронов или криохронов по В.А.Зубакову). Последние в зависимости от их продолжительности принято называть ледниковыми эрами (первые сотни млн. л.), периодами (десятки млн. л.), эпохами (первые млн. л.). Следует однако отметить, что устоявшейся иерархии в наименовании теплых и холодных отрезков геологического времени нет. Ледниковым, например, назван четвертичный период продолжительностью всего 1–2 млн. л., в нем выделяются ледниковья и межледниковья продолжительностью в десятки тысяч лет. Термином наиболее свободного пользования является “эпоха”, поскольку “период” и “эра” в исторической геологии имеют вполне определенную иерархию, поэтому пользование им является предпочтительным.

Также следует определиться относительно общепринятого термина “ледниковый период” (эра, эпоха). При его употреблении имеется в виду широкое развитие наземных ледниковых покровов в тот или иной отрезок геологического времени. Однако, как показано в разделе 1.5, современная криозона Земли состоит не только и не столько из наземных ледников, но также из мерзлых приповерхностных частей литосферы, плавучих морских льдов и отрицательнотемпературных вод. Появляется все больше данных, свидетельствующих о том, что в геологическом прошлом имела место аналогичная картина и ледниковые покровы были далеко не всегда доминирующими криогенными образованиями Земли [Величко, 1973; Данилов, 1982]. Поэтому целесообразно именовать эпохи широкого развития криогенных образований близ поверхности Земли (наземных, подземных, морских льдов

и др.) криогенными, а разделяющие их эпохи, когда признаки криогенных образований отсутствуют или малочисленны – термогенными.

Всего в геологической истории выделяются по меньшей мере четыре или пять крупных криогенных эпох (рис. 5.1): в раннем протерозое в интервале времени 2,6–2,0 млрд. л.н., в позднем протерозое в интервале от 900 до 600 млн. л.н., в палеозое в интервале 460–420 млн. л.н. (ордовик–силур) и 330–240 млн. л.н. (карбон–пермь) и, наконец, во вторую половину кайнозоя, интервал от 38 (40) млн. л.н. по настоящее время. Продолжительность выделенных интервалов варьирует в широких пределах, соответственно, в вышеназванных она такова: 600, 300, 40, 90, 40 млн. лет. Общая закономерность состоит в том, что докембрийские криогенные этапы имели продолжительность в сотни, а фанерозойские – в десятки миллионов лет.

В пределах кайнозойской эпохи выделяются в свою очередь более мелкие климатические циклы продолжительностью 1200, 300–400, 90–100, 40–41, 20–21, 10–11 тыс. л. По-видимому, такие же циклы были свойственны и более древним криогенным эпохам, но данные о них отсутствуют.

В объяснении климатических циклов сложились и оформились главные концепции: концепция крупномасштабной изменчивости, нестабильности глобального климата Земли [Будыко, 1980; Зубаков, 1986, 1990; Ушаков, Ясаманов, 1984; Brooks, 1949; Lamb, 1977] и концепция его принципиальной неизменности, начиная с позднего докембрия, т.е. протерозоя [Страхов, 1963; Лисицын и др., 1980; Монин, Шишков, 1979]. Главным аргументом сторонников последней точки зрения является тот факт, что на протяжении последних 3,5 млрд. л. на Земле непрерывно существуют вода в жидкой фазе и органическая жизнь, ограниченные узким температурным диапазоном сохранения. В течение этого же времени проявлялись однотипные обстановки формирования осадочных горных пород и основные климатические типы литогенеза [Страхов, 1963], что предопределялось наличием климатической зональности. Предполагается, что криогенные

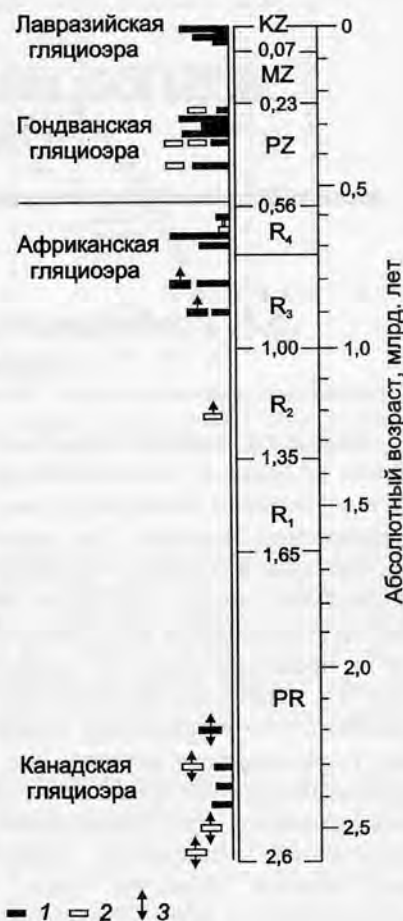


Рис.5.1. Крупные криогенные эпохи (гляциозеры) в геологической истории Земли по Н.М.Чумакову [1978]

1,2 – тиллиты и тиллоиды определенного возрастного положения: 1 – тиллиты, 2 – тиллоиды; 3 – тиллиты и тиллоиды неопределенного возрастного положения, которые, возможно, принадлежат к указанным временным интервалам, но могут быть моложе или древнее

области также могли возникать на любом этапе геологического развития Земли при создании соответствующих природных ситуаций.

Согласно представлениям сторонников противоположной точки зрения, в течение геологической истории Земли имели место неоднократные кардинальные изменения планетарного характера и прежде всего глобальной температуры. Под ней в климатологии понимается осредненная по широтным зонам, с учетом их площадей, температура приземного слоя воздуха. В настоящее время она составляет порядка 15°C . Предполагается, что в различные этапы истории земли происходили значительные ее изменения. Например, глобальная температура Земли в мезозое в целом оценивается в 25°C , для мела существуют оценки и в $28,5^{\circ}\text{C}$, а в позднем плейстоцене допускается ее понижение до $8-10^{\circ}\text{C}$, т.е. амплитуда изменения средних глобальных температур между термогенными и криогенными эпохами, по мнению придерживающихся этой концепции авторов, достигала $10-20^{\circ}\text{C}$ [Зубаков, 1990], т.е. превышала современную глобальную температуру планеты.

В соответствии с двумя вышеприведенными концепциями характера климатических изменений истории Земли, выделяются две группы гипотез, объясняющих эти изменения. Сторонники существенных колебаний глобальной температу-

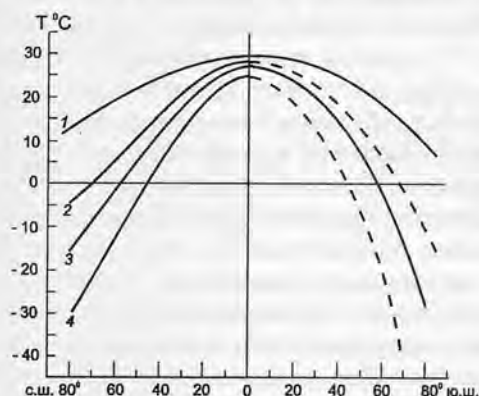


Рис.5.2. Сравнение широтных значений средних годовых температур (T) в условиях термохрон и криохрон по В.А.Зубакову [1990]

1 — поздний мел; 2 — оптимум плиоцена; 3 — современность; 4 — летние температуры в позднем вюрме

ры связывают их прежде всего с астрономическими причинами, с изменениями потока солнечной радиации, вследствие колебаний в активности Солнца, с положением Земли относительно него, процессов в Галактике и др. С изменениями солнечного излучения связываются как долгопериодные климатические циклы продолжительностью порядка 200–300 млн. л., так и среднепериодные, продолжительностью 200–400 тыс. л. и краткопериодные — 11, 22 и 44 года. Кроме того, долгопериодные изменения коррелируются с периодом вращения нашей Галактики в пространстве, который составляет 200–250 млн. л. К астрономическим причинам относится орбитальный механизм М.Миланковича [1939], которым вычислены изменения летних сумм радиации для некоторых широт за последние 600 тыс. л. Согласно

этим вычислениям, подтвержденным другими авторами, выявляются ритмы в 21, 41, 90–100 тыс. л. Высокие и умеренные широты материкового Северного полушария наиболее “чувствительны” к изменениям потока солнечной радиации как в настоящем, так и в геологическом прошлом (рис. 5.2). Однако даже активные приверженцы крупных изменений глобальной температуры считают, что астрономические факторы способны вызвать ее изменения всего на 1°C [Будыко, 1980]. Суммарный эффект всех трех астрономических факторов

М.Миланковича меньше ежегодных сезонных изменений температуры воздуха у поверхности Земли.

Следует также отметить гипотезу изменения притока солнечной радиации к внешней границе атмосферы (солнечной постоянной). При уменьшении (увеличении) величины поглощенной радиации на 1%, средняя планетарная температура воздуха у земной поверхности изменяется на 1,1–1,5°C. При ее снижении всего на 2–4% произойдет полное оледенение Земли [Будыко, 1980]. По представлениям некоторых авторов, за 4,5 млрд. л. существования Земли светимость Солнца возросла от 25 до 60%. Следовательно, самые низкие температуры должны были быть на самых ранних этапах геологической истории Земли. Однако, вероятно, именно на этих этапах был высок поток внутриземного тепла и, кроме того, вследствие большого содержания в атмосфере CO_2 (в 6–10 раз выше современного) интенсивно “работал” парниковый эффект. В противном случае средняя температура воздуха Земли была бы в архее ниже точки замерзания воды и планета являлась полностью ледяной.

Многие сторонники значительных колебаний глобальной температуры связывают этот процесс с изменениями в составе атмосферы и прежде всего в содержании углекислого газа и аэрозолей. Удвоение концентрации CO_2 в атмосфере (до 0,06%) по сравнению с современной (0,03%) способно, как полагают [Будыко, 1980], вследствие парникового эффекта вызвать повышение планетарной температуры воздуха на 2,5–3°C с учетом изменения альбедо из-за уменьшения площади распространения морских льдов. Увеличение содержания CO_2 в атмосфере до 0,15% способно повысить глобальную температуру воздуха на 8°C, что создаст климатическую обстановку неогена в умеренных широтах, где были распространены саванные ландшафты. Близкий эффект парникового типа может быть связан с повышением количества водяных паров в атмосфере, т.е. облачности. Однако этот эффект может проявляться до определенного предела облачности, после достижения которого ее увеличение вследствие повышения альбедо Земли будет способствовать понижению глобальной температуры. Естественно, что уменьшение содержания CO_2 и водяных паров обусловит снижение глобальной температуры. Для конца мезозоя–кайнозоя предлагается следующая модель изменения CO_2 в атмосфере, обусловившая направленное похолодание климата: мел – 0,27%, палеоген – 0,16%, миоцен – 0,09%, настоящее время – 0,03% и, соответственно, превышения глобальной температуры над современной (15°C) составляли в мелу 11°C, в палеогене 8,2°C, в миоцене 6°C [Будыко, 1980]. Изъятие CO_2 из атмосферы связывается с накоплением мощных толщ карбонатных пород в океане и толщ угленосных отложений.

Основная причина снижений глобальной температуры вследствие изменения состава атмосферы многими сторонниками этой точки зрения [Будыко, 1980; Brooks, 1949; Lamb, 1977; Fischer, 1982] связывается с увеличением содержания аэрозолей в воздухе, в прошлом этот процесс был обусловлен вулканическими выбросами. Вулканическая пыль, в противоположность CO_2 , препятствует прохождению коротковолновой солнечной радиации, но не задерживает длинноволновое излучение Земли в космическое пространство. Имеются попытки увязать эпохи активного вулканизма в истории Земли, начиная от палеозоя, с

эпохами оледенений (рис. 5.3). Основная трудность гипотезы связи эпох похолоданий климата с активизацией выбросов вулканической пыли состоит в том, что вместе с пылью в атмосферу поступает одновременно и большое количество CO_2 . Какой эффект будет преобладающим: уменьшение поступающей к земной поверхности солнечной радиации или парниковый – остается неясным, кроме того, маловероятно, что повышенные количества вулканической пыли оставались в атмосфере геологически длительное время, тем более десятки и сотни миллионов лет.

В.А.Зубаковым [1990] предложен так называемый психросферный механизм изменения глобальной температуры Земли. Предполагается, что он обусловлен термическим состоянием глубоководной части океана и системой вертикальных и горизонтальных перемещений океанических водных масс. Гляциозэры, в том числе и современная, совпадают с формированием в океане психросферы, т.е.

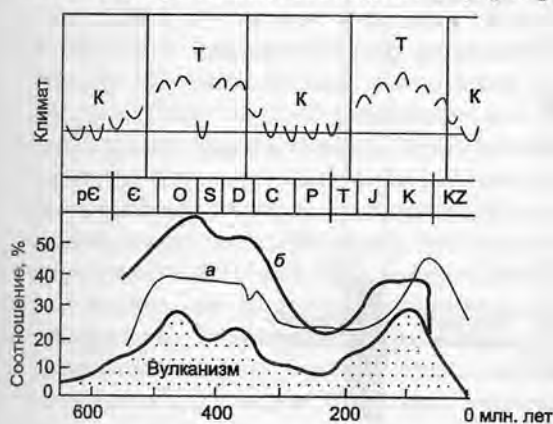


Рис.5.3. Два суперцикла фанерозойской истории Земли по А.Фишеру [Fischer, 1982] и В.А.Зубакову [1990]

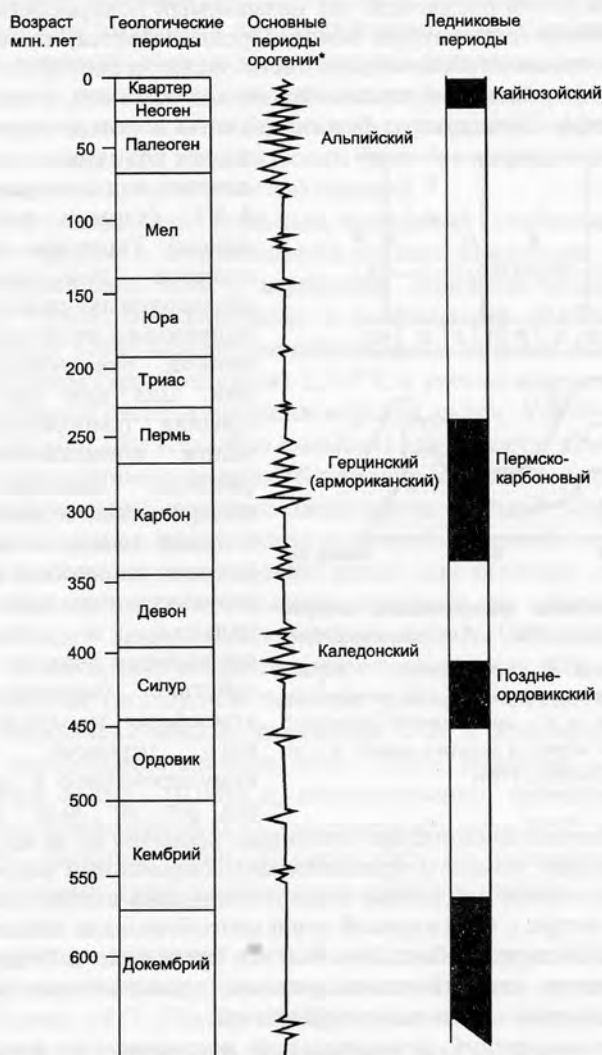
Климатические эпохи: К – криогенные, Т – термогенные; Внизу – изменения вулканической активности для Северной Америки; а, б – соотношение площадей платформ, затопленных морем и занятых сушей: а – по [Vail et al., 1978], б – по [Hallam, 1984]

переносилось к полюсам придонными течениями, несмотря на их малую скорость, в больших количествах, намного превышающих современный ветровой перенос. В высоких широтах теплые придонные воды поднимались вследствие снижения их солености. Зимние ветры с охлажденной суши способствовали апвеллингу теплых вод вдоль берегов Полярного бассейна. Все это приводило к созданию оранже-рейно-термо-галинного климатического режима, принципиально отличного от ледниково-психросферного, включая современный.

Вторая группа концепций относительной постоянности, фиксированности глобальной температуры Земли объясняет изменения климата в тех или иных регионах, так же, как и возникновение в них криогенных обстановок, “земными” причинами: изменениями конфигурации материков и океанов, их площадного соотношения, высоты и площади суши, океанических течений и т.д. [Страхов,

зоны холодных, тяжелых придонных вод с температурой ниже $8-5^{\circ}\text{C}$ (термин введен Чемберлином). Термоэры соответствуют времени накопления теплых сверхсоленых придонных вод и радикально отличаются от современной океанической циркуляции. Для них характерно, что средняя температура океана в целом повышается, снижается разница температур между поверхностью и дном в тропиках, а также между экватором и высокими широтами до $5-10^{\circ}\text{C}$, в результате чего ослабевает вертикальная и горизонтальная циркуляция водных масс, а также действие барических центров атмосферы и западного воздушного переноса. Тепло, аккумулированное в средних широтах (от 30° ю.ш. до 30° с.ш.),

1963; Лисицын и др., 1980; Монин, Шишков, 1979]. Анализ истории мезозойско-кайнозойской седиментации в Мировом океане приводит А.П.Лисицына и его соавторов к выводу, что средняя температура Северного полушария оставалась за последние 200 млн. л. относительно постоянной (в пределах 17-20°C), т.е. практически никакого глобального потепления или похолодания в мезозое и кайнозое (включая и время четвертичного оледенения) не происходило. Менялось только распределение тепла и влаги на земной поверхности, что связано с изменениями механизма теплообмена [Лисицын и др., 1980].



* Хронология периодов орогении в Европе и других частях света немного различается

Рис.5.4. Соотношение периодов активного горообразования и криогенных (ледниковых) периодов за последние 600 млн. лет из работы [Зимы нашей планеты, 1982]

Согласно Н.М.Страхову [1963], климатическая зональность существовала в течение всего фанерозоя. Анализируя историю формирования осадочных пород, он, как и ряд других авторов, пришел к выводу, что на фоне эволюционного развития земных оболочек выделяются ритмы, коррелирующиеся с этапами тектогенеза и глобальными трансгрессиями и регрессиями на континентальном блоке Земли, определяющими гидрократические и геократические условия его развития. Фазам максимального проявления трансгрессий соответствует общая гумидизация климата, накопление морских глинистых, карбонатных и кремнистых осадков. В регрессивные фазы происходила аридизация климата континентов, широкое развитие получал процесс соленакопления – соли, железистые и магниевые карбонаты (сидериты, доломиты); накапливались также грубообломочные породы. С геократическими этапами, интенсивным горообразованием, аридизацией (и континентализацией) климата связывается и возникновение криогенных обстановок осадконакопления (рис. 5.4). Этому способствует ряд факторов. В эпохи глобальных регрессий, по расчетным геологическим данным, уровень Мирового океана (абсолютный или относительный) понижался на 400–600 м и более за счет увеличения его емкости, либо вследствие проявления планетарных колебательных тектонических движений, охватывавших целые материки или даже их группы [Афанасьев и др., 1988]. При этом существенно увеличивалась площадь суши (рис. 5.5), а следовательно, увеличивалось альbedo земной поверхности. Известно, что сейчас оно для планеты в целом составляет порядка 0,3–0,4 (0,33 по М.И.Будыко), в то время как для океана равно всего 0,05, т.е. именно он является аккумулятором поступающего солнечного тепла и сокращение его площади уменьшает величину его теплоемкости. Помимо увеличения альbedo Земли в этапы активного тектогенеза и горообразования возрастала теплоотдача вследствие увеличения высоты суши, особенно в горных системах. Считается, например, что в плиоцен-плейстоцене Альпы поднялись более чем на 2000 м, а Памир и Гималаи – на 3000 м. Именно с направленным понижением уровня океана, увеличением площади и высоты суши в кайнозое коррелируется позднекайнозойская криогенная эпоха.

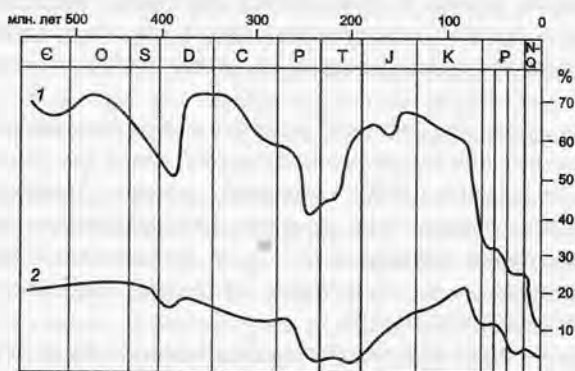


Рис.5.5. Колебания площадей, занятых морскими осадками в пределах современных континентов (в процентах от всей площади) по А.Б.Ронову [1980]

1 – геосинклинали; 2 – платформы

Однако, детальное сопоставление отдельных этапов активного тектогенеза и горообразования с криогенными эпохами в истории Земли показывает, что совпадение это отнюдь не полное и проявляется далеко не всегда. Кроме того, следует учесть, что аридизация климата континентов на фоне его похолодания обусловит широкое распространение в их пределах не наземного оледенения, а вечномёрзлых пород, т.е. подземного оледенения, как это имеет место в настоящее время на материках северного полушария: Азия (Сибирь, Тибет и др.), север Северной Америки. Наземное оледенение развивается лишь там, где отрицательные температуры воздуха сочетаются с повышенной влажностью.

Большое значение в объяснении климатических изменений придается океану, системам циркуляции его вод и течений. Возникновением циркумполярного квазиантарктического течения, обусловившего изоляцию Антарктиды от Мирового океана, объясняется процесс ее выхолаживания и развитие покровного оледенения [Зимы нашей планеты, 1982; Вербицкий, Квасов, 1980]. Закрытие океана Тетис в миоцене и плиоцене прервало связь между Средиземным морем и Индийским океаном и обусловило увеличение суровости и континентальности климата внутренней Азии (Тибет и другие районы). Образование Панамского перешейка около 3,5 млн. л.н. привело к перестройке в системе циркуляции вод в экваториальных широтах Атлантического и Тихого океанов, а также сказалось на течениях и атмосферной циркуляции в более высоких широтах, особенно Северного полушария. Выхолаживанию северных околополюсных пространств способствовала изоляция Арктического бассейна на рубеже олигоцена-миоцена от смежных Атлантического и Тихого океанов [Данилов, 1985, 1990].

В палеогене эта связь была довольно широкой, осуществлялась также связь с океаном Тетис через Западную Сибирь, возможно, Русскую равнину. В начале миоцена происходит кардинальная тектоническая перестройка в Арктике и Субарктике, и система меридионально ориентированных структур и седиментационных бассейнов сменяется системой, имеющей широтно-кольцевую ориентировку. Изоляция Северного Полярного бассейна от Мирового океана имела такие же последствия, как изоляция Антарктиды мощным круговым течением. Северный Полярный океан в ходе этого процесса постепенно становится Ледовитым (сначала сезонно, а затем постоянно), на его побережьях возникают мерзлые породы, также сначала сезонно-, а затем постоянно-мерзлые [Данилов, 1982, 1985].

Возникновение морского ледового покрова в Арктике имело огромные климатические последствия для северного полушария, как и для планеты в целом. По расчетным данным [Будыко, 1980], ледовый покров Центральной Арктики снижает здесь летнюю температуру на несколько градусов, а зимнюю на 20°C, поскольку альбедо равно примерно 0,7 (а в Антарктиде 0,80-0,85). В целом современные полярные льды понижают среднюю глобальную температуру воздуха у земной поверхности на 2°C.

В последнее время широкое распространение получили идеи корреляционных связей между тектоникой литосферных плит, предполагающей слияние отдельных континентальных блоков в суперматерики, и возникновением криогенных обстановок на поверхности Земли. Считается, что совмещение суперматериков и полюсов неизбежно приводило к возникновению полярных и околополярных

континентальных покровных оледенений [Монин, Шишков, 1979; Лисицын и др., 1980]. Вместе с тем слияние отдельных континентов в суперматерик (Гондвана, Лавразия, Пангея и т.д.) будет иметь своим следствием огромную аридизацию климата внутри него, что сделает невозможным накопление здесь больших масс льда, т.е. влаги, находящейся в твердой фазе. Сколько-нибудь значительное развитие ледников возможно лишь в периферических, находящихся под влиянием океана или высокогорных частях материков. Наглядным примером в этом отношении служит самый большой современный материк — Евразия, значительная часть которого находится в области отрицательных среднегодовых температур воздуха, но где наземное оледенение развито фрагментарно, имеет очаговый характер, а площадь подземного составляет порядка 11-12 млн. км².

В резком противоречии с изложенной концепцией взаимосвязи попадания суперматерика в околполюсное пространство и возникновением покровного оледенения находится палеонтологический материал из палеогеновых (палеоцен-эоценовых) отложений Арктики, формировавшихся во временном интервале 60,5–50,5 млн. л.н. [Зубаков, 1990]. К этому времени все материки заняли близкое современному положение, возможное отклонение палеоширот от современных составляло не более 2-5°. Однако на побережьях Полярного бассейна и Арктических островах шло накопление угленосных формаций и образование каолиновых кор выветривания мощностью до 40-50 м. Растительность была представлена хвойно-широколиственными лесами, треть которых составляли вечнозеленые — мирки, мирты, эвкалипты, лавры, тсуги, пальмы сабаль, фикусы, остатки которых находят на Шпицбергене, Новосибирских островах, островах Элсмир и Аксель-Хейберг в Канадском Арктическом архипелаге. Уникальным является местонахождение позвоночных в свите Эврика-саунд, расположенное на 78° с.ш. на острове Элсмир. Здесь обнаружены остатки лемуров, крокодилов, черепах, змей, ящериц-варанов, саламандр, грызунов и других животных, а также птиц и рыб, не живущих в водах с температурой ниже 12°C. Циркумполярное расположение мест находок растений и животных тропическо-субтропической зоны позволяет сделать вывод об их адаптации к условиям длительной полярной ночи. Вследствие снижения метаболизма древесных растений в темное (зимнее) время у них шло образование годовых колец в условиях постоянно теплого и влажного климата. Таким образом, несмотря на высокоширотное положение северных частей Евразии и Северной Америки, климат их принципиально отличался от современного.

В плане вышесказанного представляют интерес также находки на севере Аляски остатков пресмыкающихся терминального мела, имеющих возраст около 66 млн. л. (рубеж мезозоя-кайнозоя). Среди прочих обнаружены остатки трех видов динозавров — гадрозавра, карнозавра и мелкого птицеподобного хищника [Dusheck, 1985]. Согласно геомагнитным данным, это захоронение в конце мела находилось на 70° с.ш., однако климат здесь был очень теплым, возможно, переходным от субтропического к умеренному. Вместе с тем, как и для местонахождения ископаемых остатков на острове Элсмир, следует допустить возможность адаптации животных (в данном случае динозавров) к условиям длительной полярной ночи. Иными словами, находки остатков терминальной флоры и фауны

на континентах, располагавшихся во время обитания ископаемых растений и животных в высоких, полярных широтах, ставит под сомнение представления тех исследователей, которые видят единственную причину возникновения крупных криогенных эпох в совмещении полюсов и континентов. Эта причина, вероятно, необходимая, но недостаточная, требуется сочетание еще ряда дополнительных факторов.

Все вышеизложенное показывает сложность и неоднозначность решения вопроса о причинах возникновения криогенных эпох в геологической истории Земли. Принимая за модель криогенной эпохи современную, отвечающую среднему состоянию природы Земли между более холодными ("ледниковыми") и более теплыми ("межледниковыми"), можно сформулировать, развивая положения В.А.Зубакова [1990], следующие ее основные черты.

1. Нахождение одного из континентов на полюсе и расположение большей части остальных материков в высоких и умеренных широтах одного из полушарий, чем определяется их асимметрия (рис. 5.6): наличие континентального (северного) и морского (южного), а это в свою очередь определяет большую роль альбедо в изменении климата континентального полушария.

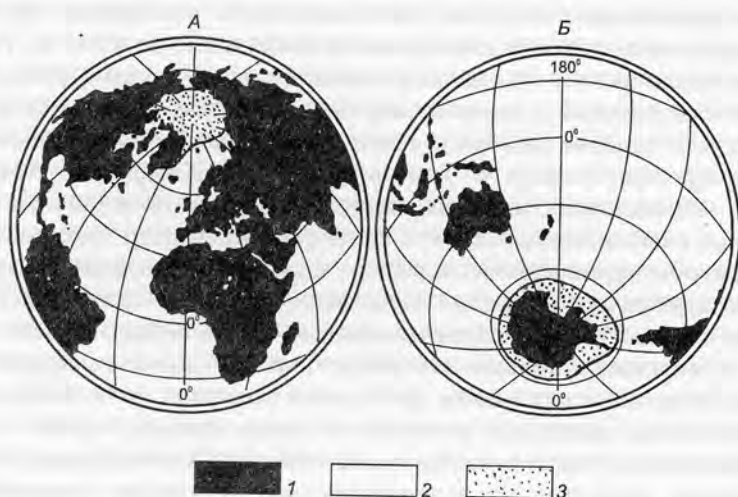


Рис.5.6. Материковое (А) и океаническое (Б) полушария

1 – суша; 2 – океан; 3 – устойчивые покровы плавучих льдов и шельфовые ледники

2. Температурная асимметрия океана и атмосферы, выражающаяся в существенном различии средних глобальных температур океанических вод ($5,7^{\circ}\text{C}$) и воздуха (15°C).

3. Обогащение углекислым газом воздуха и обогащение им вод океана вследствие их относительно низкой температуры.

4. Большая разница в температурах вод океана между экваториальными и высокоширотными (от 33°C в первом случае до $-1,8$; $-1,9^{\circ}\text{C}$ во втором), а также приповерхностными и придонными водами, достигающая в тропиках $15-20^{\circ}\text{C}$.

5. Высокая скорость вертикальной циркуляции вод океана и короткое время его водообмена, составляющее от 250 до 1000 лет, высокая скорость придонных течений (до 0,5 м/сек), направленных от высоких широт к экватору, широкое развитие зон апвеллингов.

6. Большая разница в температурах воздуха между экватором и полюсами, которая достигает в северном полушарии 28,2°C летом и 59,7°C зимой, в Южном полушарии 40,2°C летом и 74,2°C зимой.

7. Существенно ветровой механизм атмосферной циркуляции с активной циклонической деятельностью, меридиональным и широтным воздушным переносом.

8. Мощные ветровые океанические течения, в том числе циркумполярное в высоких широтах Южного полушария, изолирующее Антарктиду от обогревающего влияния вод Мирового океана.

9. Резко выраженная климатическая зональность на суше и в океане.

10. Высокая "чувствительность" климата высоких широт к изменениям солнечной радиации.

11. Наличие криосферы, включающей наземное, подземное и морское оледенения, а также широкое распространение холодных глубинных вод океана, в том числе отрицательнотемпературных придонных вод в приполярных морях и океанах.

5.2. Докембрийские криогенные эпохи

Общие сведения о природных условиях докембрия. Сведения о докембрийских криогенных эпохах, а также отражающих их породах – тиллитах и тиллоидах, обобщены Л.И.Салопом, Н.М.Страховым, Н.М.Чумаковым, Г.Янгом и другими исследователями. Как известно, докембрий составляет 85% геологического времени в интервале от 4,5-4,6 до 0,6 млрд. л.н.. В геологической истории Земли выделяются несколько этапов, связанных с направленными изменениями состава атмосферы, который эволюционировал от в основном аммиачно-метаново-углекислого на ранних этапах геологической истории к существенно углекислому и, наконец, кислородному. Направленно менялся и солевой состав вод океана. В древнейших водоемах они имели кислый хлоридный состав, затем постепенно становились менее кислыми хлоридно-карбонатными, затем хлоридно-карбонатно-сульфатными и, наконец, щелочными хлоридно-сульфатными. В эволюции биосферы наиболее значимыми событиями являются зарождение жизни на Земле (около 4,5 млрд. л.н.), появление фотосинтеза (около 3 млрд. л.н.) переход растений на сушу (около 0,5 млрд. л.н.).

Древнейший этап соответствует в основном архею (4,5–2,6 млрд. л.н.). Для его начала характерна низкая соленость океана и крайне низкое использование животными и растениями минеральных компонентов. Наземная жизнь, за исключением бактериальной пленки, отсутствовала. Громадное развитие имел вулканогенно-осадочный процесс и связанное с ним химическое осаждение железистых, кремнистых и марганцевых образований. Это указывает на

интенсивность процессов выветривания на суше, что хорошо увязывается с обилием в атмосфере CO_2 , продуцируемого в результате активной вулканической деятельности. Легкорастворимые в воде летучие компоненты, так называемые кислые дымы – HCl , HF , H_2S , B – накапливались в гидросфере, обуславливая первичную соленость океана. Малорастворимые в воде летучие – CO_2 , NH_3 , CH_4 , H_2 – создавали газовую оболочку, т.е. атмосферу, которая была бескислородной и преимущественно состояла из углекислого газа. Полагают, что ландшафт Земли на этом этапе был вулканическо-океаническим, крупные устойчивые площади континентов отсутствовали.

В дальнейшем в архее утолщаются и консолидируются отдельные участки земной коры, в океане под защитным слоем воды зарождается органическая жизнь. Первые организмы (эобионты) были анаэробными. С суши в результате проявления здесь процессов химического выветривания в океан сносятся и в нем накапливаются растворенные карбонаты натрия, магния, кальция, железа, марганца, этому способствует обилие CO_2 в атмосфере и воде. В океане помимо хемогенно осаждавшихся карбонатов (преимущественно доломитов) накапливались осадки железисто-кремнеземного состава (джеспилиты). Небольшое количество O_2 образовывалось за счет фотодиссоциации преимущественно в верхних слоях атмосферы, затем начала проявляться в незначительных масштабах фотосинтезирующая деятельность примитивных растений. Образующийся кислород еще в атмосфере расходовался на окисление аммиака и метана, и заметного накопления его в газовой и водной оболочках Земли не было.

В целом природные условия не благоприятствовали развитию криогенных обстановок на суше или в море. Отсутствовали крупные континенты, необходимые для возникновения ледниковых покровов и вечной мерзлоты, велики были потоки внутриземного тепла, вместе с тем имеются разрозненные сведения о тиллитоподобных породах в толщах архейского возраста в пределах Канадского щита, Юго-Западной Африки, Юго-Западной Австралии [Чумаков, 1978], но степень надежности обоснования их ледникового генезиса невелика. Поэтому вопрос об оледенениях (наземном, подземном, морском) в архее остается открытым. Если же вспомнить о значительно меньшей светимости Солнца 4,5 млрд. л.н., возможность существования криосферы Земли нельзя полностью исключить даже на самых ранних этапах ее геологического развития.

В протерозое (2,6–0,6 млрд. л.н.) происходят важнейшие с точки зрения геологической истории события – начинает достаточно активно проявляться фотосинтез, биос распадается на два царства – растительное и животное. Бескислородная атмосфера постепенно становится кислородосодержащей. Впервые свободный кислород в заметных количествах появляется в раннем протерозое, около 2 млрд. л.н., главным образом в результате жизнедеятельности фотосинтезирующих сине-зеленых водорослей. Около 1 млрд. л.н. количество свободного кислорода в атмосфере уже составляло, по мнению академика Б.С.Соколова, 0,2-1% от настоящего (21%), этим определялась возможность дыхания живых организмов в воде. В конце протерозоя содержание свободного кислорода в атмосфере достигает 1% ее состава, благодаря чему бурно начинают развиваться и эволюционировать примитивные организмы в океане (“эволюционный взрыв”). Усиливается циркуляция воздушных масс, происходит их температурная дифференциация.

Эволюция земной коры в протерозое привела к нарастанию по вертикали и площади континентальной сиалической оболочки. К концу рифея была сформирована огромная гондванская платформа, охватившая часть Южной Америки, большую часть Африки, Австралию, п-ов Индокитай (рис. 5.7). В Северном полушарии оформились большие кратоны Северо-Американской, Русской, Сибирской и Китайской платформ. На базе разрастающихся платформ возникли обширные континенты: Гондвана в Южном полушарии и Лавразия – в



Рис.5.7. Одно из предполагаемых положений континентов к началу позднего протерозоя по А.Дю-Тойлу [1957]

1 – эпикарельские платформы (I – Лавразия, II – Гондвана); 2 – границы платформ

Северном. В сочетании с изменениями, произошедшими в атмосфере, это определило возможность дифференциации осадочного породообразования на три главных климатических типа – гумидный, аридный и ледовый [Страхов, 1963], которая сохранялась уже в течение всей последующей геологической истории. Криогенные обстановки осадконакопления широко проявились в раннем и позднем протерозое.

Раннепротерозойская (гуронская или канадская) криогенная эпоха (2,6–2,0 млрд. л.н.). Соответствующие ей отложения объединяются по возрасту в две группы. Более древняя (возраст 2,6–2,3 млрд. лет) лучше всего развита и изучена в Канаде в районе озера Гурон. Ее составляют три горизонта – Рамзай-Лейк, Брюс и Гауганда в нижнепротерозойских осадочных породах общей мощностью около 12 км. Мощность каждого тиллитового горизонта

колеблется от 0,2 до 3,0 км. Тиллиты представлены грубообломочными литифицированными породами, цементом которых является неслоистая и несортированная мелкозернистая масса. Крупные каменные обломки имеют разную форму, размеры и петрографический состав. Характерны также ленточнослоистые тонкозернистые осадочные породы (ритмиты, состоящие из типичных варв) с включенными в них камнями – “дропстонами”. Последние продавливают нижележащие слои и постепенно облекаются вышележащими. В юго-западной части области распространения тиллитов горизонта Гауганда в них появляются признаки слоистости, слои явно морского происхождения.

Восстанавливая размеры и характер раннепротерозойских оледенений, исследователи сталкиваются с немалыми трудностями. Отложения, относимые к тиллитам самого молодого из трех нижнепротерозойских горизонтов – Гауганда, мощность которого достигает 3 км, а возраст составляет около 2,3 млрд. л., распространены на площади около 120 тыс. км². Разрозненные находки нижнепротерозойских тиллитов в Северной Америке удалены друг от друга на

расстояние до 2 тыс. км. Предполагают, что Гуронский ледниковый покров (вернее, ряд последовательных покровов), центр которого находился примерно на 60° с.ш., занимал основную часть Канадского щита, сохранившиеся ныне гляцигенные отложения накопились в основном по периферии Северо-Американской платформы в окружающих ее прогибах, занятых морями. Аналогичные гуронским тиллитоподобные породы установлены в провинции Квебек и Северо-Западных территориях Канады, в штатах Мичиган и Вайоминг в США [Чумаков, 1978]. Кроме того, близкие по возрасту тиллитоподобные породы (салаирская группа) развиты на территории Балтийского щита, протягиваясь в виде пояса шириной более 500 км вдоль границы России и Финляндии [Salop, 1977; Marmo, Ojakangas, 1984]. Разрозненные находки их отмечены в Индии (тиллоиды Гангау) и Южной Африке (тиллоиды Гавермент-Риф), их образование связывается с наибольшими очагами оледенений горно-предгорного типа [Чумаков, 1978].

Нижнепротерозойские тиллоиды более молодого возраста (2,2–2,0 млрд. л.) обнаружены в Южной Африке (тиллиты Грикватаун и Даспорт), в Северо-Западной Австралии (тиллиты Тури-Крик), в Бразилии (тиллиты нижней части серии Сабара). На этом основании выдвинуто положение, что в это время существовало покровное оледенение на больших площадях Южного полушария — юге Африки, Южной Америки и северо-западе Австралии, которые находились тогда рядом. Тиллоиды Южной Африки содержат хаотически расположенные в них каменные обломки с штрихованной льдом поверхностью. С ними взаимосвязаны бассейновые ленточнослоистые породы с вкраплениями каменных обломков, а также тиллоиды морского происхождения. Нижнепротерозойские тиллоиды рассматриваемого возрастного интервала известны также на Балтийском кристаллическом щите (второй ледниковый горизонт карельской надсерии и печенегского комплекса), а также в отдельных точках Азии.

При рассмотрении достоверности предполагаемых палеореконструкций в раннем протерозое возникает ряд трудно разрешимых вопросов. Прежде всего, это вопрос о самой возможности существования криогенных обстановок в раннепротерозойское время. Если атмосфера состояла в значительной мере из углекислого газа, климат вследствие “парникового эффекта” должен был быть повсеместно теплым и влажным. Правда, этот эффект по одной из гипотез мог не проявляться в связи с низким парциальным давлением CO_2 в атмосфере. Во-вторых, для возникновения масштабных покровных оледенений нужны крупные материки. Их существование в раннем протерозое спорно. Достоверные реконструкции отсутствуют. Лишь для конца раннего протерозоя (около 2 млрд. л.н.) реконструируется суперконтинент Пангея I [Хаин, Ясаманов, 1987]. В связи с несоответствием представлений об общей палеогеографической обстановке раннего протерозоя и гипотез о больших площадях распространения покровных ледников некоторыми авторитетными учеными [Shermerhorn, 1974] высказываются сомнения в достоверности определения ледникового генезиса нижнепротерозойских тиллитов. Предполагается, что это тиллитоподобные отложения неледникового происхождения: коллювиальные, оползневые (в том числе подводно-оползневые), пролювиальные и т.д. Однако подобные предположения

возможны по отношению к тиллоидам, формирование которых связывается с наземными покровными ледниками. В тиллоиды морского и другого бассейнового происхождения крупнообломочные включения могли поступать только из плавающих льдов. Исключение составляют оползающие по подводному склону массы осадков с каменными включениями, особенно при землетрясениях.

Следовательно, если правомочны сомнения в возможности развития огромных континентальных покровных оледенений, то почти достоверен факт существования плавучих льдов водоемов. Некоторые типы нижнепротерозойских ленточнослоистых пород, содержащие дропстоны, полностью идентичны плейстоценовым ленточнослоистым глинам с каменными включениями, накопление которых происходит в холодноводных ледовитых водоемах криолитозоны [Данилов, 1978]. Достоверных данных о существовании мерзлых пород в раннем протерозое нет. Но факт присутствия ленточнослоистых терригенных осадков, формирование которых происходит лишь в суровых климатических условиях с резко дифференцированным по сезонам стоком и наличием длительного ледового покрова водоемов, позволяет предполагать и распространение многолетнемерзлых пород, т.е. криолитозоны суши.

Поздипротерозойская (африканская) криогенная эпоха (0,9–0,6 млрд. л.н.). В отложениях конца раннего протерозоя, раннего и среднего рифея, соответствующих отрезку времени в докембрии примерно от 2 до 1 млрд. л.н., достоверные горизонты тиллитов не установлены. Имеются сведения о локально распространенных тиллитоподобных породах. Широко и полно по разрезу и на площади тиллиты представлены в верхнерифейских отложениях. Типоморфными районами их распространения, где они хорошо изучены, являются Северо-Западная, Центральная (Экваториальная) и Южная Африка. В общем позднерифейском криогенном этапе выделяются [Чумаков, 1978, 1984, 1987] три подэтапа: самый древний – конголезский (0,9–0,8 млрд. л.н.), затем намибийско-заирский (0,78–0,72 млрд. л.н.) и, наконец, западноафриканский, или лапландский – самый молодой (0,68–0,62 млрд. л.н.).

Тиллоиды конголезского горизонта наряду с тиллитами представлены конгломератами мощностью порядка 300 м (Большой конгломерат Катанги) с неслоистой массивной текстурой, крупнообломочный материал имеет различную окатанность, встречаются глыбы, а также штрихованные валуны, в том числе эрратические. Конгломераты ассоциируют с ленточнослоистыми сланцами и эоловыми отложениями.

Намибийско-заирский горизонт представлен как тиллитами, так и конгломератами (Малый конгломерат). Западноафриканский горизонт на северо-западе Африки (бассейн р. Нигер, западная часть Сахары) отличается выдержанностью и распространен на огромной территории площадью свыше 1 млн. км². Он представлен как собственно тиллитами с эрратическими штрихованными льдом валунами, так и ленточнослоистыми породами с дропстопами. В некоторых разностях тиллоидов отмечаются полигональная сеть трещин и соответствующие ей клинья, которые, возможно, являются грунтовыми псевдоморфозами по ледяным жилам. Считают, что предполагаемые позднерифейские ледниковые покровы в Африке (с центрами на месте кристаллических массивов и кратонов) по периферии опускались в окружающие их морские геосинклинальные бассейны.

Верхнерифейские тиллоиды весьма широко распространены в Южной, Центральной и Северо-Западной Австралии. Полагают, что ледники, расположенные на поднятых массивах суши, опускались в геосинклинальный бассейн, где и происходило в основном накопление тиллоидных толщ. Широко распространены верхнерифейские тиллоиды в Северной Америке в районах горных систем Аппалачей, Кордильер (на огромном протяжении от Калифорнии до Аляски), а также в Гренландии. Для североамериканских тиллоидов этого возраста, приуроченных к складчатым зонам, характерно сочетание с турбидитами, морскими карбонатными породами и пиллоу-лавами (подушечными лавами), что указывает на их накопление в основном в морских условиях. Тиллиты и тиллоиды верхнего рифея известны в Южной Америке, где образуют прерывистый пояс протяженностью около 2 тыс. км на Восточно-Бразильском щите, а также обрамляют Западно-Бразильский щит, будучи приурочены к окружающим его позднепротерозойским складчатым системам.

Тиллоиды в верхней части разреза докембрия широко распространены в Евразии: Русская плита, Западный Урал, Норвегия и Швеция, Шотландия и Ирландия, архипелаг Шпицберген. Возраст слагаемого ими горизонта, согласно К-Аг методу, заключен между 620 и 680 млн. л.н. [Чумаков, 1978]. Этот горизонт назван "варангерским" по стратотипическому разрезу в Варангерфьорде или "лапландским", со стратотипическим разрезом, сложенным преимущественно породами ледово-морского генезиса в Тана-фьорде. Накопление тиллоидов лапландского горизонта происходило практически на всем севере и в центральной части Восточной Европы, в восточной части Скандинавии.

Широкое распространение толщи верхнепротерозойских тиллоидов имеют в Шотландии и Ирландии, а также на небольших островах Гарвеллак, где довольно детально изучены. Они распространены широкой полосой, пересекающей Центральную Шотландию и прослеживающейся в северо-западной Ирландии. Интересующие нас породы объединены здесь в тиллитовую формацию Порт-Аскейг, имеющую общую мощность до 870 м и вмещающую 47 микститовых горизонтов, которые рассматриваются как тиллиты, накопившиеся в основном в ледово-морских условиях. Они переслаиваются с горизонтами морских алевролитов, песчаников, конгломератов. В микститах залегают эратические обломки, состав которых соответствует петрографическому составу местных пород. К толщам тиллоидов приурочены горизонты ленточнослоистых алевролитов, в которых залегают каменные обломки, перенесенные плавучими льдами.

В тиллоидах обнаружены достаточно достоверные свидетельства существования в позднем протерозое в районе Шотландии многолетнемерзлых пород. Так, от кровли некоторых микститовых горизонтов формации Порт-Аскейг вниз отходят крупные полигональные трещины клиновидной формы длиной до 15–20 м (рис. 5.8). Клинья были в свое время заполнены песком и галькой (ныне это песчаники и конгломераты). Помимо Шотландии, клиновидные трещины, напоминающие мерзлотные, отмечены в кровле верхнерифейских тиллитов Северо-Западной Африки.

В отношении характера и масштабов позднепротерозойских оледенений, которые группируются соответственно горизонтам в три эпохи, нет однозначного решения. По данным М.И.Будыко, Л.И.Салопа, Н.А.Ясаманова и других,

содержание CO_2 в атмосфере того времени было по меньшей мере на два порядка выше современного и превышало 0,4%. Ряд ученых доказывают, что многие ледниковые признаки верхнепротерозойских тиллитов, как и нижнепротерозойских, можно объяснить иными способами образования. Наиболее весомыми доводами в пользу ледникового происхождения тиллитов остаются их несортированный "мореноподобный" облик и наличие штриховки, шрамов, полировки на размытой кровле пород, на которых они залегают. Большая мощность тиллитовых горизонтов, их широкое распространение во многих районах практически всех материков позволяют исследователям предполагать большие масштабы позднепротерозойских оледенений при совмещении суперконтинентов и полюсов.



Рис.5.8. Клинья, выполненные песком, возможно мерзлотного происхождения, в верхнепротерозойских тиллитах ледниково-морской формации Порт-Аскейг близ западного побережья Шотландии из работы "Зимы нашей планеты" [1982]

Именно такая палеорекострукция предложена для начала венда – лапландский тиллитовый горизонт – В.Е.Хаиным и Н.А.Ясамановым [1987]. Согласно ей, места находок тиллитов и тиллоидов располагаются в основном в околополюсных пространствах и высоких широтах (до 60°), главным образом в Южном

полушарии. Приняв за основу данную реконструкцию, Э.Д.Ершов и О.М.Лисицына [1993] восстановили возможные параметры ледниковых покровов в Западной Африке и Восточной Европе, находившейся тогда, согласно реконструкции, в Южном полушарии (рис. 5.9). Площадь каждого из двух покровов составляла порядка 4–7 млн. км², средняя толщина 2–2,5 км. Следовательно, общая площадь могла быть близка 11 млн. км², т.е. была несколько меньшей, чем современный Антарктический ледниковый покров (14 млн. км²), толщина которого также, вероятно, больше, поскольку это единое образование. Объем льда в современном Антарктическом покрове оценивается авторами от 21 до 30 млн. км³ (в среднем около 25 млн. км³), что эквивалентно 22,5 млн. км³ воды и способно вызвать эвстатическое понижение уровня современного океана на 62,5 м. Близкие, но несколько меньшие величины могут использоваться в качестве ориентировочных при оценке позднепротерозойских ледников.

На вышеприведенной схеме показаны также возможные площади распространения многолетней мерзлоты (за пределами ледниковых покровов) и морских льдов.

Судя по схеме, они превосходят площадь наземных ледников, существование которых достаточно определенно предполагается в Южном полушарии, а в Северном маловероятно.

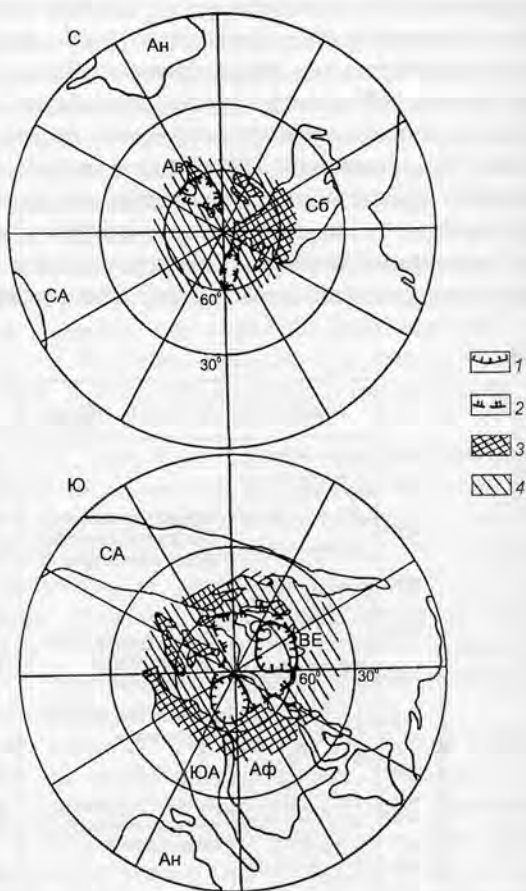


Рис.5.9. Распределение ледниковых покровов, морских льдов и многолетней мерзлоты в конце позднего протерозоя, лапландский криогенный этап по Э.Д.Ершову, О.М.Лисицыной [1993]

Положение материков дано по В.Е.Хайну и Н.А.Ясманову [1987] в циркулярной проекции

1,2 – границы: 1 – районов оледенения по [Чумаков, 1978], 2 – области максимально возможного распространения ледниковых покровов; 3 – многолетняя мерзлота (за пределами ледниковых покровов); 4 – морские льды; Современные континенты и их части: Ав – Австралия, Аф – Африка, СА – Северная Америка, ЮА – Южная Америка, ЕА – Евразия, Ан – Антарктида, СБ – Сибирь, ВЕ – Восточная Европа, К – Китай

5.3. Криогенные эпохи палеозоя

Палеозою свойственно формирование огромных платформенных массивов. В Северном полушарии они группируются в суперматерики Лавразию и Ангарию, которые, объединившись с Гондваной, формируют единую Пангею. Предполагаемые палеозойские оледенения характерны в основном для различных частей южного суперконтинента, поэтому в целом палеозойская криогенная эра нередко называется гондванской. В ней выделяются несколько различных по масштабам, продолжительности и достоверности выделения криогенных эпох.

В палеозое продолжается эволюционное изменение состава атмосферы Земли. В первую половину эры содержание кислорода в атмосфере достигает второго критического уровня – 10%. Благодаря этому, ультрафиолетовая радиация была экранирована настолько, что органическая жизнь могла развиваться в приповерхностном слое океана. Это обстоятельство предопределило также возможность выхода организмов на сушу (поздний силур) и подготовило второй эволюционный взрыв. Изъятие огромных масс CO_2 из атмосферы и осаждение углерода в море в виде карбонатных пород в ордовикском, силурийском, девонском и каменноугольном периодах также, по-видимому, сказалось на составе газовой оболочки, обусловив, как полагают, даже более высокое, чем сейчас, содержание в ней кислорода. Уменьшилось также, вероятно, содержание CO_2 в гидросфере, в результате чего pH морской воды повысился и ее реакция впервые становится щелочной.

Позднеордовикская–раннесилурийская криогенная эпоха (460–420 млн. л.н.). На северо-западе Африки (Западная Сахара, Алжир, Марокко), в меньшей степени на юге континента в 70-х годах нашего столетия в породах верхнесилурийского возраста установлены разности, относимые к тиллоидам. Они залегают среди прибрежно-морских и морских известняков, песчаников, конгломератов, алевролитов, глинистых сланцев и представлены главным образом песчаниками и алевролитами с рассеянными в них валунами и галькой, встречаются также эвратические глыбы и более мелкие обломки пород, принесенные за сотни километров от их источников. В ордовикских песчаниках находят формы рельефа, образование которых связывается с сезоннотальным слоем (“тундровые кратеры”), а также морозобойные трещины, заполненные песком. На скальной поверхности подстилающих тиллоиды пород обнаружены штрихи и борозды – общепризнанное свидетельство проявления ледниковой экзарации, а также серповидные выемки, созданные, как полагают, мощными потоками талых вод подо льдом в условиях высокого гидравлического давления. Частично признаки ордовикских криогенных обстановок выявлены в Эфиопии, Йемене, Саудовской Аравии, а также в Испании, Франции, на востоке Северной Америки. Однако при знакомстве с литературными материалами по данному вопросу возникают сомнения в криогенном происхождении по крайней мере части отмеченных образований.

Согласно палеотектоническим реконструкциям, в позднесилурийское время Северная Африка и тяготеющие к ней районы (Аравийский полуостров) занимали околополюсное пространство в Южном полушарии. По-видимому, Западная Европа была в это время также соединена с Африкой или находилась вблизи нее,

хотя в этом вопросе существуют различные точки зрения, так же, как в отношении положения восточной части Северной Америки. Максимум оледенения датируется второй половиной позднего ордовика, когда ледниковый покров рисуется на большей части западной и северной Африки, с центром в южной части Сахары. В пределах последней ледниковый щит, по некоторым палеогляциальным реконструкциям, протягивался с востока (от Красного моря) на запад на 4000 км, а с севера (от Антиатласа) на юг (до южной Мавритании) – на 2000 км, площадь его оценивается в 6–8 млн. км² [Hambrey, 1985], что позволяет предполагать толщину до 3–4 км. Судя по вышеприведенным параметрам, возможный объем льда составлял примерно вдвое меньше современного Антарктического, т.е. порядка 12–13 млн. км³, что эквивалентно объему воды 11–12 млн. км³.

Полагают, что на севере и западе Северной Африки располагался широкий шельф и ледники спускались в море, откуда плавучие льды разносили крупные каменные обломки в Западную Европу и восточную часть Северной Америки (район Аппалачей). Морской бассейн у края ледникового покрова располагался и в районе Аравийского кратона. Ледниково-морские и перигляциальные отложения обнаружены также в Гане и Сьерра-Леоне. Верхнеордовикские тиллиты известны в Южной Америке – в бассейнах рек Амазонки и Паранаиба, где имеют фрагментарное распространение.

Помимо основных тиллитосодержащих толщ верхнеордовикского возраста, имеются находки тиллоидов в нижнесилурийских породах, что позволяет расширять возрастной диапазон рассматриваемой криогенной эпохи и говорить о ее позднеордовикском–раннесилурийском времени проявления. Нижнесилурийские тиллоиды распространены главным образом в Южной Америке, где они залегают среди пород формации Канканири (428–421 млн. л.н.), развитой в северных частях Аргентины, Чили, а также в Боливии и Перу, участвуя в строении восточных Анд и Перуанского–Боливийского прогиба [Caputo, Crowell, 1985]. Тиллоиды формации Канканири в основном имеют ледниково-морское происхождение, в связи с чем считается, что оледенение в раннем силуре в Южной Америке имело горный характер, а ледники спускались в прилегающие к ним морские бассейны.

Кроме указанных районов, тиллоиды частично континентально-ледникового происхождения, возможно, фрагментарно распространены в бассейнах Амазонки и Параны, на юго-западном побережье Перу. Эти данные дают основание предполагать оледенение в восточной и центральной частях Южной Америки и его возможное распространение на южную и юго-западные части Африки, где также имеются находки нижнесилурийских тиллоидов [Ершов, Лисицына, 1993].

В заключение рассмотрения позднеордовикской–раннесилурийской ледниковой эпохи, продолжавшейся около 35 млн. л., следует указать, что имеются палеогляциальные реконструкции, согласно которым континентальный ледник покрывал всю Африку и Аравийский полуостров, доходя до 40° южной палеошироты [Hambrey, 1985]. Предполагается, что Африка в южной своей части занимала в это время околополюсное и высокоширотное положение и находилась вблизи Южной Америки, составляя основную часть Гондваны. Частично африканский покров, согласно рассматриваемым реконструкциям, сливался с

менее обширным на южноамериканском континенте, где, кроме того, располагались относительно небольшие местные очаги оледенения.

Ориентировочные подсчеты показывают [Ершов, Лисицына, 1993], что общая площадь оледенения в позднем ордовике может быть оценена в 23,6 млн. км², а в раннем силуре в 13,7 млн. км². Принимая среднюю толщину льда в 2 км, получим соответственно возможные его объемы в 47,2 млн. км³ и 27,4 млн. км³. Цифры эти на сегодняшний день не вызывают полного доверия и могут быть отнесены к категории весьма предположительных.

Девонская (проблематичная) криогенная эпоха. В раннем девоне (возможно с конца силура) на юге Африки формировалась песчаниковая толща огромной мощности, в основании и верхней части которой залегают небольшие горизонты глинистых сланцев. В нижней части верхнего горизонта, имеющего мощность около 100 м, залегают хаотически расположенные редкие галька и валуны кварца, кварцитов, песчаников, красных яшм, диабазов и гранитов. Поверхность галек и валунов покрыта штриховкой, несмотря на твердость пород, из которых они состоят. В основании валунного горизонта нет покрытого штриховкой ложа, но обнаружены острые локальные складки со срезанной вершиной, распространяющиеся на глубину до 50-60 м и принимаемые за гляциодислокации [Страхов, 1963].

В Южной Бразилии в основании девонских отложений на восточном берегу котловины Параны вскрывается глинисто-конгломератовая серия мощностью 7–15,8 м, залегающая на поверхности порфиритового покрова. В ее основании находится неслоистый и несортированный горизонт мощностью 6 м, напоминающий тиллит. Выше следует пятиметровый пласт валунного материала в слегка слоистой основной массе буро-красного цвета. Он в свою очередь перекрыт слоем мощностью 1,5–3 м светлого серо-голубого цвета. При детальном рассмотрении в нем можно установить слабо выраженную слоистость основной несортированной массы, в которой “плавают” валуны изменчивых размеров с ясными следами штриховки на поверхности. Полагают, что отложение материала происходило в озерном приледниковом водоеме.

Тиллоиды, возможно, ледникового происхождения установлены и в верхнедевонских отложениях северной Бразилии (восточное побережье близ устья Амазонки). С ними коррелируются тиллиты формации Терагх в северной части Нигера, а также в некоторых других районах Африки – Гане, Южной Африке.

Палеогляциальные реконструкции в девоне весьма проблематичны, так же, как ледниковое происхождение тиллоидов. Тем не менее имеются предположения о достаточно широком развитии оледенения (от Бразилии до Нигера) с диаметром покрова 3500–5000 км в высокоширотной части Гондваны, в пределах которой (в Центральной Африке) находился в это время Южный полюс [Morel, Irving, 1978].

Великая позднепалеозойская (позднекарбоновая–раннепермская) криогенная эпоха (330–240 млн. л.н.). В течение каменноугольного периода предполагается постоянное и направленное похолодание климата, которое к концу его (примерно 300 млн. л.н.) выразилось в широком распространении всех трех форм оледенения: наземные и шельфовые ледники, вечномерзлые породы суши и плавучие льды морей. Наиболее полно следы пермско-каменноугольной

криогенной эпохи выявлены в пределах материков, составлявших суперконтинент Южного полушария – Гондвану, в той ее части, которая располагалась в высоких широтах и близ Южного полюса: Южная и Центральная Африка, Мадагаскар, юг Южной Америки и Австралии, Индия, Аравийский полуостров, Антарктида (рис. 5.10). В Южной Африке тиллиты, соответствующие рассматриваемому этапу, покрывают всю площадь Капской мульды, а также известны за ее пределами в Намибии и других районах. Они залегают на неровной поверхности докембрия, рельеф которой характеризуется крупными выступами и глубокими узкими долинами. Эта поверхность часто отполирована и имеет глубокие шрамы и царапины, направленные обычно с юго-запада на северо-восток, иногда меридионально. Местами рельеф поверхности докембрийских пород напоминает “бараньи лбы”, “курчавые скалы”, штрихованные мостовые.

Тиллиты различаются по составу и строению в северной и южной частях регионов. На севере они имеют характер несортированной глинистой массы мощностью до нескольких десятков метров, в которую беспорядочно включены обломки пород размером от нескольких миллиметров до 2 м в поперечнике. Отмечаются несколько валунных горизонтов, разделенных безвалунными глинами. Крупные обломки на большей части их поверхности отполированы до блеска, часто покрыты царапинами, боковые поверхности оглажены слабо. Петрографический состав валунов в верхнекарбонных отложениях, как правило, не соответствует составу подстилающих их докембрийских пород, т.е. является эрратическим (лишь на севере имеется примесь местных пород). В южных районах крупные обломки залегают в ленточнослоистых породах мощностью до 300 м, отложение которых происходило в водных бассейнах. Обнаружены также горизонты морских и ледово-морских отложений с соответствующей ископаемой фауной (Намибия, Капская провинция и другие районы).

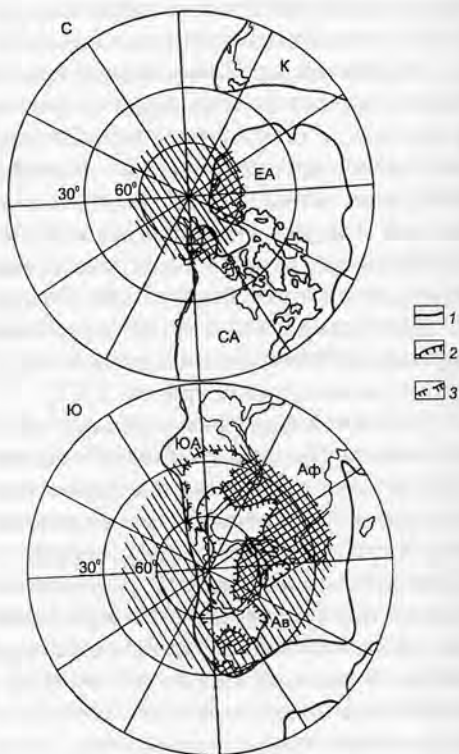


Рис.5.10. Распространение ледниковых покровов, морских льдов и многолетней мерзлоты в карбоне–перми по Э.Д.Ершову, О.М.Лисицыной [1993]

1 – границы палеоконтинентов; 2,3 – границы возможного распространения ледниковых покровов: 2 – в позднем карбоне–ранней перми, 3 – в раннем–позднем карбоне; Остальные условные обозначения см. на рис. 5.9

В Центральной Африке верхнекарбоновые–нижнепермские тиллиты известны в Замбии, в Восточном Конго, Зимбабве, Танзании. Присутствуют они и на Мадагаскаре, который был соединен в это время с африканским материком. Согласно одним палеогляциальным реконструкциям, ледниковый покров Центральной и Южной Африки был единым, согласно другим – это были разрозненные покровы, сменявшие друг друга во времени. Максимум оледенения датируется концом карбона – началом перми.

В Южной Америке верхнекарбоновые–нижнепермские тиллиты сконцентрированы в южной части материка. Они представляют собой типичную несортированную глину с валунами размером до 1 м в поперечнике, разнообразными в петрографическом отношении. Мощность пород колеблется от десятков до нескольких сотен метров. Среди валунной глины залегают слои ленточнослоистых глин или песков с небольшими валунами, местами они полностью фациально замещают валунную глину. Важно подчеркнуть, что в верхних частях толщи в некоторых прослоях глины с валунами найдена морская фауна: раковины, иглы губок, чешуя рыб. Из этого вытекает, что по крайней мере частично, валунные глины накапливались в морском водоеме и, следовательно, этот морской водоем был весьма ледовитым. Континентальное оледенение носило скорее всего горно-долинный характер. Возможно, что в юго-восточную часть Бразилии и Уругвай вторгались периферические части африканского покрова с центром в Намибии.

В Индии и Пакистане верхнекарбоновые–нижнепермские тиллиты представлены зелеными полосатыми глинами и тонкозернистыми песчаниками, содержащими много невыветрелых зерен полевых шпатов, что свидетельствует о слабой интенсивности процессов химического выветривания. Среди глин залегают слои, обогащенные обломками гранитов, кристаллических сланцев и других пород с полированной и штрихованной поверхностью. Накопление этих слоев, по данным индийских геологов, происходило в обширном водоеме озерного типа.

В Австралии и на острове Тасмания установлено несколько горизонтов тиллитов, имеющих возраст от среднего карбона до ранней перми. Они имеют мощность до нескольких сотен метров и представлены валунными глинистыми слоями, песчано-конгломератовыми образованиями и ленточнослоистыми глинистыми сланцами с прослоями туфов. В максимальные фазы развития ледниковые покровы Юго-Западной Австралии, возможно, сливались с Антарктическим покровом. В Антарктиде тиллиты имеют возраст от начала карбона до середины перми (от 360 до 250 млн. л.н.) и распространены почти на всем протяжении Трансантарктического хребта, пересекающего восточную ее часть, а также в горах Элсуэрт в Западной Антарктиде. Полагают, что центр оледенения находился в северной части Земли Виктории, откуда лед растекался в примыкавшие к Антарктиде части Южной Африки, Австралии.

Согласно проведенным подсчетам [Ершов, Лисицына, 1993], ледниковые покровы Гондваны в позднем карбоне–ранней перми занимали не менее 35 млн. км² (возможно и 50 млн. км²), мерзлые горные породы вне ледников были распространены на площади порядка 60 млн. км². Иными словами, позднепалеозойские ледниковые покровы сопоставимы с теми, которые реконструируются в максимальные фазы их развития в четвертичном периоде в Северном полушарии:

на севере Евразии и Северной Америки – порядка 30 млн. км² [Флинт, 1967; Марков и др., 1965]. Объем льда в них по минимальным оценкам составлял 31,5 млн. км², что эквивалентно объему воды в 29 млн. км³, а по максимальным – 62 млн. км³, что эквивалентно примерно 57 млн. км³ воды.

В Северном полушарии верхнепалеозойские тиллиты и тиллоиды имеют крайне ограниченное распространение, несмотря на то, что согласно многим палеотектоническим реконструкциям, палеоматерик Лавразия или Ангария (являвшийся, возможно, составной частью Пангеи II) достигал своей периферией полюса, а огромные его территории занимали околополюсные пространства в высоких широтах. На основе палеомагнитных данных положение Северного полюса реконструируется в районе Охотского моря. Породы тиллоидного облика представлены исключительно ледово-морскими разностями, содержащими остатки морской фауны. Наиболее древние из них, имеющие среднескарбовый возраст, установлены в верховьях рек Юдома и Мая [Доценко, 1988]. Наиболее молодые верхнепермские тиллоиды, также ледово-морского генезиса, протягиваются единым горизонтом от Западного Верхоянья до бассейна р. Пеижины.

Великая пермско-карбовая криогенная эпоха длилась около 120 млн. л., максимум развития ледниковых покровов приходится на интервал между 310 и 270 млн. л.н.. Реконструируя природную обстановку на Земле в это время, рисуют следующую палеогеографическую картину (рис.5.11). Центрами оледенений являлись Южная Америка и Антарктида, где располагались мощные ледниковые покровы. Ледниковые покровы меньшего порядка занимали восточную часть Южной Америки, западную часть Австралии, юг Индии и остров Мадагаскар, достигая 30-35° ю.ш. Ледники горного и полугорного типа, мерзлотные ландшафты были распространены на остальной части южной половины Южной Америки, на севере Индии, на севере и юге Австралии. Гляциально-перигляциальная (криогенная) зона в Южном полушарии в пределах Гондваны достигала сороковых широт. Между ней и экваториальной зоной, а также к северу от последней большие пространства занимали пустынные ландшафты с песчаными дюнами (дюнные песчаники). В морях в высоких и средних широтах накапливались толщи ледово-морских осадков. Вместе с тем, в тропических морях с теплой и чистой водой существовали прекрасные условия для образования коралловых и водорослевых рифов и ракушечных накоплений, а на прилегающих континентах произрастали влажные тропические леса. В областях с сухим и жарким климатом шло накопление эвапоритов. Восстанавливаемая природная ситуация отличалась резкой ландшафтно-климатической зональностью.

Несмотря на допущение резкой смены по широте ландшафтно-климатических зон, целый ряд кардинальных вопросов палеогеографических реконструкций рассматриваемой криогенной эпохи остаются неясными. Остаются пока без удовлетворительных объяснений неоднократно наблюдаемые факты сочетания в пространстве и во времени условий, приводящих, с одной стороны, к созданию криогенных обстановок осадконакопления, а с другой – тепловодных тропических водоемов с мангровыми зарослями по заболоченным берегам.

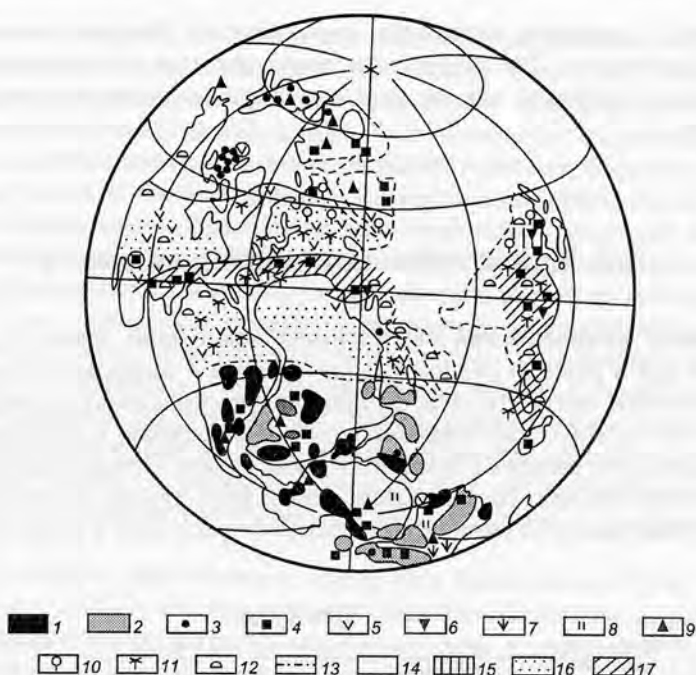


Рис. 5.11. Палеогеографическая реконструкция Земли времени Гондванского пермо-карбонового оледенения по Н.М.Чумакову [1984]

Отложения: 1 – наземные морены, 2 – бассейновые морены, 3 – ледниково-морской разнос, 4 – угли, 5 – эвапориты, 6 – бокситы и латериты; Растительность: 7 – тундра, 8 – холодные степи, 9 – умеренно-холодная зона, 10 – умеренно-теплая зона, 11 – термофильная зона; Зооиндикаторы: 12 – коралловые рифы; Климатические пояса: 13 – ледниково-перигляциальный, 14 – умеренный, 15 – субтропический, 16 – аридно-семиаридный, 17 – дождевых тропических лесов

Во многих случаях горизонты, относимые к тиллитам, контактируют непосредственно с угленосными (Индия) или залегают внутри них (Австралия). Верхнепалеозойские тиллиты Южной Бразилии и Уругвая имеют мощность свыше 1000 м и накапливались по крайней мере частично в ледово-морских обстановках. Одновременно в заболоченных приморских районах, где шло накопление угленосных толщ, произрастали тропические болотные растения, в частности, папоротникообразные. Род папоротниковидных семенных растений – *Glossopteris* – сохранился в ископаемом состоянии практически на всех материках, составлявших Гондвану: он обнаружен в углях Антарктиды, песчаниках, алевролитах и сланцах Южной Америки, Мадагаскара, Австралии, т.е. во всех тех районах, где предполагается развитие пермско-карбонового оледенения. Слои с остатками глоссоптериевой флоры тесно ассоциируют с тиллитами, а споры *Glossopteris* обнаружены даже непосредственно в самих тиллитах. В ответах на вопрос о характере сочетания тропических флор и ледниковых обстановок осадконакопления нет согласованности.

Нет ответа также на вопрос о том, почему тиллиты, широко распространенные на материках, составлявших Гондвану в Южном полушарии, столь

малочисленны в пределах материков, составлявших Лавразию или Ангарию в Северном полушарии. Тем более, что материки там по палеотектоническим реконструкциям занимали так же, как и в Южном, обширное околополюсное пространство.

5.4. Кайнозойская криогенная эпоха

О причинах возникновения кайнозойской криогенной эпохи. В отложениях мезозойской эры и раннего кайнозоя (палеоценовая и эоценовая эпохи палеозоя), т.е. на протяжении почти 200 млн. л., криогенные обстановки осадконакопления достоверно не установлены. Имеются отдельные сведения о наличии каменных включений ледового разнosa в морских юрских глинах Печорской низменности и севера Западной Сибири. На основании этих и ряда других данных некоторыми исследователями делаются выводы о проявлении криогенеза в мезозое.

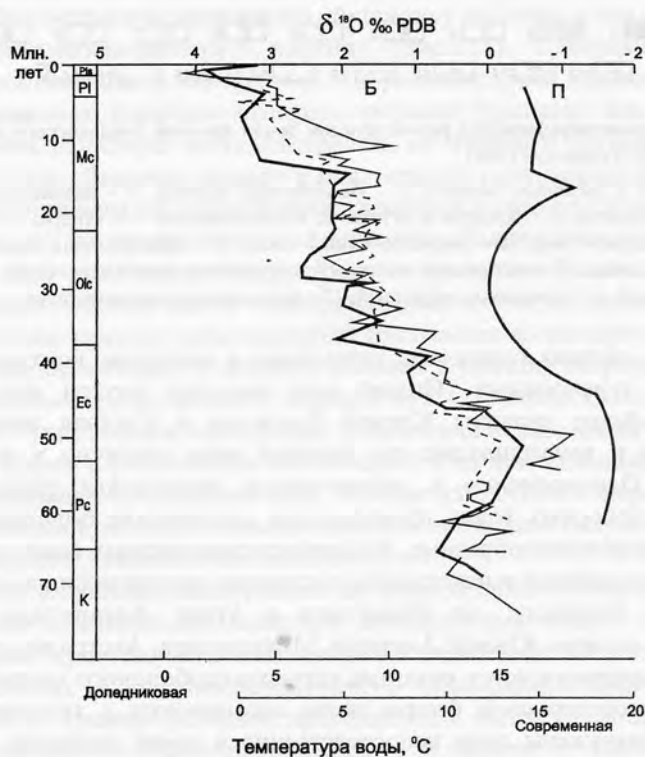


Рис.5.12. Направленное изменение температур поверхностных и донных вод океана в кайнозое по данным изотопно-кислородного анализа планктонных (П) и бентосных (Б) фораминифер по 16 скважинам по В.А.Зубакову [1990]

В кайнозое, особенно во второй его половине, различными методами констатируется направленное похолодание климата (рис. 5.12). Поскольку количество данных о позднекайнозойской, наиболее молодой криогенной эпохе является максимальным, можно с наибольшей степенью вероятности судить о причинах, ее обусловивших. Выявляется целый комплекс факторов, приведших в конечном итоге к возникновению обширной криосферы Земли в позднем кайнозое. Прежде всего обращает на себя внимание совпадение позднекайнозойского криохрона и альпийского тектогенеза и орогенеза. Можно с достаточной определенностью считать, что одной из главных причин похолодания климата в это время была общая эвстатическая регрессия моря, вызванная увеличением объема океанических впадин под воздействием альпийского тектогенеза. Подсчитано, что за кайнозой объем океанических впадин увеличился примерно на 200 млн. км³, следовательно, в них "ушло" соответствующее количество воды. На фоне опускания впадин океана росли срединно-океанические хребты, и сложное сочетание этих двух процессов определило эвстатические колебания уровня моря, а следовательно, и изменения площади суши.

В позднемеловое время уровень океана был более чем на 100 м выше современного [Клиге, 1997], а 40% современной суши было затоплено морями. В начале кайнозоя началась общая регрессия моря и за 65 млн. л. уровень океана понизился до современного, а площадь суши соответственно возросла на 40%. Это привело к увеличению альбедо, которое, как известно, у поверхности суши выше, чем у поверхности океана, вследствие чего вода поглощает лучше, чем суша, коротковолновую солнечную радиацию. По существующим оценкам, понижение уровня Мирового океана на 100 м и соответствующее увеличение площади континентов приводит к снижению глобальной температуры Земли на 0,6°C. Возможное снижение уровня на 500 м способно вызвать понижение глобальной температуры на величину порядка 3°C. Сказывалось также выхолаживающее влияние возникших в ходе альпийского орогенеза высокогорных массивов.

К числу главных факторов, способствовавших охлаждению климата планеты в позднем кайнозое, могут быть отнесены два важнейших палеогеографических события: изоляция южного околополюсного пространства циркумантарктическим течением от Мирового океана, а также увеличение степени изоляции Северного Полярного бассейна. Оба события произошли в миоцене. Глубоководной скважиной на Фареро-Исландском пороге, отгораживающем Норвежское море от Атлантического океана, вскрыты базальтовые лавы, изливавшиеся не под водой, а на суше. Возраст лав датируется калий-аргоновым методом в 12–17 млн. л. Именно в миоцене 12,7–13,3 млн. л.н. впервые появляются ледово-морские слои близ Тихоокеанского побережья Южной Аляски. Важным событием на рубеже миоцена и плиоцена, примерно 5 (или 3,5) млн. л.н. явилось окончательное оформление Панамского перешейка и образование близкой к современной системы океанических течений, в частности, возникновение Гольфстрима. Он во многом определил климат на севере Европы и даже арктической Азии в ее западном секторе. Безусловным является его глобальное влияние на климат Северного полушария и, вероятно, Земли в целом.

В конце миоцена или на его границе с плиоценом фиксируется глобальная регрессия океана, отмеченная во многих регионах мира. Глубина вреза речных долин, соответствующих этому этапу, на Арктическом шельфе достигает 300–400 м ниже современного уровня [Данилов, 1982, 1987]. Арктический бассейн практически полностью изолируется от Тихого и Атлантического океанов, благодаря чему интенсивно выхолаживается. Следствием явилось возникновение устойчивого ледового покрова арктических морей, а по их побережьям – многолетнемерзлых пород. Возникшие в позднем кайнозое покровы полярных льдов оказали дальнейшее охлаждающее влияние на климат Земли в целом. Антарктический ледниковый покров понижает глобальную температуру Земли на 5–6°C. Ледовый покров Арктического бассейна снижает среднюю летнюю температуру на несколько градусов, а зимнюю на 20°. Смещение его к югу только на 1° вызывает уменьшение среднегодовых температур воздуха в высоких широтах Северного (континентального) полушария на 12°C, а Южного (морского) – на 5°C [Будыко, 1980].

Палеогеновый этап. Природные обстановки Земли в начале и середине палеогена–палеоцене и эоцене, принципиально не отличались от позднемезозойских, меловых.



Рис.5.13. Ландшафтно-климатическая зональность Земли в раннем эоцене по Н.М.Чумакову [1984]

Условные обозначения см. на рис.5.11.

В эоцене (55–40 млн. л.н.) на территории Восточной Антарктиды, например, росли леса, состоящие главным образом из антарктического бука, ныне произрастающего в Новой Зеландии, на юге Австралии и Южной Америки, которые в то

время были, по-видимому, соединены между собой. Полагают, что до конца эоцена равномерно теплый климат преобладал повсеместно на Земле, зональность была выражена слабо, а криосфера отсутствовала (рис. 5.13). Западная Европа в эоцене была покрыта влаголюбивыми тропическими лесами, в состав которых входили многочисленные пальмы, фикусы, сандаловое дерево, древовидные папоротники и лианы, для низменных затопляемых побережий были характерны мангровые заросли. Восстанавливаемая по характеру растительности среднегодовая температура воздуха здесь составляла порядка 20°C, годовая сумма осадков 1000–1500 мм. В Восточной Европе были распространены сезонно-влажные леса, состоявшие из вечнозеленых растений: миртовые, пальмы, магнолии, лавр, платаны, вечнозеленые дубы, среди хвойных широкое распространение имели секвойи. Хвойно-широколиственные леса, в составе которых вечнозеленые растения играли заметную роль (до одной трети), достигали северных окраин Азии, Северной Америки.

В пределах Арктических островов – Гренландии, Шпицберген, Баффиновой Земли, Элсмira – имела распространение флора, включавшая бук, дуб, платан, каштан, хвойные, гинко. Климат Арктики был умеренно-влажным с мягкой, безморозной, бесснежной зимой. По данным Д.П.Кларка и Т.Г.Морриса [1984], в Арктическом бассейне шло накопление опаловых кремнистых илов, характерных в настоящее время для зон океана с высокой биологической продуктивностью (зоны апвеллинга), исключающей наличие круглогодичного ледового покрова. Дискуссионной является проблема адаптации вечнозеленых древесных растений в высоких широтах к условиям сезонной освещенности – полярной ночи, длящейся 3-4 месяца. Очевидно, что в это время фотосинтез практически исключался. Однако, циркумполярное распространение флоры, включающей тропические растения, указывает на их обитание именно в Арктике и Субарктике.

Олигоцен (40–25 млн. л.н.) является тем первым временным интервалом в кайнозойе, для которого получены данные о зарождении оледенения в Южном полушарии в Антарктиде. Согласно результатам изотопно-кислородных исследований осадков океана, температура воды в нем в конце эоцена понизилась в высоких широтах на 8–10°C, а в умеренных и тропических на 4–5°C, особенно резкий скачок фиксируется на границе эоцена и олигоцена примерно 40–38 млн. л.н. В районе Антарктиды это резкое понижение температуры океанических вод составило не менее 5–6°C, а по некоторым авторам 7°C (от 11–12°C). В донных осадках, соответствующих интервалу 40–35 млн. л., фиксируется смена остатков теплолюбивых организмов холодостойкими. Похолодание климата на рубеже эоцена–олигоцена обусловило зарождение оледенения Антарктиды, которая уже находилась в это время в районе Южного полюса (вероятно, с середины–конца мезозоя). На Земле Мэри Берд найдены базальты, имеющие возраст 42,9 млн. л., излияние которых происходило подо льдом. Обломочный материал ледового разноса присутствует в морских отложениях олигоценного возраста близ побережья Западной Антарктиды. Следовательно, в это время должен был существовать ледовый покров приантарктических морей.

Оледенение самого материка в течение олигоцена имело скорее всего не покровный, а горно-долинный характер, возможно, существовали локальные ледяные купола. К горам в первую очередь были приурочены районы развития

мерзлых пород. Непосредственной причиной, предопределившей возможность начала оледенения Антарктиды, явилось ее отделение от Австралии и создание системы преимущественно холодных морских течений вдоль антарктического побережья. Это обусловило существенную термическую изоляцию приантарктических вод от Мирового океана и их выхолаживание. Покровное оледенение Антарктиды было сформировано позднее, когда она полностью отделилась от Южной Америки.

В Северном полушарии в олигоцене криогенные обстановки отсутствовали. В Западной Европе представители тропической и субтропической растительности в олигоценовой флоре составляли до 60%, но вместе с тем появились уже тсуга, ель, сосна. На низменностях, в межгорных долинах и котловинах севера и северо-востока Азии в олигоцене были распространены листопадные леса тургайского типа, состоявшие из широколиственных – каштана, бука, граба, клена, дуба, ореха, ликвидамбра, а также мелколиственных – березы, ольхи. Заметную часть лесов составляли хвойные – таксодиевые, сосны, в меньшей степени – ель, тсуга, концентрировавшиеся на возвышенностях, склонах гор.

Согласно реконструкциям известного ботаника А.И.Толмачева, климат рассматриваемого времени в Арктике характеризовался следующими особенностями. Лето было продолжительным, но умеренным, с невысокими температурами, зимы – мягкими, температура самого холодного месяца не опускалась ниже -5°C . Атмосферных осадков выпадало довольно много, их годовая сумма составляла 800–1000 мм. Зима отличалась обильными снегопадами, высокий снежный покров предохранял растения от морозов. Среднегодовые температуры были выше современных на $12-15^{\circ}\text{C}$, а на северо-востоке Сибири и того более. Арктический бассейн имел широкую связь с Атлантическим океаном, периодически устанавливалась также связь со Средиземноморским бассейном через Западную Сибирь, возможно, и через Русскую равнину. Он не был в то время ледовитым, иначе не смог бы оказывать смягчающего и увлажняющего влияния на климат всей Арктики, а также прилегающих к ней областей. Климат здесь повсюду был однообразный умеренно-влажный, что и обеспечивало однообразие растительности на огромных пространствах. Вследствие достаточно высоких летних температур, большой продолжительности вегетационного периода (не менее 5–6 месяцев), мягкости и снежности зим, отсутствия засушливых периодов древесная листопадная флора имела благоприятные условия для своего развития в Арктике и Субарктике.

Неогеновый этап. Неоген – время кардинальной перестройки лика Земли: ее тектонической структуры, орографии и гидрографии суши, морфологии и гидрологии морей и т.д. В неогене получает полное развитие криосфера Земли во всех трех формах ее проявления: наземные ледниковые покровы, отрицательнотемпературные слои литосферы и гидросферы в сочетании с подземными и плавучими льдами.

В *миоцене* (25–7 млн. л.н.) на самых ранних его этапах начинает оформляться современное покровное оледенение Антарктиды, включая шельфовые ледники (в частности, ледник в море Росса). Возможность разрастания горных ледников Антарктиды и превращения их в покровные в миоцене связана с ее окончательной изоляцией от остальных материков. Именно в это время разрушается перешеек,

связывающий Антарктиду с Южной Америкой, и образуется пролив Дрейка. Вокруг Антарктиды возникает замыкающее ее постепенно в кольцо течение (рис. 5.14), которое является самым мощным из всех океанических течений, и захватывает всю толщу воды от поверхности до дна, не имея на больших глубинах противотечения, как это обычно бывает в других случаях. Циркумантарктическое течение практически полностью отгораживает Южный океан и материк от влияния теплых водных и воздушных масс умеренных широт. В сочетании с постоянно существующим над Антарктидой антициклоном это приводит к ее интенсивнейшему выхолаживанию.

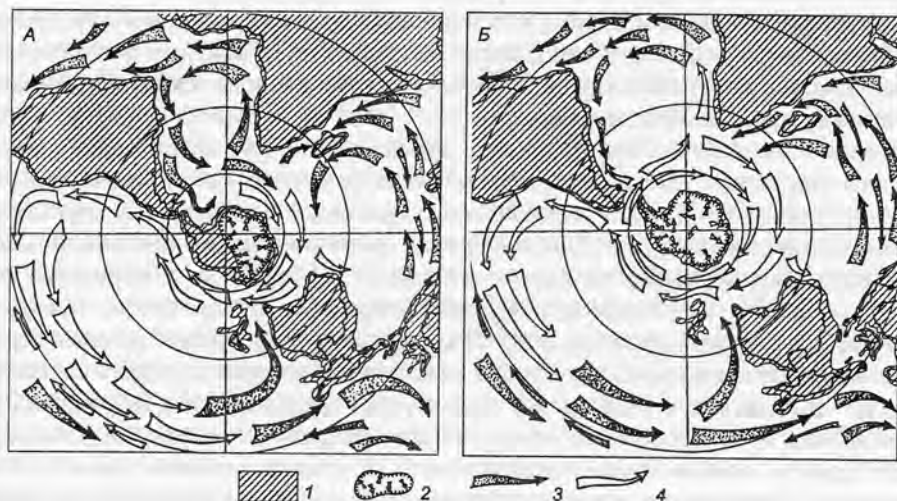


Рис. 5.14. Течения в океане Южного полушария по М.Я. Вербицкому, Д.Д. Квасову [1980] с сокращениями

А – начало миоцена (20 млн. л.н.); Б – современные течения; 1 – материк с эпиконтинентальными морями; 2 – ледниковые щиты; 3 – теплые течения; 4 – холодные течения

По данным изотопно-кислородных исследований планктонных и бентосных фораминифер и нанопланктона в осадках приантарктических морей установлено, что их придонные и поверхностные воды испытывали в среднем миоцене резкое уменьшение температур до значений, близких к точке замерзания. Также резко увеличивается в осадках этого возраста и количество продуктов ледового разноса. Полагают в связи с этим, что средний миоцен явился главным этапом создания ледникового покрова Антарктиды. Имеются данные, что максимальные размеры, в 1,8 раза превышающие современные, он приобрел в конце миоцена, возможно, начале плиоцена, когда была отложена литифицированная морена “сириус”. Она имеет мощность до 80 м и залегает на больших абсолютных высотах на выходящих из-под льда вершинах Трансантарктического хребта, прослеживаясь на расстояние более 1300 км от Земли Виктории до горы Королевы Мод, вследствие чего эта фаза максимального разрастания антарктических ледников была названа “оледенением королевы Мод”. Морена сириус прорвана

вулканическими конусами с возрастом около 4 млн. л. и подстигается магматическими породами палагонитовой формации с возрастом 7 млн. л. [Iourel et al., 1993].

В Северном полушарии в миоцене развитие природной обстановки происходило более сложно, чем в Южном. Миоценовые ландшафты севера Евразии и Северной Америки были в основном лесными. На севере Сибири господствовали смешанные хвойно-лиственные леса из сосны, ели, лиственницы, тсуги, пихты, березы, ольхи, содержавшие некоторую примесь широколиственных пород. На северо-востоке Азии, Аляске, севере Канады произрастали хвойные леса, состоящие в основном из лиственницы и ели с примесью пихты, тсуги, сосны, березы, ольхи, а также некоторых термофильных хвойных и лиственных пород – дуба, вяза, граба, каштана, серого американского ореха, родственного грецкому и т.д. Полагают, что климат миоцена в Арктике и Субарктике был влажным океаническим, преимущественно с положительными зимними температурами, но с безусловно выраженной сезонностью.

В конце миоценовой эпохи климат арктических и субарктических районов стал заметно более холодным, умеренным. В растительном покрове севера и северо-востока Сибири преобладающими становятся темнохвойные, светлохвойные и мелколиственные леса. Они изобилуют разнообразными лиственницами, в том числе современными видами – сибирской и даурской. Умеренный пояс охватывал также, по-видимому, Крайний Север и северо-восток Северной Америки, в частности, Аляску. Близ Тихоокеанского побережья Аляски первые ледово-морские слои зафиксированы в отложениях, возраст которых составляет 12,7–13,36 млн. л., т.е. отвечает середине миоцена. Следовательно, в это время уже существовала криолитозона на северо-западе Северной Америки, а прибрежные воды Тихого океана были ледовитыми. Получены прямые свидетельства миоценового оледенения в горах Южной Аляски, где ледниковые отложения переслаиваются с лавами, датированными калий-аргоновым методом, возраст их составляет около 10 млн. л. Возраст не менее 10 млн. л. имеет начальная горно-долинная стадия оледенения Исландии. В это время, безусловно, существовал уже ледниковый покров в Гренландии, а также мерзлые породы под ним и вокруг него.

Существуют данные, что в середине миоцена Северный Полярный бассейн был уже сезонно-ледовитым, поскольку в прибрежно-морских (лагунных) отложениях соответствующего возраста на побережье Чукотского моря присутствует галька ледового разноса [Данилов, 1985]. В горных районах северо-востока Азии сформировались толщи многолетнемерзлых пород и мерзлотно-тундровые ландшафты.

В *плиоцене* (7–1,8 млн. л.н.) происходит основной процесс формирования современной криосферы Земли. Нижняя граница плиоцена в современных стратиграфических схемах проводится на рубеже от 5,5 до 7 млн. л.н.. Существуют заслуживающие доверия данные [Кларк, Моррис, 1984], что Полярный бассейн в это время был уже ледовитым. В колонках донных грунтов, поднятых из глубоководных котловин Северного Ледовитого океана, в осадках с возрастом 5,6 млн. л. зафиксировано наличие крупнозернистого обломочного материала, связанного с ледовым разносом. В плиоцене продолжал свое существование ледниковый

покров Гренландии, а также, по-видимому, образовались ледниковые шапки Канадского Арктического архипелага, Шпицбергена, Земли Франца Иосифа и некоторых других островов. В прилегающих к наземным ледникам областях получали развитие мерзлые горные породы и обусловленные ими тундровые ландшафты, которые охватывали не только горные районы, как в миоцене, но и приморские арктические низменности. Тем не менее, основные площади криолитозоны суши были покрыты таежной растительностью. Например, на северном побережье Чукотки нижнеплиоценовые аллювиальные галечники содержат крупные стволы лиственниц, а также мелкие обломки древесины ели и ивы прекрасной сохранности [Данилов, 1985]. Древесина практически не несет следов гниения. Этот факт является показателем того, что древесные остатки сразу же после их захоронения переходили в мерзлое состояние и в нем сохранялись перманентно. Следовательно, в раннем плиоцене приморские равнины Северной Чукотки были покрыты высокоствольными хвойными елово-лиственничными лесами с примесью березы, ивы и других мелколиственных пород, но в то же время под ними на некоторой глубине уже залегали вечномерзлые толщи. Данный факт позволяет сделать еще одно очень важное заключение, состоящее в том, что, возникнув на северо-востоке Евразии в плиоцене, мерзлые толщи затем уже не оттаивали здесь в течение всего последующего времени в плейстоцене. Вместе с тем, в плиоценовых аллювиальных галечниках присутствуют клиновидные псевдоморфозы по ледяным жилам, образование которых связано с латеральной миграцией русла и местным оттаиванием мерзлых пород под ним в процессе речного осадконакопления.

Ледниковый покров Антарктиды в плиоцене, возможно, испытывал существенные сокращения. Морские гравийники с фауной моллюсков перекрывают моренные отложения в долине Райта, залегая на абсолютной высоте 600 м. Породы с фоссилизированными остатками ископаемого дельфина, имеющего возраст около 4 млн. л., изучены австралийскими учеными в районе Притц-Бей. Окаменевшие древесные остатки с корневой системой и возрастом 2–3 млн. л. обнаружены американской экспедицией в обрывах Трансантарктического хребта на высоте 1800 м над уровнем моря. Здесь же ранее были установлены морские диатомовые водоросли с возрастом около 3,5 млн. л. Все перечисленные факты служат основанием для заключения о том, что Антарктический ледниковый покров не существовал непрерывно с момента его возникновения, как еще считалось совсем недавно, а, по-видимому, заметно сокращался в середине плиоцена. Это связано, как следует из приведенных фактов, с глубокой морской трансгрессией. Опускание материка, соответствующее этому этапу, составляло более 1800 м.

5.5. Главные проблемы четвертичной криогенной эпохи

Объем и нижняя граница четвертичного периода. Четвертичный период в отношении колебаний температуры в средних и высоких широтах Земли принципиально отличается от всей предшествующей истории кайнозоя, когда здесь наблюдалось направленное изменение температуры в сторону ее

уменьшения. В плейстоцене предполагаются короткопериодные, резкие (катастрофические) климатические изменения, вызывавшие смену ледниковый и межледниковый, с амплитудой порядка 10°C . Полагают, что перейдя через определенный температурный рубеж (четвертичный “ледниковый порог”), климат Земли в умеренных и высоких широтах перешел в крайне неустойчивое состояние (рис. 5.15). Для его существенных колебаний достаточно весьма незначительных изменений глобальной температуры Земли. Однако остается неясным, когда же был преодолен этот температурный барьер и наступило время “климатического беспредела”, поскольку продолжительность четвертичного периода оценивается от 0,7 до 1,8 или даже 2,4–3,4 млн. л.

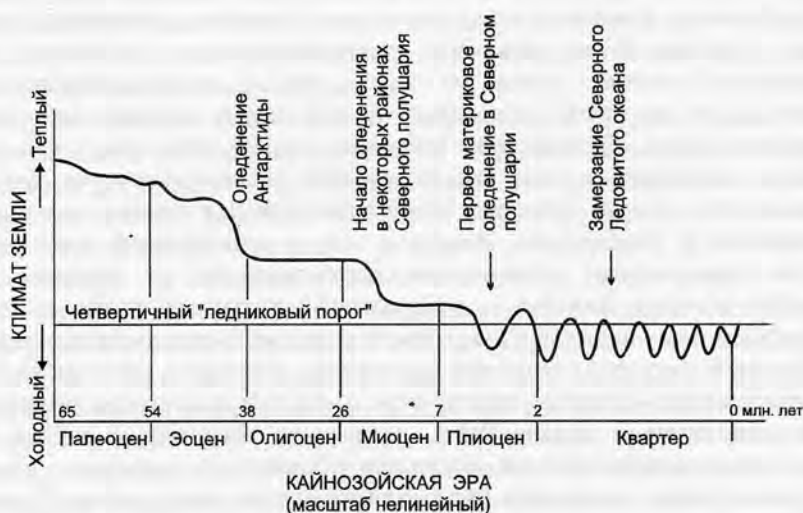


Рис.5.15. Предполагаемая тенденция развития климата Земли в кайнозойскую эру, направленная к достижению четвертичного “ледникового порога” из работы [Зилы нашей планеты, 1982]

Первая цифра соответствует прямому, “нормальному” направлению магнитного поля Земли (магнитная эпоха Брунес). В интервале от 0,7 до 2,4 млн. л.н. магнитное поле Земли имело обратную намагненность (магнитная эпоха Матуяма). Примерно 1,6-1,8 млн. л.н. фиксируется эпизод прямой намагненности “Олдувей”, и установлено появление морских холодноводных видов моллюсков в калабрийских отложениях побережья Средиземного моря, поднятых ныне до высоты 1400 м над уровнем моря в Юго-Западной Калабрии (Италия). Около 2,5-3 млн. л.н. произошла экспансия холодноводных моллюсков в Северное море. В морских слоях Ломбардской низменности на севере Италии с возрастом 3,0–3,2 млн. л. фиксируются ледово-морские фации, в отложениях калабрийской трансгрессии – северный моллюск *Arctica islandica* L. Около 3,3 млн. л.н. начинается акчагыльская трансгрессия Каспия, которую некоторые исследователи (С.А.Ковалевский, К.К.Воллосович, В.Л.Яхимович и др.) связывают с внедрением холодных вод Северного Ледовитого океана в бассейн Камы–Волги и далее в

Каспийское море. В зависимости от того, какая значимость придается тому или иному палеогеографическому событию, граница четвертичного периода (плейстоцена) и плиоцена оценивается разной величиной.

Официально принятая граница – 1,7-1,8 млн. лет. Вместе с тем имеются основания считать, что эпоха первого покровного оледенения на континентах Северного полушария наступила около 3 млн. л.н., т.е. в плиоцене (см. рис. 5.15), и, следовательно, четвертичный ледниковый порог был преодолен раньше официально принятого начала четвертичного периода. Наиболее же достоверные следы четвертичных покровных оледенений Евразии и Северной Америки относятся к последним 0,7–0,8 млн. л. [Флинт, 1967; Марков и др., 1965], поэтому имеется немало сторонников именно такого объема четвертичного периода.

О количестве оледенений в четвертичном периоде. Согласно классическим представлениям, разработанным на материалах по строению четвертичных отложений суши, в плейстоцене выделяются четыре основные криогенные эпохи. В основе их выделения лежат четыре горные оледенения Альп, выявленные в конце прошлого – начале нашего века немецкими исследователями А.Пенком и Э.Брюкнером: гюнц, миндель, рисс и вюрм. По терминологии, принятой для Европейской части России, трем последним коррелятны окское, днепровское (с московской стадией) и валдайское (с двумя или более стадиями) оледенения (табл. 5.1). В Северной Америке альпийским оледенениям соответствуют небрасское, канзасское, иллинойское и висконсинское. В Альпах некоторые исследователи склонны выделять два еще более древних оледенения: дунайское (дочетвертичное в его минимальном объеме – 0,7 млн. л.) и биберское (дочетвертичное в его объеме – 1,8 млн. л.), коррелятны им выделяют и на равнинах Европы – морозовское (березинское), домашкинское и другие. Однако фактологические данные, лежащие в основе этих представлений, пока ненадежны.

В последние годы выделение палеоклиматических событий плиоцена и плейстоцена основывается главным образом на изучении донных осадков океана [Боуэн, 1981; Зубаков, 1986, 1990; Shackleton, Opdyke, 1976]. Установлены изменения в содержании легкого (^{16}O) и тяжелого (^{18}O) изотопов кислорода в раковинах фораминифер, извлекаемых из океанских осадков в разных интервалах их глубины. Допущено, что соотношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в раковинах планктонных и бентосных фораминифер отражает его содержание в морской воде времени обитания этих организмов. Специальные исследования подтвердили, что карбонат раковин фораминифер, используемый для изотопного анализа, наращивается в равновесных или близких морской воде условиях. Лабораторными экспериментами установлено, что с понижением температуры воды в ней увеличивается содержание тяжелого изотопа кислорода ^{18}O , и уменьшается легкого – ^{16}O . Было сделано еще одно допущение, что в эпохи оледенений материков Северного полушария легкий изотоп ^{16}O в больших количествах (быстрее) испарялся с поверхности океана и шел на постройку ледниковых покровов. Естественно, что в морской воде при этом должна была соответственно увеличиваться концентрация тяжелого изотопа ^{18}O . Однако, какой фактор был главным в определении изотопного состава морских вод: их температура или изъятие посредством испарения больших водных масс с легким изотопом ^{16}O – остается неясным.

Таблица 5.1. Традиционная корреляция оледенений Альп, равнин Северной и Восточной Европы, Азии и Северной Америки
по В.А.Зубакову, И.И.Борзенковой [1983] с добавлениями

Временная шкала, тыс. лет	Альпы (возраст в тыс. лет, по М.Милан- ковичу)	Средне- европейские равнины	Русская равнина		Сибирь		Северная Америка
			Валдай- ское оледене- ние	Позд. Ранн.	Зырян- ское оледене- ние	Позд. (сарган) Ранн.	
100	III - 25 Вюрм II - 72 I - 115	Вислинское оледенение					Висконсин- ское оледене- ние
200	II - 187 Рисс	Вартинская стадия (оледенение)	Московская стадия или оледенение		Тазовская стадия или оледенение		Иллинойское оледенение
300	I - 230	Заальское оледенение	Днепровское оледенение		Самаровское оледенение		
400	II - 435 I - 476 Миндель	Эльстер- ское оледенение	Оксское (донское) оледенение		Шайтанское оледенение		Канзасское оледенение
500							
600	II - 550 Гюнц I - 590	Доледни- ковье	Доледниковье		Доледниковье		Небрасское оледенение
700							

В свете сказанного считается, что в последние 3–5 млн. л. при постоянном составе и солености морской воды изменения в содержании ^{18}O в раковинах планктонных и бентосных фораминифер отражают изменения температуры тех слоев воды, в которых они жили. При этом изменение содержания ^{18}O на 1‰ в карбонате раковин соответствует изменению температуры воды на 4°C. Вместе с тем, следует сказать, что методологическая основа интерпретации результатов изотопно-кислородных исследований является далеко не совершенной, поскольку остается неясным влияние на концентрацию ^{18}O в морских организмах различных факторов: первичного изотопного состава вод, колебаний температуры, солености, изменений экологических условий обитания микрофауны, процессов диагенеза. Кроме того, температурные колебания на поверхности океана не в полной мере и не всегда сказываются на придонных слоях, и наоборот, сами температурные параметры водных масс не всегда обусловлены общепланетарными климатическими причинами, а определяются рельефом дна, местоположением и

характером течений и т.д. Тем не менее, колебания в отношении $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в колонках океанских осадков (по раковинам фораминифер) выражены достаточно четко и рассматриваются как свидетельства понижения и повышения температур поверхностных и придонных вод океана, а отсюда делаются выводы об изменении температур воздуха.

В донных океанских осадках, отвечающих последним 0,7 млн. л., выделяются 20 или 22 крупные изотопные стадии: в осадках, отвечающих последнему миллиону лет, – 24 или 25 крупных изотопных стадий (рис. 5.16). Из этого факта следует допущение, что за четвертичный период, в его минимальном объеме понимания (0,7–1,0 млн. л.), произошло 10–12 похолоданий – оледенений, когда отношение $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ менялось в воде океана столь значительно, что возможно предположение о том, что значительная ее часть ушла на постройки крупных ледниковых покровов на материках Северного полушария. В объеме четвертичного периода (1,8 млн. л.) изотопных стадий пропорционально больше. На основании стратиграфии лессов Центральной Европы в интервале последних 1,8 млн. л. выделяется 18 оледенений. В среднем общий климатический цикл на ранге оледенение – межледниковье (криохрон–термохрон) охватывает примерно 100 тыс. л., соотношение между ними составляет примерно 1:10. Среди большинства исследователей четвертичного периода в последние годы явно проявляется тенденция считать, что глобальная хроностратиграфия позднеледникового криогенного этапа должна основываться на вариациях в соотношениях тяжелых и легких изотопов кислорода в океанских отложениях. Для позднего плейстоцена используются также данные по изотопной хроностратиграфии ледников, особенно ледниковых покровов, имеются отдельные примеры использования данного метода в восстановлении палеотемпературных условий формирования подземных льдов.

Таким образом, в настоящее время в четвертичной геологии создалась критическая ситуация: что является верным – “классическая” стратиграфия четвертичных отложений континентов, или океанская стратиграфия? Предпочтение явно отдается последней, использующей современные физико-химические, микропалеонтологические и другие методы. Кроме того, геологическая летопись, запечатленная в донных отложениях океана, не подвергавшихся эрозионным размывам, как отложения суши, несомненно полнее. Под “давлением” океанской стратиграфии некоторые исследователи континентов начинают выделять до 12–13 ледниковых горизонтов четвертичного возраста в Альпах, на Алтае и других в основном горных районах, но также и на равнинах.

Характерная оценка создавшегося положения в четвертичной ледниковой геологии дана английским исследователем Д.Боуэном [1981]. Автор пишет, что альпийские термины “гюнц”, “миндель”, “рисс” и “вюрм”, введенные в употребление в начале XX века, до сих пор требуют стратиграфического обоснования, хотя с ними соотносятся события, установленные совсем в других районах. Новые открытия насильно “втискиваются” в существующие классификации. Такое произвольное обращение с фактами поддерживает иллюзию надежности и точности исходной схемы, поскольку, на первый взгляд, она постоянно подкрепляется новыми материалами. Тенденция постоянно подтверждать открытия, сделанные при недостаточном объеме данных, получила среди

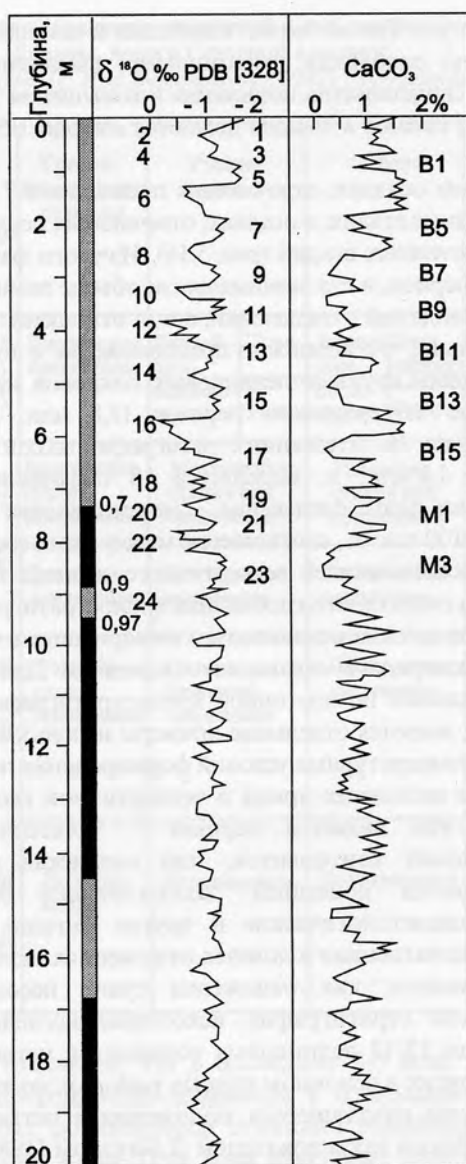


Рис.5.16. Изотопно-кислородная кривая стратотипического разреза V28-239 в экваториальных водах Тихого океана по Н.Шеклону и Н.Опдайку [Shackleton, Opdyke, 1976]

Карбонатная кривая (CaCO_3) дана для фракции 180 мкм по Хейсу; минимумы ее отвечают термомерным стадиям для палеомагнитных эпох брюнес и матуяма. В колонке осадки прямой намагнитченности – серые, обратной – черные

исследователей название “синдрома подкрепления”. Сам Д.Боуэн развивает взгляды о 17 циклах оледенений и разделяющих их межледниковий в последние 1,7-1,8 млн. лет.

Если следовать представлениям о большой множественности ледниковых эпох в четвертичном периоде, то продолжительность одной эпохи нередко оценивается цифрой всего в 10 тыс. л., а иногда и менее [Боуэн, 1981; Гроссвальд, 1983]. Следовательно, в течение столь короткого времени, в геологическом масштабе почти мгновенно, должно было произойти зарождение, развитие, а затем деградация и исчезновение "великих ледниковых покровов" на территории Северной Евразии и Северной Америки, по размерам не только сопоставимых, но и превосходящих современные Гренландский и Антарктический. И какова бы она ни была, причина этих катастрофических явлений, возникает закономерный вопрос: почему она действовала в одних случаях и не действовала в других? Почему, например, разрушались "великие ледниковые покровы" севера Евразии и Северной Америки, а Антарктиды и Гренландии – нет? Длительную устойчивость Антарктического ледникового покрова еще можно в определенной степени объяснить его околополюсным положением. Что же касается Гренландского ледникового покрова, то следует помнить, что его южная оконечность находится вблизи 60° с.ш., т.е. широты Осло, Хельсинки, Санкт-Петербурга.

Общая площадь каждого крупного предполагаемого материкового оледенения Северного полушария оценивается примерно в 30 млн. км² [Марков и др., 1965], тогда как площадь современного составляет всего 2 млн. км². Площадь древнего оледенения Северной Америки предполагается сверхогромной – 18 млн. км². И оно должно было в силу непонятных причин развиваться и исчезать многократно, тогда как рядом стабильно существовал сравнительно небольшой Гренландский ледниковый покров несоизмеримо меньших размеров (1,8 млн. км²), и он почему-то ни разу существенно не деградировал и полностью не растаял. Нелогичность этого сочетания очевидна.

Увлечение количеством выделяемых четвертичных оледенений стало своего рода модой. Еще относительно недавно, около полувека назад, для территории Западно-Сибирской низменности создатель стратиграфической схемы четвертичных отложений этого региона, В.Н.Сакс выделял два оледенения: в предположительной форме среднечетвертичное (максимальное) в пределах равнины и приуроченное к горам и их подножиям позднечетвертичное (зырянское) с двумя стадиями. В настоящее время здесь выделяется пять оледенений и более. В прилегающих с юга к Западной Сибири Алтайских горах некоторые исследователи настаивают на 13-15 оледенениях.

На основе вышеизложенного можно сделать однозначное заключение, что вопрос о количестве оледенений в четвертичном периоде на современном уровне развития науки далек от решения. Кроме вышеприведенных данных следует иметь в виду, что не каждое похолодание климата, даже крупное, как будет показано ниже, приводит к развитию обширных покровных оледенений. Наконец, известно, что многие крупнейшие палеонтологи и палеозоологи (Н.К.Верещагин, В.И.Громов, И.Г.Пидопличко и др.) считают, что в плейстоцене происходило начавшееся ранее направленное похолодание и аридизация климата с кульминацией в конце позднего плейстоцена, когда был сформирован мамонтовый комплекс фауны, обитавшей в условиях перигляциальных тундро-степей. Изложенное показывает, что достоверных критериев выделения эпох материковых покровных оледенений в четвертичном периоде не существует, и вопрос об их

количестве решается на основе тех или иных приоритетов, исповедуемых конкретными исследователями.

О времени максимального похолодания в четвертичном периоде. Традиционная схема соотношения ледниковых покровов материков Северного полушария применительно к Русской равнине выглядит следующим образом (рис. 5.17). Полагают, что раннечетвертичное окское оледенение достигало долины р. Оки в ее верхнем течении и продвигалось несколько южнее; первое среднечетвертичное – днепровское, оледенение принято считать максимальным, южная граница его изгибается в виде двух языков по долинам Днепра (примерно до г. Кременчуга) и Дона (примерно до устья р. Медведицы). Граница второго среднечетвертичного – московского, оледенения проводится несколько южнее пределов Московской области; граница верхнечетвертичного – валдайского – несколько севернее, в пределах Валдайской возвышенности. Если его подразделяют на два самостоятельных, то границу ранневалдайского проводят в районе Твери, поздневалдайского – в районе Осташкова (Валдайская возвышенность).

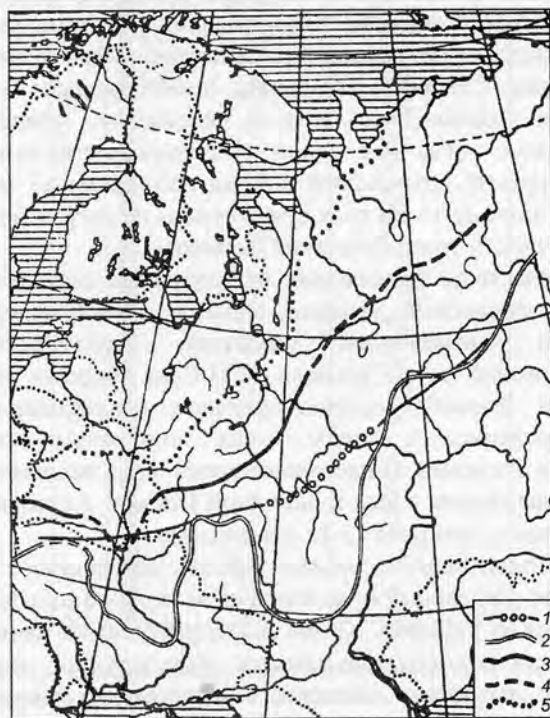


Рис. 5.17. “Классическая” схема границ плейстоценовых оледенений на территории Европейской части России по К.К.Маркову и др. [1965]

Оледенения: 1 – окское, 2 – днепровское максимальное, 3, 4 – московское (3 – установленное, 4 – предполагаемое), 5 – валдайское

Максимальность днепровского среднечетвертичного оледенения “доказывается” многочисленными геологическими и геоморфологическими способами. В частности тем, что к югу от границы московского оледенения ледниковый рельеф “старый”, существенно переработан эрозионными процессами. В ледниковый комплекс вложены три или четыре надпойменные речные террасы. Степень переработки рельефа эрозионными процессами при движении на север уменьшается, в пределах предполагаемого распространения позднеплейстоценового валдайского оледенения он наиболее “свежий” и очень слабо переработан эрозией, в долинах рек выделяются всего одна или две надпойменные террасы.

Эти устоявшиеся представления подвергаются в последнее время кардинальному пересмотру. Высказано получившее широкое признание мнение [Величко, 1987], что днепровский и донской ледниковые потоки (“языки”) были одновременными: донской поток постарше днепровского и принадлежит не среднечетвертичному днепровскому, а нижнечетвертичному окскому оледенению. Отсюда делаются выводы, что максимальным было не днепровское, а более раннее окское (донское?) оледенение. Таким образом, картина последовательной смены оледенений (похолоданий) приобрела, казалось бы, стройность и логическую завершенность: максимальное – древнейшее, более молодые – последовательно меньшие по размерам.

С вышеприведенными представлениями в корне расходятся результаты, полученные в отношении самого последнего отрезка четвертичной ледниковой эпохи – позднеплейстоценового. На основе изучения ледяного керна из скважин со станции Кемп Сенчури в Гренландии, Восток и Бэрд в Антарктиде был сделан вывод, что значительное похолодание климата имело место почти в самом конце четвертичного периода в интервале примерно от 65 до 10 тыс. л.н. [Котляков, Лориус, 1989; Robin, 1977]. Максимум понижения температуры фиксируется 15–29 тыс. л.н. (ст. Восток) или 22–24 тыс. л.н. (ст. Бэрд), когда во внутренних частях Антарктиды она была на 6–8° ниже современной. По данным изучения гренландской скважины, наибольшее похолодание приходится на 45,25 и 20 тыс. л.н..

О нарастании интенсивности похолоданий в течение плейстоцена. Об этом свидетельствуют данные по истории развития криолитозоны севера Евразии, южная граница которой почти достигала северных берегов Черного моря, на что указывают системы крупных грунтовых псевдоморфоз по вытаявшим ледяным жилам и другие посткриогенные образования, находимые в толщах лессовых пород в различных районах Украины, максимальная вертикальная протяженность которых достигает 8–10 м. Наиболее крупные приурочены к самым верхам лессовых толщ, возраст их устанавливается как позднеплейстоценовый. Все остальные, ниже расположенные системы псевдоморфоз, относимых к среднему и нижнему плейстоцену, имеют значительно меньшие размеры, не более 3–5 м по вертикали. Всего устанавливается 3–4 яруса посткриогенных образований, приуроченных обычно к погребенным почвенным горизонтам. Следовательно, может быть сделан определенный вывод о том, что криолитозона на севере Евразии в плейстоцене неоднократно смещалась к югу (три-четыре раза), а затем отступала к северу, но максимального своего развития достигала в позднем плейстоцене.

Таким образом, сложились две противоположные гляциалистические концепции в четвертичной геологии и палеогеографии: максимальное похолодание и оледенение было в начале или середине четвертичного периода, а интенсивность последующих похолоданий и оледенений уменьшалась, и другая: похолодание прогрессивно нарастало в течение четвертичного периода, достигнув максимума в конце его. Согласно общепринятым канонам, наибольшему похолоданию должно соответствовать наибольшее оледенение. Если следовать этой схеме, как это и делают некоторые исследователи, следует признать, что максимальным было последнее, т.е. позднелейстоценовое оледенение.

Обобщенные данные изотопной климатостратиграфической шкалы позволяют сделать вывод, что наиболее существенные и примерно равновеликие понижения температур (рис. 5.18) приходится на интервалы около 600 тыс. л.н. (16 изотопная стадия – гюнц альпийской шкалы), 430 тыс. л.н. (12 изотопная стадия – миндель альпийской шкалы) и 240 тыс. л.н. (8 изотопная стадия – рисс альпийской шкалы).

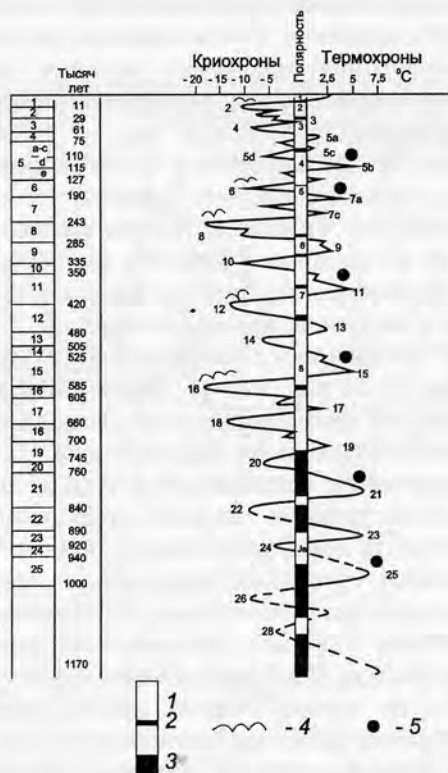


Рис.5.18. Климатическая шкала плейстоцена по В.А.Зубакову [1986] с сокращениями

Температурная кривая представляет приблизительную оценку отклонений температур самого теплого месяца в высоких (60° – 70°) широтах приатлантического сектора Северного полушария; 1 – прямая полярность; 2 – экскурсы в магнетизме бруннес; 3 – обратная полярность; 4 – морфологически выраженные красные ледниковые образования; 5 – наиболее достоверные морские трансгрессии.

В колонке и на кривой арабскими цифрами указаны номера изотопных стадий

О размерах предполагаемых четвертичных ледниковых покровов. Согласно представлениям К.К.Маркова и др. [1965], максимальные площади распространения четвертичного оледенения во всех трех формах его проявления следующие: льды материковые наземные – 44 млн. км², льды материковые подземные – 18 млн. км², льды морские – 25 млн. км², т.е. всего 87 млн. км². Близкие оценки по наземному оледенению приводит Р.Ф.Флинт [1967] – 45,2 млн. км². На основе этих представлений И.А.Суетовой [1968] произведены расчеты древних ледниковых покровов в различных регионах Земли (табл. 5.2). Из этой таблицы следует, что объем ледников в максимум плейстоценовой криогенной эпохи составлял 62–67 млн. км³, из них 8,6 млн. км³ приходилось на покровные ледники Евразии, а 21 млн. км³ на ледниковый покров Северной Америки. Вместе ледниковые покровы континентов Северного полушария составляли около 30 млн. км³. Указанные параметры характеризовали по К.К.Маркову и Р.Ф.Флинту максимальное распространение льдов в среднеледниковую криогенную эпоху (рисс, заальское, днепровское, иллинойское оледенения).

Таблица 5.2. Объем древних четвертичных ледников и ледниковых покровов по И.А.Суетовой [1968]

Тип оледенения	Район оледенения	Объем льда, тыс. км ³	Объем воды, эквивалентный объему льда, тыс. км ³
Ледниковые покровы	Европейский ледниковый щит	7640	7028
	Урало-Сибирский ледниковый покров	975	879
	Северо-Американский (Лаврентийский) ледниковый щит	21175	19480
	Гренландский ледниковый щит (современные размеры)	2700	2480
	Итого:	61327	56397
Горно-долинные ледниковые комплексы	Горы северо-востока и юга Азии	2255	2074
	Анды и Кордильеры Америки	3540	3255
	Горы Африки и Австралии с прилегающими островами	67	61
	Итого:	5862	5390
Всего:		67189	61787

Примечание: Если объем льда в Антарктиде (как и в Гренландии) принять равным современному – 24031 тыс. км³ (22108 тыс. км³ – объем воды), то общий объем льдов древних ледников составит 62383 тыс. км³, что эквивалентно 57383 тыс. км³ воды

Известно, что для того, чтобы понизить уровень Мирового океана на 100 м, требуется изъять из него около 35 млн. км³ воды. Для конца позднего плейстоцена получены разнообразные и многочисленные данные о понижении уровня океана на 100, 120 и даже 140 м. Чтобы выйти на последнюю величину в позднем плейстоцене, рисуется следующая палеогляциальная картина [Гросвальд, 1983; Hughes et al., 1977]. На севере Евразии, Северной Америки, а также прилегающем Арктическом шельфе развивался Панарктический ледниковый покров, площадь

которого в максимальную фазу распространения (около 17–21 тыс. л.н.) составляла 35,8 млн. км², а объем – около 56,7 млн. км³ (за вычетом современных ледников – 2,6 млн. км³). Большую часть его составлял величайший в мире Североамериканский ледниковый покров (площадь 18,32 млн. км², объем 34,8 млн. км³), состоявший из Лаврентийского, Иннуитского и Гренландского щитов, а также Кордильерского горно-покровного комплекса.

Позднеплейстоценовые ледники на суше и шельфе, якобы составлявшие Панарктический ледниковый покров, способны были бы понизить уровень Мирового океана на 105 м. С учетом увеличения объема ледников в Антарктиде, а также горно-покровных комплексов вне Панарктического покрова ледники позднеплейстоценового криогенного интервала, как полагают авторы концепции, способны вызвать понижение уровня океана на 135–140 м.

Сравнение двух вышеприведенных палеогляциальных реконструкций показывает, что существуют схемы, согласно которым максимальным было распространение ледников в среднем (традиционная точка зрения) и в конце позднего плейстоцена в интервале от 18–20 до 15–16 тыс. л.н. В последнем случае предполагается, что огромные ледниковые покровы возникали, развивались и деградировали за невероятно короткое время – порядка всего 5 тыс. л.

Вместе с тем, существуют палеогляциальные реконструкции [Величко, 1987; Данилов, 1982, 1989, 1990], согласно которым ледники в позднем плейстоцене имели весьма ограниченную площадь распространения, по крайней мере в пределах севера Евразии. И параметры их, согласно этим реконструкциям, существенно меньше, чем в среднем и раннем плейстоцене. В свете сказанного становится очевидным, что выбор тех или иных параметров для расчета площадей распространения и объемов льдов в те или иные этапы плейстоцена – дело весьма субъективное.

О причинах климатических колебаний в четвертичном периоде. Суммируя сведения о причинах климатических колебаний, возникновения “ледниковых покровов”, английский профессор Дж.К.Чарлсуэрт отмечал в 1960-е годы, что они варьируют от маловероятных до явно несовершенных и внутренне противоречивых. Вслед ему, также английский ученый, Б.Джон [Зимы нашей планеты, 1982], освещая проблему переходов от ледниковых условий к межледниковым (и обратно), был вынужден признать, что за последние десятилетия положение еще более запуталось, гипотезы на этот счет носят умозрительный характер. Ни одна из гипотез сама по себе и в сочетании с другими не способна объяснить ритмику ледниковых событий. Вопрос о кажущейся закономерной повторяемости ледниковых периодов в геологической истории и кажущейся закономерности чередований оледенений и межледниковий в каждом ледниковом (криогенном) периоде – самый трудный вопрос. Наконец, третий английский исследователь – Д.Боуэн [1981], констатирует, что на сегодняшний день удовлетворительные объяснения гляциоклиматических изменений в четвертичном периоде отсутствуют. Ни одна из десятков предложенных гипотез не может быть признана приемлемой. В частности, Д.Боуэн подвергает жесткой критике альпийскую схему четырехкратной смены “ледниковой” и “межледниковой” в четвертичном периоде, полагая, что разрастания и сокращения масштабов оледенений Альп

связаны не с похолоданиями и потеплениями климата, а с неравномерным поднятием земной коры в данном регионе.

На необъяснимость причин периодичности возникновения и исчезновения гипотетических древних ледниковых покровов обращал внимание еще академик В.Р.Вильямс [1940]. Он писал: "Колоссальное количество накапливающихся фактов... уже не позволяет оставаться при старой гипотезе четырех оледенений – гюнц, миндель, рисс, вюрм. Непонятны причины наступаний и отступаний этих четырех оледенений под воздействием климата, изменяющегося попеременно то в направлении похолодания, то потепления. При этом причина этих нарушений именно в послетретичную эпоху остается неясной. Эти объяснения перестали удовлетворять кого бы то ни было. Они просто констатируют факты, не вскрывая их внутренней связи" (с.138). Эти строки писались в 1938 г. С тех пор положение мало изменилось.

Данные по истории развития ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии показывают, что причины предполагаемых четвертичных оледенений севера Евразии и Северной Америки связаны с местными изменениями палеогеографических условий, происходивших в тех или иных конкретных регионах на фоне общего ухудшения климата в конце кайнозойской эры. Последнее также было обусловлено скорее всего "земными" причинами: прогрессирующим во времени с начала палеогена возрастанием емкости океанических впадин, сокращением площади морей и одновременным увеличением площади и высоты суши.

Общим условием возникновения наземного или подземного оледенения, т.е. любого из этих двух его типов, является дефицит тепла (отрицательные среднегодовые температуры воздуха). Для образования ледниковых покровов дополнительным условием является превышение прихода твердых атмосферных осадков (снега) над расходом. При дефиците твердых атмосферных осадков, когда снега выпадает меньше, чем может испариться и растаять, возникает особый тип оледенения Земли – подземное оледенение [Баранов, 1959]. Современная область его распространения составляет в Северном (континентальном) полушарии порядка 20 млн. км², тогда как наземное оледенение здесь развито на площади не более 2 млн. км², т.е. в десять раз меньшей. Нет оснований считать, что подобные соотношения кардинально менялись в эпохи плейстоценовых похолоданий. Вероятнее всего, что площадь подземного оледенения в Северном полушарии в течение всего четвертичного периода была намного большей, чем наземного. По аналогии с современной картиной, более широко распространенным следствием похолодания климата должно являться подземное, а не наземное оледенение материков северного полушария.

Как нам представляется [Данилов, 1982, 1987], наиболее вероятной причиной крупномасштабных природных изменений в высоких и средних широтах Северного полушария в плейстоцене и голоцене были трансгрессии и регрессии Полярного бассейна. В этапы трансгрессивного развития увеличивалась его связь с Тихим и, что особенно важно, с Атлантическим океанами, благодаря чему теплые воды последнего в больших количествах поступали в Арктику, обуславливая общее смягчение и увлажнение его климата. Регрессии Полярного бассейна были причиной его практически полной изоляции от Тихого океана и значительно большей, чем сейчас, от Атлантического. Существенно увеличивалась

площадь арктической суши, продвигавшейся далеко на север. Сковывалась практически сплошным покровом морских льдов повышенной толщины (до 10-15 м) центральная часть Полярного бассейна. Климатообразующая роль морских льдов очень велика. По образному выражению В.Ю.Визе, море, покрытое льдами, представляет собой “климатическую сушу” и является мощным выхолаживающим фактором. Оно как бы соединяло между собой Северную Америку и Евразию, превращая их в единый суперматерик Арктиду, представлявший собой огромную область выхолаживания в высоких широтах.

Все это, вместе взятое, обуславливало увеличение суровости и континентальности климата в высоких и средних широтах Северного полушария, снижение среднегодовых температур воздуха и температур мерзлых толщ. Преимущественное развитие в эти эпохи получало не наземное, а подземное и морское оледенения. Иными словами, согласно предлагаемой концепции, не возникновение и исчезновение огромных ледниковых покровов суши приводило к регрессиям и трансгрессиям Мирового океана, а тектонически или эвстатически обусловленные трансгрессии и регрессии приводили к существенным природным изменениям в высоких и умеренных широтах и, в частности, к сокращению или увеличению площади современной криосферы Земли, особенно резко проявившимся в Северном полушарии.

Возможная модель палеокриогенной ситуации в высоких широтах Северного полушария в плиоцен-плейстоценовое время. Рассмотрим с вышеизложенных принципиальных позиций основные этапы истории криолитозоны севера Евразии в новейший геологический этап [Данилов, 1982, 1985, 1989]. На рубеже миоцена и плиоцена происходит глобальное поднятие континентального блока Земли, явившееся отражением альпийского орогенеза, сопровождавшееся опусканием океанического дна и увеличением емкости океанических впадин. Арктический шельф являлся сушей (рис. 5.19) и представлял собой глубоко расчлененную равнину, днища долин располагались на современных глубинах -300, -350 м. Продвижение суши на север и выхолаживание центральной части Полярного бассейна обусловили резкое увеличение суровости и континентальности климата высоких широт. Северный океан становится Ледовитым, возникают мерзлые толщи на его побережьях.

В плиоцене воды Полярного бассейна трансгрессировали в пределы Печорской и Западно-Сибирской низменностей. Вполне возможно, что морской бассейн, занимавший территорию Печорской низменности, сообщался с Волго-Камско-Каспийским акчагыльским бассейном, а последний через Аральское море и Тургайский пролив сообщался с бассейном на территории Западной Сибири (рис. 5.20). По долине Енисея, а затем Ангары он близко подходил к Байкалу, обеспечив возможность проникновения в него морской северной фауны. В это же время ее представители проникают в Средиземное море (калабрийская трансгрессия). На севере Средней и Восточной Сибири в плиоцене, безусловно, уже были развиты мерзлые толщи и тундровые ландшафты. На приморских низменностях северо-востока Сибири шло накопление мерзлых, в основном континентальных субаквальных и прибрежных отложений – аллювиальных, аллювиально-дельтовых, ваттово-лайдовых.

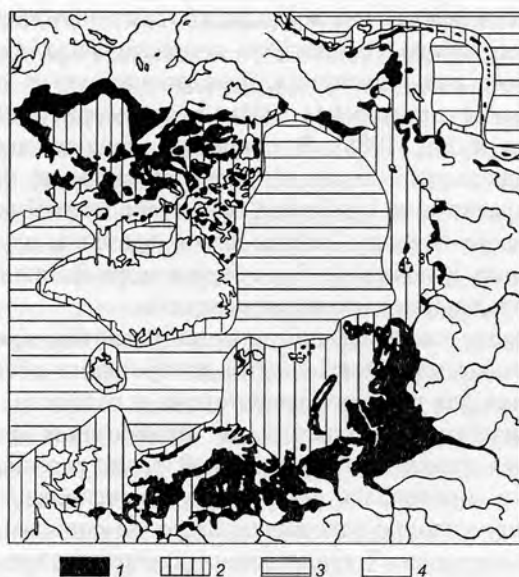


Рис.5.19. Максимальное распространение морских трансгрессий и регрессий в бассейне Арктического океана и на смежных территориях в позднем кайнозое

1 – затопляемые морем области современной суши; 2 – осушавшиеся области шельфа; 3 – области абиссальных и батиальных оксанических глубин, не осушавшиеся в этапы регрессий; 4 – области суши, не затоплявшиеся морем

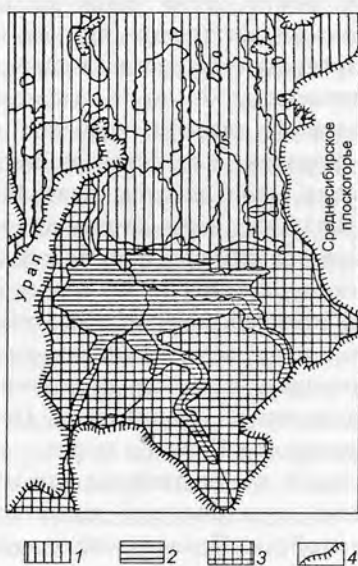


Рис.5.20. Седиментационные бассейны на территории Печорской и Западно-Сибирской низменностей в плиоцене, соединявшиеся с Арало-Каспийским и Байкальским бассейнами

1 – море; 2 – подпрудный опресненный водоем; 3 – мелководья; 4 – границы бассейнов

Плейстоцен – это в целом этап восходящего тектонического развития севера Евразии, на фоне которого проявились колебательные движения, меньшего временного диапазона, приводившие к чередованию эпох трансгрессивного и регрессивного развития приморских низменных территорий и прилегающих шельфов [Афанасьев и др., 1988]. В раннем и среднем плейстоцене морские обстановки осадконакопления имели широкое развитие на равнинах западного сектора северной Евразии и на прибрежных низменностях Чукотки. На приморских низменностях северо-востока Сибири шло в основном накопление континентальных аллювиальных отложений, близ берега моря фациально замещавшихся аллювиально-дельтовыми или лагунными осадками.

Наиболее надежные сведения по истории развития криосферы Северной Евразии, подкрепленные многочисленными датировками абсолютного возраста пород по ^{14}C , имеются для позднего плейстоцена и голоцена. В начале позднего плейстоцена практически повсеместно на прибрежных равнинах Северной Евразии фиксируются отложения казанцевской трансгрессии. В конце позднего плейстоцена широко проявилась каргинская трансгрессия, сформировавшая морскую террасу, ингрессионно заходящую вверх по долинам рек в их приустьевых частях. Начало каргинской трансгрессии датируется временем в 50–55 тыс. л.н., окончание отделено от наших дней примерно 25 тыс. л. На севере Западной Сибири, Печорской низменности, вдоль побережья Чукотки каргинская терраса сложена преимущественно морскими и эстуарно-морскими отложениями. На приморских низменностях северо-востока Сибири медленное опускание территории в каргинский этап компенсировалось аллювиальным и аллювиально-дельтовым осадконакоплением. Примерно 30 тыс. л.н. начался спад уровня каргинских бассейнов. Отложения этого этапа на севере Западной Сибири представлены эстуарно-озерными, лагунными, лайдово-ваттовыми фациями.

Максимальная послекаргинская регрессия приходится на конец позднего плейстоцена, на отрезок времени от 20 до 14 тыс. л.н. В этот этап осушается значительная часть Арктического шельфа, особенно в пределах мелководных морей восточного сектора Евразии – Лаптевых и Восточно-Сибирского. Новосибирские острова соединялись с континентом, исчез Берингов пролив, возникла “Берингийская суша”. В западную часть Арктического бассейна уменьшился приток теплых атлантических вод. Все это привело к выхолаживанию Арктики. В центральной части Полярного бассейна и его морях формируется устойчивый ледовый покров, а на прилегающей суше мощные низкотемпературные толщи мерзлых пород. В западном секторе севера Евразии, куда поступало достаточное количество атмосферных осадков, развивалось наземное оледенение, носившее очаговый характер распространения: Скандинавия, Полярный Урал, Путорана, Арктические острова в Баренцевом и Карском морях.

На Северо-Востоке в эпоху позднеледниковой похолодания наземное оледенение имело еще более ограниченный характер и было приурочено к наиболее высоким горным хребтам. Приморские низменности, крупные межгорные долины и котловины являлись областями распространения подземного оледенения. Здесь шло накопление континентальных отложений, сопровождавшееся формированием суперкрупных ледяных жил максимальной вертикальной протяженностью 40–60 м при ширине в верхней части до 8 м. Ледяные жилы

образуют в плане решетку и, пронизывая минеральный грунт, разделяют его на отдельные блоки, которые оказываются зажатыми в ледяном каркасе.

Особо следует остановиться на гипотезе о существовании в конце позднего плейстоцена Панарктического ледникового покрова. Согласно этой гипотезе центры оледенения располагались не только на суше, но и смешались по мере его развития на шельф [Гросвальд, 1983; Hughes et al., 1977]. Горные центры (Уральский, Быррангский, Путоранский) являлись, как считают авторы гипотезы, лишь местом зарождения плейстоценовых ледников, но в последующем их развитии они играли второстепенную роль. Главные центры растекания льда в палеогляциологических схемах последних лет помещаются над современными северными и арктическими морями и низменностями, где ложе ледника имело вогнутую форму. Считается, что именно с Арктического шельфа ледниками выносилась огромная масса глинистого материала с фауной на территории северо-востока Европейской части России, севера Западной Сибири, Северо-Сибирскую низменность. Иного пути поступления глинистого материала на равнины севера Евразии ледниковая гипотеза предложить не в состоянии. Предполагая огромную экзарационную работу ледников на шельфе Баренцева, Карского и других морей, а также на прилегающих низменных побережьях (Ямал, Гыдан и др.), следует ожидать, что предшествующие по времени образования гипотетическому леднику плейстоценовые отложения будут хотя бы частично уничтожены. Результаты геолого-геоморфологического изучения низменных побережий Баренцева и Карского морей противоречат предположению о выносе огромного количества материала с территории Арктического шельфа.

На всем севере Западно-Сибирской низменности вдоль побережья Карского моря распространены более древние по возрасту, чем 20 тыс. л., морские и эстуарно-морские террасы: каргинская (абс. высота 30–50 м), казанцевская (абс. высота 60–80 м) и более высокие морские аккумулятивные уровни рельефа. Время накопления слагающих каргинскую террасу осадков (50–25 тыс. л.н.) непосредственно предшествовало времени предполагаемого развития последнего Арктического ледникового покрова (20–10 тыс. л.н.). Если остались нетронутыми террасовые осадки на побережье Карского моря, то откуда же поступал глинистый материал в более южные районы Западно-Сибирской низменности? Горы Урала, Путорана, Бырранга не могли служить источником столь огромного количества рыхлого глинистого материала, к тому же содержащего остатки морской плейстоценовой фауны [Данилов, 1978]. В центральных частях Пай-Хоя морские пески с фауной слагают исключительно равнинный рельеф с абсолютными отметками до 375 м. Эти осадки не перекрыты никакими иными типами отложений, в том числе напоминающими ледниковые. Практически плоские морские террасовые уровни развиты вдоль подножий юго-западных склонов Пай-Хоя на абс. высоте до 100 м. На севере Печорской низменности в ее прибрежных районах достаточно четко прослеживаются четыре морских аккумулятивных уровня на абсолютных высотах 40–60; 16–20; 8–12 и 3–5 м. Весьма маловероятно, что все эти уровни в пределах тектонически стабильной низменности образовались за столь непродолжительное геологическое время, как голоцен. Возраст двух верхних, несомненно, древнее, и непонятно, каким образом они могли сохранить-

ся, если справедливо допущение о существовании позднеплейстоценового ледникового щита на шельфе Баренцева моря.

Разными авторами и в разных лабораториях получено огромное количество радиоуглеродных датировок возраста остатков наземной и морской фауны и флоры из районов предполагаемых центров позднеплейстоценового оледенения Арктики, которые ясно и однозначно показывают, что развитие органической жизни здесь не прекращалось в диапазоне от 50–40 тыс. л.н. до настоящего времени [Данилов, 1987]. На равнинах Северо-Востока и на крайнем севере Западной Сибири в позднем плейстоцене формировались не ледники, а крупные сингенетические ледяные жилы, которые залегают практически непосредственно у дневной поверхности в пределах тех уровней позднеплейстоценового рельефа, к которым они приурочены (рис. 5.21). В это время не происходило существенного расширения ледников даже на Арктических островах. В.Блейком установлено, что позднеплейстоценовый возраст в диапазоне от 44 до 18 тыс. л. имеют морские отложения архипелага Шпицберген. Аналогичный возраст, по данным А.С.Красножен, имеют прибрежные морские террасы южного острова Новой Земли на абсолютных высотах от 60 до 300 м. На архипелаге Северная Земля В.М.Макеевым обнаружены остатки мамонтов, имеющие возраст от 25 до 11,5 тыс. л. Морские уровни на островах Арктической Канады формировались в интервале от 38,6 до 19,5 тыс. л. Имеется и огромное количество радиоуглеродных дат возраста органических остатков по Таймыру, северо-востоку Сибири, Аляске, Канаде, которые однозначно говорят о том, что в позднем плейстоцене здесь не было покровных ледников и непрерывно существовала органическая жизнь, следы которой фиксируются в виде остатков как наземных, так и морских фаун и флор [Данилов, 1987].

Гипотеза единого Арктического ледникового щита, состоящего из серии слившихся куполов, сталкивается также с трудностями в палеогеографических реконструкциях. Предположение о возникновении ледникового покрова в Скандинавии, на прилегающем шельфе Баренцева, Норвежского, Северного морей и на равнинах северной Европы практически исключает возможность допущения развития второго центра к востоку от первого. Иными словами, если шельф Баренцева моря, Скандинавии и север Европы будут заняты ледниковым покровом, то одновременно с ним нельзя представить развитие покровного ледника на шельфе Карского моря и севере Западной Сибири. Предполагаемый Баренцевоморско-Скандинавский щит преградит путь западному переносу влаги, которая пойдет на его питание, а сформировавшийся над ним мощный антициклон сольется с антициклоном над морскими льдами Северного Ледовитого океана. Становится неясным источник влаги, необходимый для развития огромного Карского центра, ледники которого, как считают, не только вторгались на север Западной Сибири, но и переваливали через горы Пай-Хоя и Бырранга [Гросвальд, 1983]. В последнее время некоторыми авторами ленинковые щиты рисуются на шельфе в пределах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Известно, что даже горы Урала существенно ограничивают перенос атлантической влаги на восток. На западных склонах Приполярного Урала в течение года выпадает до 1000 мм осадков, тогда как на восточных склонах годовая сумма осадков не превышает 450 мм. Естественно, что ледниковый щит высотой

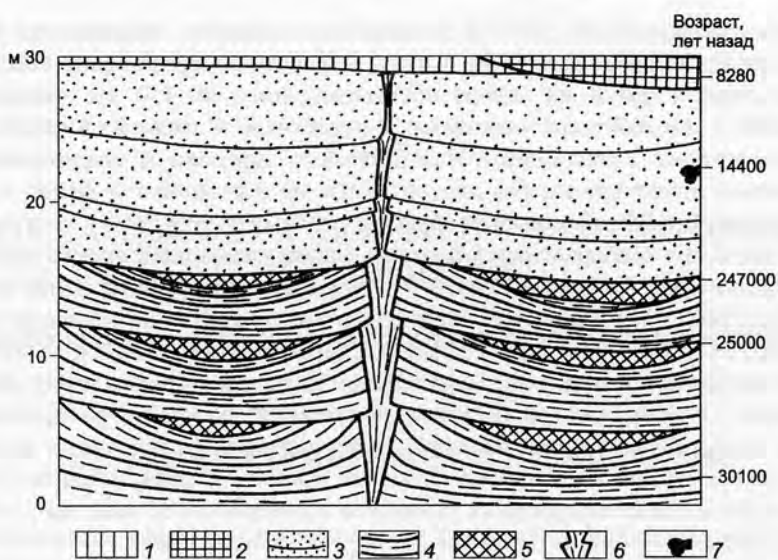


Рис.5.21. Система подземных ледяных жил "клин в клин", формировавшихся синхронно с накоплением вмещающих их ваггово-лайдовых отложений на протяжении от более 30,1 до менее 14,4 тыс. л.п., т.е. во время максимума последнего позднелейстоценового похолодания на побережье п-ова Ямал на крайнем севере Западной Сибири [Данилов, 1990]

1 – приповерхностный слой лёссовидных супесей; 2 – торфяник; 3 – песок с тонкими прослоями растительного детрита; 4 – алевроит с прослоями аллохтонного торфа; 5 – торф аллохтонно-автохтонный; 6 – ледяные жилы; 7 – костный остаток мамонта

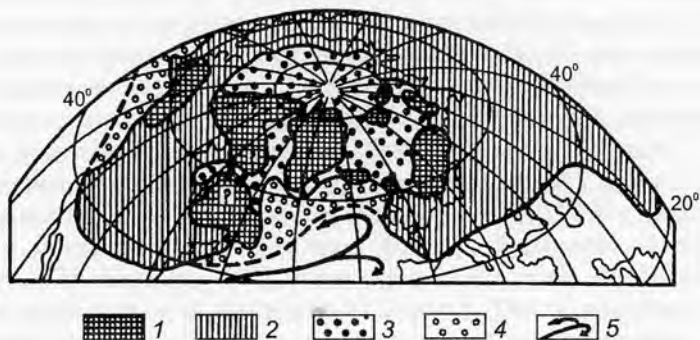


Рис.5.22. Палеогеографическая реконструкция времени позднелейстоценового криохрона [Данилов, 1990]

Оледенения: 1 – наземное, 2 – подземное, 3, 4 – морское (3 – сплошной покров плавучих льдов повышенной толщины, 4 – разобщенные плавучие льды); 5 – положение Гольфстрима

2–3 км и диаметром более 5000 км должен был оказывать несравненно большее влияние, чем Урал, преобладающие высоты которого не превышают 1200–1500 м, а ширина горной части на севере составляет всего 80–150 км. Высказанные соображения в полной мере относятся и к районам Северной Америки, где в случае разрастания Гренландского ледникового покрова и соединения его с Лабрадорским, прекращался бы доступ влаги из Атлантики в более западные районы Северной и Арктической Канады.

С учетом всего вышеизложенного нами дается следующая оценка масштабов развития различных форм оледенения в Северном полушарии в конце позднего плейстоцена (рис. 5.22). Наземное оледенение было развито на площади порядка 5–6 млн. км², т.е. в 2,5–3 раза превышающей современную, объем его составлял 7–8 млн. км³, подземное оледенение охватывало площадь порядка 40–45 млн. км², объем около 1 млн. км³. В Южном полушарии площади распространения наземных и подземных льдов менялись незначительно, существенно возрастала область распространения покрова морских льдов. Общая средняя площадь морских льдов в обоих полушариях равнялась примерно 30–35 млн. км², а объем (с учетом увеличения толщины плавучих льдов) – 45–50 млн. км³.



Глава 6

ОКЕАНОСФЕРА ЗЕМЛИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

6.1. Водный режим океана в плейстоцене

В плейстоцене наряду с продолжающейся развиваться контрастностью рельефа, увеличением площади суши и постепенным охлаждением земной поверхности усиливается контрастность климатических условий и происходит регулярное чередование ледниковых эпох с эпохами потепления, которое создает определенную ритмичность природных процессов на поверхности Земли. Все эти особенности развития природных условий находят отражение в режиме гидросферы Земли и в первую очередь в особенностях колебаний уровня океана.

Периодическое возникновение эпох похолодания определялось главным образом изменением прихода на поверхность Земли солнечной радиации в результате влияния астрономических факторов, которые определяют положение и особенности движения Земли в пространстве. Изменяется эксцентриситет земной орбиты (отношение расстояния от центра эллипса орбиты до его фокуса к большой полуоси), долгота перигелия (наиболее близкой точки орбиты к Солнцу), угол наклона оси вращения Земли относительно плоскости ее орбиты и некоторых других параметров. Такие особенности орбитального движения Земли оказывают заметное воздействие на характер распределения поступающей на земную поверхность солнечной радиации, хотя суммарное количество тепла, получаемого при этом, может оставаться сравнительно постоянным.

Исследования влияния астрономических факторов на крупные колебания климата, проведенные в свое время М.Миланковичем [1939] и подтвержденные впоследствии многими исследователями [Шараф, Будникова, 1969; Woezkom, 1953; Calder, 1974; Gribbin, 1977], позволяют представить особенности самого механизма воздействия этих факторов на климат. Так, в результате изменения эксцентриситета форма орбиты Земли изменяется от почти круговой до эллипсoidalной за период около 90-100 тыс. л., влияя на продолжительность сезонов года.

Изменения долготы перигелия вызывает изменение сезона наибольшего приближения Земли к Солнцу с периодом около 21 тыс. л. и влияет на большую контрастность сезонов года то в южном, то в северном полушарии. Наклон оси Земли изменяется в пределах около $2,6^\circ$ с периодом около 40 тыс. л. Увеличение наклона оси вызывает увеличение различий между зимой и летом.

Влияние астрономических факторов на климат Земли хорошо подтверждается изменением температурных условий, реконструкцию которых удалось произвести на основе анализа морских отложений в различных районах Мирового океана. Установлено, что карбонаты, осаждающиеся из водных растворов, имеют различное содержание изотопов кислорода ^{18}O в зависимости от температуры. Это позволило [Emiliani, 1970; Hays et al., 1976] по изменению изотопно-кислородного состава в колонках донных отложений восстановить колебания температурных условий за последние 400 тыс. л. и более. Температурные колебания указывают на чередование больших похолоданий, сопровождающихся развитием крупных покровных оледенений с периодом почти 100 тыс. л., между которыми примерно раз в 20 тыс. л. наступают периоды относительного потепления. Результаты исследований указывают на то, что лишь 5% времени приходится на такие сравнительно высокие температуры, какие мы наблюдаем сейчас на Земле. Переходы от одного установившегося температурного режима к другому могли происходить достаточно быстро – в течение всего лишь одного столетия.

Следует учитывать, что помимо астрономических факторов, которые почти строго периодически влияли на климат, одновременно действовали факторы, не имеющие достаточно определенной периодичности (такие, как тектоническая активность, горообразование, извержения вулканов, изменение прозрачности и газового состава атмосферы и др.). Поэтому изменения теплового и водного режима Земли не могут иметь чисто периодический характер колебаний.

Исследования поступления солнечной радиации на поверхность Земли и ее влияния на изменения климатических условий показывают, что важную роль в изменении глобального водообмена может играть баланс твердых осадков. Так, при аномально пониженном количестве радиации в летний период и повышенном – в зимний период создаются условия для положительного баланса твердых осадков. Происходит их накопление и начинает развиваться оледенение, которое в свою очередь становится мощным климатообразующим фактором. Изучение этого процесса показывает, что в период минимального поступления солнечной радиации возникает максимальная скорость развития оледенения [Иванов, Шмуратко, 1982]. Оледенение продолжает нарастать, несмотря на то, что радиация в летний период начинает увеличиваться. Максимум оледенения соответствует переходу к аномально повышенной радиации в летний период при соответствующем ее аномально понижению в зимний период. Это обстоятельство приводит к сдвигу во времени максимума глобального оледенения и соответствующего регрессионного максимума в уровне Мирового океана относительно минимума приходящей на Землю солнечной радиации на 5–8 тыс. лет. Анализ изменений климатических условий на Земле в зависимости от радиационного баланса, приводящих к изменениям в глобальном водообмене, позволяет рассчитать [Иванов, Шмуратко, 1982] возможные изменения уровня Мирового океана за последние 1,5 млн. л. (рис. 6.1). Расчеты изменения объема Мирового океана в плейстоцене в зависимости от масштабов колебания его уровня указывают на то, что объем океана в период похолоданий мог сокращаться до 80 млн. км³. Изъятие такой массы воды из океана могло быть связано главным образом с развитием покровных оледенений.

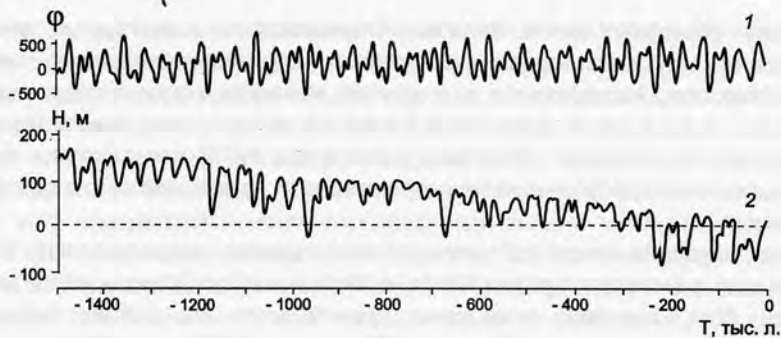


Рис. 6.1. Реконструкция уровня Мирового океана за последние 1,5 млн. лет: (1) на основе летней инсоляции, (2) изменения уровня океана в плейстоцене

Исследования колебаний уровня океана в плейстоцене основываются на многочисленных показателях датированной морфометрии морских равнин, террас, затопленных береговых линий шельфа на различных участках океанического побережья, данных геохронологии, расчетах водного баланса ледниковых эпох, различных палеоанализах, исследованиях гидроизостазии и целом ряде других моментов.

Ф.Цейнер [1963] на основе изучения террас Средиземноморья представил одну из первых схем изменения морского уровня (рис. 6.2), которая в дальнейшем сопоставлялась с террасовыми уровнями и других побережий.

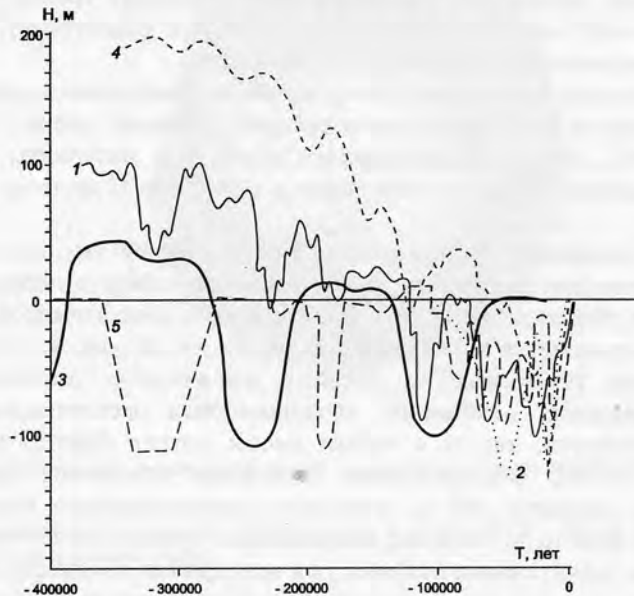


Рис. 6.2. Изменение уровня океана в плейстоцене

По данным: 1 – Р.Фейрбриджа [Fairbridge, 1963]; 2 – Д.Каррея [1968]; 3 – Ф.Цейнера [1963]; 4 – Х.Накагава [Nakagawa, 1967]; 5 – П.А.Каплина [1973]

Важным обстоятельством является определенное высотное и возрастное расположение морских террас, которые на средиземноморском побережье Африки, Мексики, Калифорнии и в других областях располагаются одна над другой, и их возраст увеличивается от самой низкой до самой высокой, преобладающей на высоте порядка 100 м [Богданов и др., 1978], что казалось бы может свидетельствовать о направленном регрессионном изменении морского уровня в плейстоцене.

Районы, неустойчивые в тектоническом отношении, могут показывать и более существенные изменения уровня моря в отдельных районах относительно их побережий. Так, изучение изменения уровня моря на основе исследования морских отложений в Японии Накагава [Nakagawa, 1967] и другими исследователями позволило определить диапазон изменений уровня, который составил более 200 м. Это свидетельствует главным образом об очень активных современных вертикальных движениях земной коры в районе Японских островов.

Хорошим индикатором колебаний моря в плейстоцене могут являться острова и особенно атоллы, которые в большинстве достаточно стабильны в тектоническом отношении. При гляциоэвстатических регрессиях они осушались, а в межледниковье — опять превращались в атоллы. Важным, по мнению П.А.Каплина [1973] является то, что атоллы должны были избежать влияния геократических регрессий в результате изменения их высотного положения при прогибании океанического дна. Это позволило ему построить схему изменения уровня океана в плейстоцене в значительной степени исключая влияние общего тектонического развития земной поверхности, которое характерно для континентальных побережий. Общий характер изменения уровня по островам и атоллам Мирового океана указывает на то, что в плейстоцене, вероятно, не происходило регрессивного прогибания дна океана.

Из всех многочисленных схем, построенных по изменению морской поверхности в плейстоцене, наиболее показательной является схема Р.Фейрбриджа [Fairbridge, 1961, 1963], использовавшего обширные материалы для наиболее стабильных районов морского побережья в сочетании с другими показателями (см. рис. 6.2).

Данные об изменении уровня океана за последние 300 тыс. лет для различных побережий позволяют построить многочисленные схемы с довольно широким диапазоном их расхождения, и чем дальше вглубь геологической истории, тем этот диапазон становится все больше и больше. Это связано как с определенной неустойчивостью побережья во времени, сложностью достаточно точного датирования морских отложений, неравномерным эвстатическим поднятием морской поверхности, так и с целым рядом других факторов. По данным П.А.Каплина [1976], фиксированная амплитуда колебаний уровня океана достигала как минимум 400 м, поскольку плейстоценовые береговые линии встречаются на высоте до 200 м над современным урезом и на глубинах около 200 м. Несмотря на значительные отличия, для всех кривых изменения уровня океана характерно постепенное его снижение в рассматриваемый отрезок времени со средней скоростью около 0,1-0,4 мм в год. Как отмечают К.К.Марков, А.А.Величко [1967], П.А.Каплин [1976] и другие ученые, одним из основных факторов, влияющих на направленное изменение уровня, можно считать

неотектонический фактор, проявившийся в глобальном масштабе как результат поднятия за время кайнозоя основных структур континентов.

Значительную роль в крупных колебаниях уровня океана в течение плейстоцена играло изменение глобального водообмена в результате наступления периодов похолодания, связанных с развитием крупных континентальных оледенений, накапливающих огромные массы воды. Предполагается, что 230–300 тыс. л.н. среднеплейстоценовое оледенение могло занимать максимальную площадь на территории Восточной Европы, Западной Сибири и Северной Америки. По оценке И.А.Суетовой [1968, 1982], общая масса воды в оледенениях могла достигать более $60 \times 10^6 \text{ км}^3$, что приводило к снижению морского уровня более чем на 100 м.

Следует отметить, что при значительных понижениях уровня океана могло происходить существенное расширение оледенения Антарктиды, в то время как при повышении уровня ледниковый покров, наоборот, должен был всплывать и разрушаться [Huges et al., 1977]. Примером одного из максимальных развитий ледникового покрова в Антарктиде может служить реконструкция его развития Д.Дентоном и Т.Хьюзом (рис. 6.3) в поздневиюрмское ледниковое время 17–21 тыс. л.н. [Гросвальд, 1983].

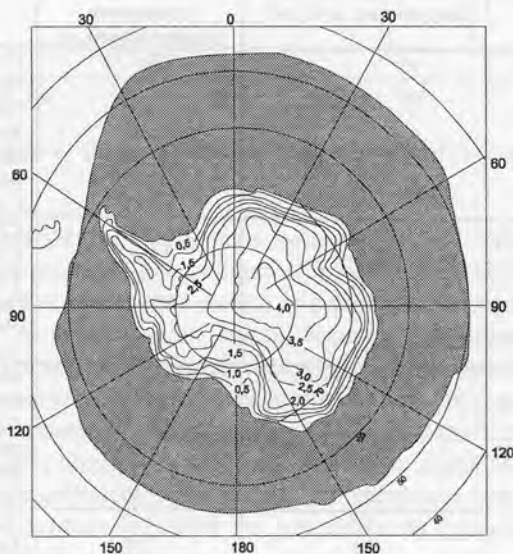


Рис.6.3. Антарктический ледниковый покров во время последнего ледникового максимума 17–21 тыс. л.н.

В пределах континента показана толщина льда, а вокруг него — площадь распространения шельфовых ледников и морских льдов

В периоды крупных оледенений одновременно значительное количество влаги могло накапливаться в крупных бессточных областях континентов, где по приближенным расчетам оно могло достигать более $1 \times 10^6 \text{ км}^3$.

Значительную роль также могли играть и подземные воды, благодаря их значительным объемам (сейчас более 23 млн. км³), запасы которых во влажные периоды могли значительно увеличиваться, а в засушливые – заметно сокращаться.

На характер колебаний морского уровня значительное влияние могли оказать изостатические компенсации, поскольку при перемещении и концентрации значительных количеств влаги в определенных районах менялась изостатическая нагрузка на поверхность земной коры как на суше, так и в океане, в результате чего должны были происходить компенсационные вертикальные изменения с длительностью от нескольких сотен до десятков тысяч лет [Mörner, 1981; Flemming, Webb, 1986].

Существует множество оценок изменения уровня Мирового океана в зависимости от развития ледниковых покровов Земли и его реконструкций. Это можно хорошо проследить по обобщенным данным А.О.Селиванова [1996] для периода позднего плейстоцена (табл. 6.1).

Таблица 6.1. Сопоставление оценок наибольшего понижения уровня Мирового океана в позднем плейстоцене

Способ оценки	Объем материкового оледенения, млн. км ³	Соответствующее понижение уровня океана, м	Источник
Геолого-геоморфологические данные о погруженных берегах		120–125 130 100 90 120 100 114–133	Curray, 1964 Bloom, 1971 Flint, 1971 Каплин, 1973 Шепард, 1976 Мысивец и др., 1976 Carter, 1991
Палеогляциологические данные об объеме части оледенения, обладающего эвстатическим воздействием	58–60 67,5±7 80 85–87	85 115±20 145 160–170 120	CLIMAP, 1976 Суетова, 1982 Fairbridge, 1980 The Last Great Ice Sheets, 1981 Былинский, 1985
Изотопно-кислородные данные об объеме оледенения по донным отложениям	50–55 75 65 70±11 72	52–76 131 105 117±30 130	Shackleton, Opdyke, 1973 Schoell, Risch, 1976 Cronin, 1983 расчет автора по С.Д.Николасу (1986) Chappell, Shackleton, 1986
Расчет по гравитационным аномалиям	70 81	117 150	Тараканов и др., 1987 Lambeck, 1990
Расчет по изостатическому эффекту	87	167	Mörner, 1981

Фундаментальные исследования Р.Фейрбриджа позволили ему построить классическую схему изменения уровня океана. Она показывает, что кривая, проведенная по вершинам высокого стояния уровня моря в межледниковые эпохи (отмеченные геоморфологическими образованиями в виде террас), по существу определяет положение морской поверхности геоида при допущении таяния большей части ледника или положения “дегляциального геоида” (рис. 6.4). Допущение, что крупные ледниковые покровы, хотя бы такие, как Антарктида,

существующие более 3,0 млн. л. на протяжении последних 300–400 тыс. л., в межледниковые периоды полностью не могли растаять, позволило выделить положение морской поверхности межледникового геоида (см. рис. 6.4). Поверхность ледникового геоида определялась по наиболее низкому стоянию морского уровня.

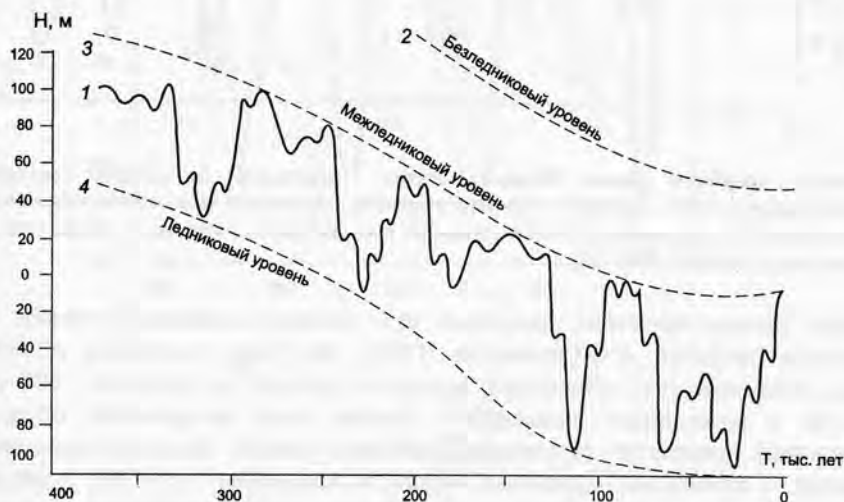


Рис. 6.4. Возможные пределы изменений уровня Мирового океана за последние 350 тыс. лет по Р.Фейрбриджу [1974]

Сопоставлений данных об изменении уровня океана (если убрать общий тренд) с температурной шкалой Ч.Эмилиани [Emiliani, 1958, 1970] позволяет четче выделять эпохи океанических трансгрессий и регрессий в результате колебаний термических условий на поверхности Земли. Кривая Ч.Эмилиани построена на основе определения колебаний средней температуры в океане в тропических районах на основе анализа отношений изотопа кислорода в пелагических фораминиферах, сохранившихся в глубоководных глобигериновых илах. Полученная кривая контролируется за более короткие периоды датировками по углероду ^{14}C . Кривая палеотемператур достаточно хорошо (рис. 6.5) сопоставляется с данными М.Милаңковича [1939] по поступлению солнечной радиации на Землю.

Водно-балансовые расчеты показывают, что в периоды достаточно длительного стояния на Земле теплых климатических условий при практически полном сокращении ледниковых покровов, уровень океана может быть выше современного более чем на 60 м. В такие периоды изменчивость уровня океана должна резко сокращаться, т.к. исключается влияние мощного гляциозвстатического фактора. На уровень моря в этот момент, помимо изменения тектонических условий существенное влияние оказывают изменения запасов вод на суше — в реках, озерах, болотах и подземных вод, особенно в периоды с теплым влажным климатом, когда объемы вод суши могли увеличиваться.

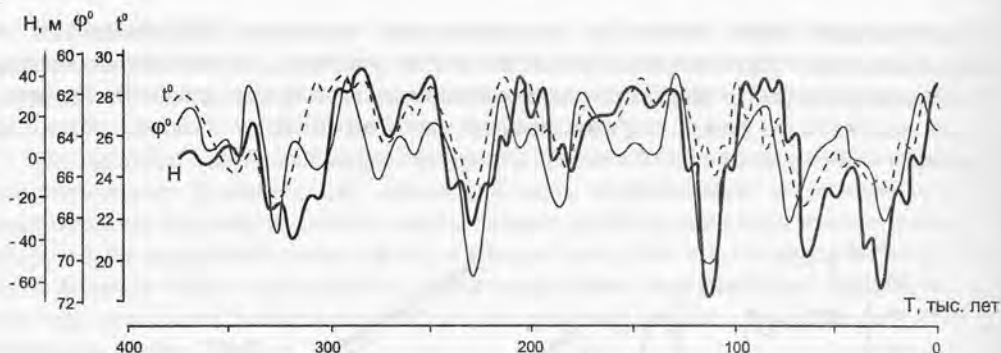


Рис. 6.5. Колебания уровня Мирового океана с поправкой на влияние тектоники (H) по Р.Фейрбриджу [1974], изменение солнечной радиации, выраженной через эквивалентное изменение широты (ϕ°) по М.Миланковичу [1939] и изменение температуры воды океана в районе тропиков (t°) по Ч.Эмилиани [Emiliani, 1958, 1961]

Учет неотектонических движений при анализе колебаний уровня океана попытался провести А.О.Селиванов [1996]. Им была построена обобщенная кривая приближенных изменений морского уровня за последние 400 тыс. л. (рис. 6.6) с возможным диапазоном ошибок при датировании образцов и определении высотного положения береговых линий. Было использовано 10 профилей с отметками береговых линий и террасовых уровней в различных районах океанического побережья. Полученная кривая колебаний уровня моря достаточно хорошо согласуется с оценкой объема оледенений по данным об изотопно-кислородном составе фораминифер в морских донных отложениях Индийского океана, исследованных Хейсом [Hays et al., 1976].

В течение плейстоцена развивался направленный циклический процесс изъятия значительных объемов вод Мирового океана и их концентрации в виде ледниковых покровов, достигший особенной интенсивности в южнополярной области земного шара.

Моделирование изменений мирового водного баланса при крупных колебаниях климата показывает, что в периоды возникновения оледенений может происходить сравнительно равномерное накопление ледниковой массы по мере развития похолодания, в то время как при наступлении потепления может происходить на начальной стадии достаточно быстрая деградация ледникового покрова с последующим замедлением этого процесса [Клиге, Шлейников, 1978; Казанский, 1990].

Присутствие на побережье Мирового океана низких террас с отметками: 11,0; 7,6; 6,0; 2,9 м свидетельствует о временной стабилизации его уровня в любую из стадий плейстоценовой эволюции, в частности, в период последней гляциоэвстатической регрессии.

Анализ геологической истории Земли с помощью изотопных методов открыл возможность для построения более обоснованных кривых изменения уровня океана в ближайшем геологическом прошлом, т.е. за последние 30-35 тыс. лет. Исследования Р.Фейрбриджа [Fairbridge, 1963], Д.Каррея [1968], К.Эмери [1971], Дж.Чепелла и Н.Шеклтона [Chappel, Shacklton, 1986] показывают, что

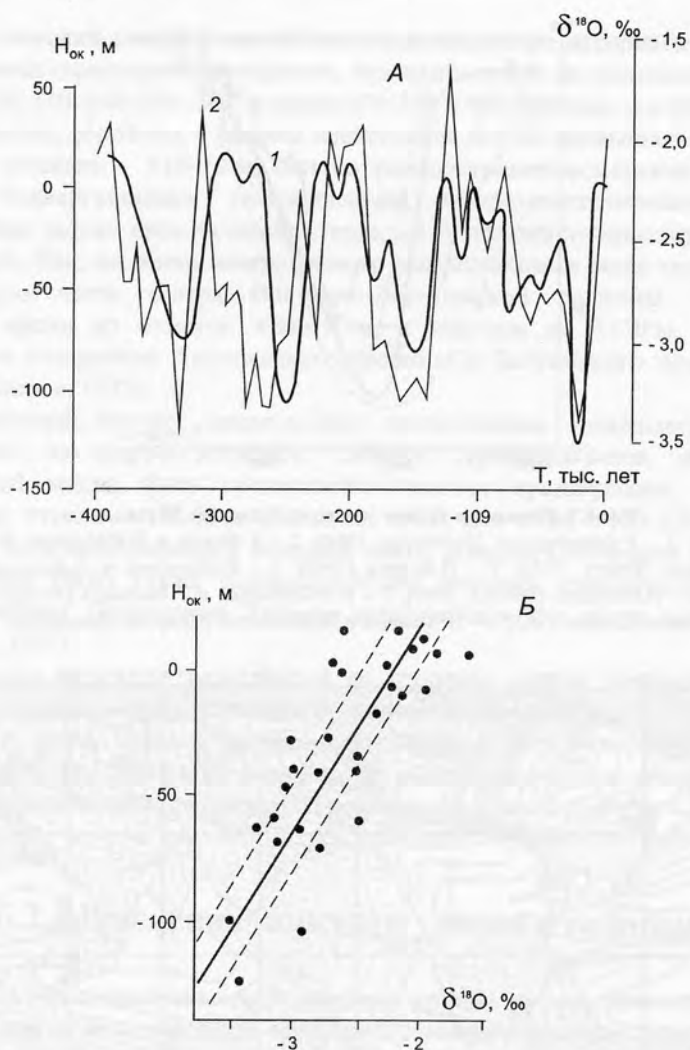


Рис.6.6. Возможное изменение уровня океана (А, 1) с учетом поднятия побережий по А.О.Селиванову [1996] и изотопно-кислородного состава фораминифер донных отложений (А, 2) по И.Хейсу [Heys et al., 1976] и связь между ними (Б)

последняя мощная регрессия океана на 100–130 м происходила 15–20 тыс. л.н. (рис. 6.7). Это было связано с нарушениями глобального водообмена под влиянием изменения термических условий на поверхности Земли, приведших к трансформации водного баланса планеты [Калинин, Клиге, 1972].

В период максимальной стадии последнего оледенения, около 18 тыс. л.н., температура поверхностных вод океана была ниже современной в среднем на $2,3^\circ$. Предполагается, что максимальное понижение температуры морских вод более чем на 10° было в умеренных широтах Северной Атлантики (рис. 6.8) [Монин, Шишков, 1979].

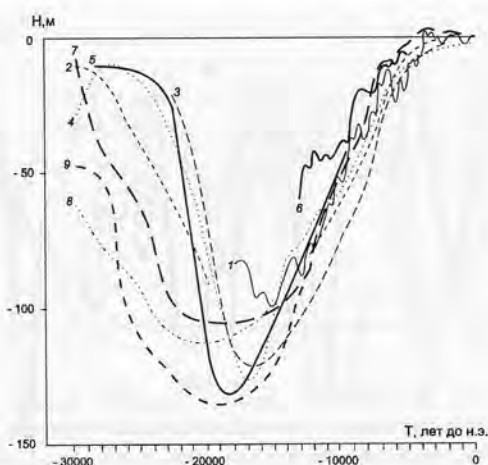


Рис.6.7. Изменение уровня океана за последние 30 тыс. лет

По данным: 1 – Р.Фейрбриджа [Fairbridge, 1964]; 2 – Г.Фаура и П.Флоурада [Faure, Flouard, 1967]; 3 – К.Эмери [Emery, 1971]; 4 – Д.Каррея [1968]; 5 – К.Олоусона и Д.Джонсона [Olousson, Jonsson, 1969]; 6 – И.Мёрнера [Mörner, 1969]; 7 – Р.Файрбанка и Р.Матьюса [Fairbanks, Matthews, 1978]; 8 – И.Кронина [Cronin, 1983]; 9 – И.Чепела и Н.Шеклтона [Chappell, Shackleton, 1986]

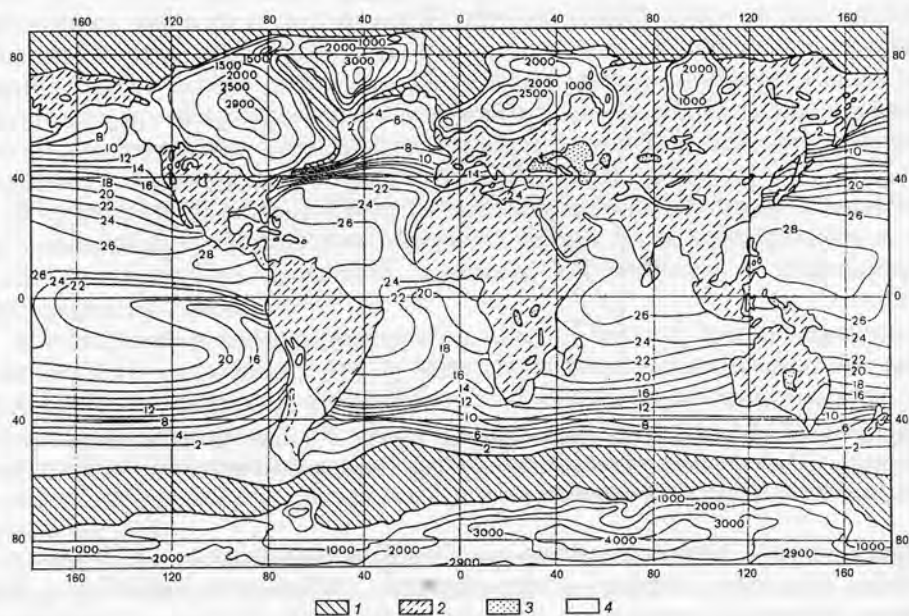


Рис.6.8. Поверхность Земли во время максимальной стадии последнего оледенения 18 тыс. л.н. по А.С.Мошину и Ю.А.Шшикову [1979]

Высота поверхности ледниковых щитов дана в метрах, изотермы проведены через 2°C . Контуры материков совпадают с современной изобатой 85 м. Пунктиром показана граница материкового льда в Южной Америке. 1 – морской лед; 2 – поверхность, свободная ото льда; 3 – внутренние воды; 4 – снег и лед

Статистический анализ более 600 наиболее надежных датировок плейстоценовых береговых отложений показывает, что наибольшее их количество формировалось 70–90, 110–140, 200–230, а также 300–370 и 500–600 тыс. л.н. [Каплин, 1993]. Уровень океана, вероятно, в раннем плейстоцене мог не превышать +20–25 м, а в среднем и позднем – +10–12 м, однако распространение морских бассейнов в районах, подвергавшимся тектоническим, гляциоизостатическим и иным деформациям, могло способствовать гораздо более значительному повышению уровня моря. Так, во время микулинского межледникового море могло занимать значительную часть севера Восточно-Европейской равнины, поднятую в настоящее время до отметок +80–100 м, а местами до +120 м. Могло даже происходить соединение Арктического бассейна и Балтийского моря [Марков и др., 1965; Лавров, 1975].

Значительный интерес представляют соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири. Предполагается, что наиболее значительной могла быть среднеплейстоценовая трансгрессия, достигавшая абсолютных отметок +60–80 м [Данилов, 1985] или даже +100–120 м [Лазуков, 1989]. При этом затопливалась большая часть Западно-Сибирской низменности. Значительным было также распространение морских трансгрессий на севере Средней Сибири. Полуостров Таймыр становился в эти эпохи островом [Павлидис и др., 1997].

В периоды морских трансгрессий со стороны океана внутренние районы Евразии, наоборот, могли испытывать снижение увлажненности. Так, регрессии Каспийского моря обычно происходили именно в эти периоды. Во время похолоданий, когда начинали развиваться ледники и уровень океана снижался, Каспийский бассейн испытывал трансгрессивное развитие.

6.2. Изменения морского уровня в голоцене

Наиболее многочисленные исследования уровня океана относятся к последним 15–18 тыс. л. и в основном используют многочисленные радиоуглеродные датировки различных раковин и кораллов, торфяников и окаменелой древесины и других органических остатков, приуроченных к различным высотным отметкам побережья. Для этого периода характерна деградация последнего крупного оледенения в истории Земли с одновременным мощным подъемом уровня Мирового океана (рис. 6.9). Многочисленные исследования многих ученых [Curray, 1964; Emery, 1969; Mörrner, 1981, 1987; Bloom, 1971; Каплин, 1973; Шепард, 1976; Carter, 1991; Fairbridge, 1980; Lambeck, 1990; Ota et al., 1994] показывают, что несмотря на общую преимущественную тенденцию уровня океана к подъему, данные различных авторов имеют весьма значительные расхождения. Расхождения имеются даже для периода в последние 2 тыс. л.

Зависимость показывает, что наибольшее среднеквадратичное отклонение характерно для минимальных положений уровня, что связано с трудностью определения положения морского уровня, ниже современного, более чем на 100 м. Значительные расхождения более высоких уровней могут объясняться не-

точностью определения по отдельным образцам их высотного положения, недостаточностью количества датировок, нестабильностью морского побережья, неравномерностью подъема уровня на различных участках побережья и целым рядом других моментов [Клиге, 1978].

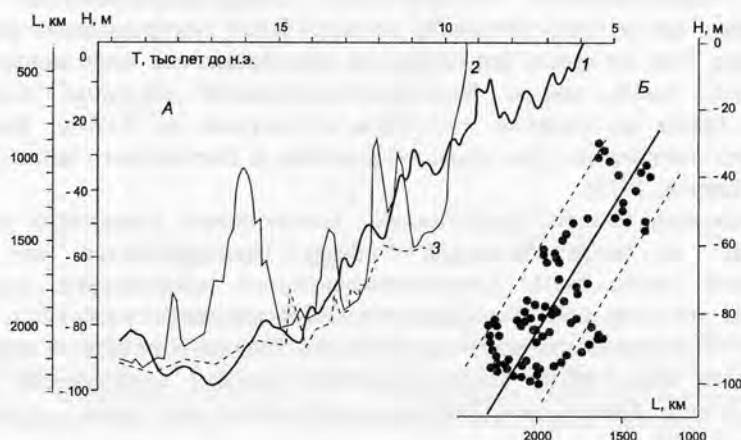


Рис.6.9. Изменение (А) уровня океана (1), границ оледенений (Валдайского – 2, Северо-Американского – 3) и связь между ними (Б)

В целом можно отметить, что датирование с помощью изотопных анализов изменения уровня океана в сравнительно стабильных районах показывает наиболее низкое его положение в период максимума вюрмского оледенения, около 16-18 тыс. л.н., когда он находился ниже современного более чем на 100 м. Приблизительно 16 тыс. л.н. начинается быстрый подъем вследствие поступления в океан значительных масс воды от таяния ледниковых покровов. Подъем уровня океана в этот период составлял приблизительно 10 мм в год, но в отдельные периоды подъем мог превышать 50 мм в год.

Анализ эвстатических изменений морского уровня за последние 15 тыс. л. показывает наличие весьма тесной связи между даже незначительными его колебаниями и климатическими изменениями. Как пишет Р.Фейрбридж [Fairbridge, 1961], каждому отмеченному за последние 5 тыс. л. продвижению ледников соответствовало эвстатическое понижение уровня порядка 3-7 м, что подтверждается также пыльцевым анализом, проведенным во внеледниковых районах.

Сокращение оледенения привело к увеличению поступления воды в океан и к соответствующему повышению его уровня. Одновременно, по-видимому, происходило общее иссушение континентов – падение уровня озер, сокращение запасов подземных вод и прочее, что также оказывало влияние на изменения уровня океана. В период современного потепления, которое составило около одного градуса, произошло поднятие уровня океана (после 1900 г. более чем на 20 см). Поэтому можно предполагать, что в прошлом, в периоды интенсивных регрессий и трансгрессий моря, темпы которых могли превышать современный

более чем в 10 раз, происходило более резкое изменение температуры воздуха, что подтверждается палеогеографическими данными.

Предполагается, что 6-7 тыс. л.н. средний уровень Мирового океана достиг современного положения. С этого времени он становится сравнительно устойчивым, изменяясь в пределах нескольких метров. Сопоставление данных (рис. 6.10) по температуре воздуха летнего периода Северного полушария [Зубаков, 1990] и обобщенного уровня океана [Фейрбридж, 1968] показывает, что их колебания происходили асинхронно. Связь между ними может быть выражена:

$$H_{\text{ок}} = 2,85 t^{\circ}_{\text{л}} - 0,08$$

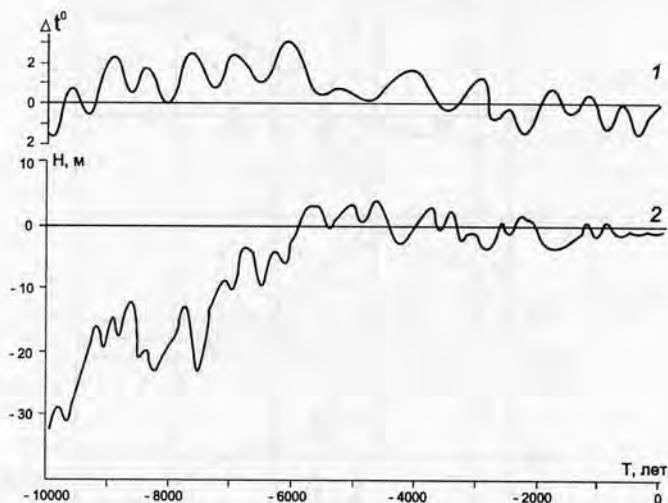


Рис.6.10. Изменения летней температуры воздуха Северного полушария (1) по В.А.Зубакову [1990] и уровня океана (2) по Р.Фейрбриджу [1968] в голоцене

Существует большой массив данных по голоценовым уровням. Так, под руководством У.Ньюмэна [Newman et al., 1980, Taiga, 1992] было собрано более 1500 датированных образцов с различных морских побережий. В настоящее время они дополнены радиоуглеродными датировками уровня моря за 10 тыс. л., собранными А.О.Селивановым [1996], из которых 750 относятся к поднятым береговым линиям и около 150 охватывают погруженные берега. Значительный вклад в изучение пространственно-временных колебаний уровня Мирового океана внес П.Пиразоли [Pirazzoli, 1996], который провел систематизацию данных по изменению уровня практически для всех основных побережий (рис. 6.11).

Исследования голоценовых уровней морей указывают на то, что помимо общего последовательного подъема уровня моря могли происходить его ритмические изменения с периодом порядка 1-3 тыс. л. и размахом колебаний до 15 м. Такие колебания уровня океана в голоцене могли определяться как колебаниями климата [Pirazzoli, 1985; Каплин, 1973], деформацией побережий в

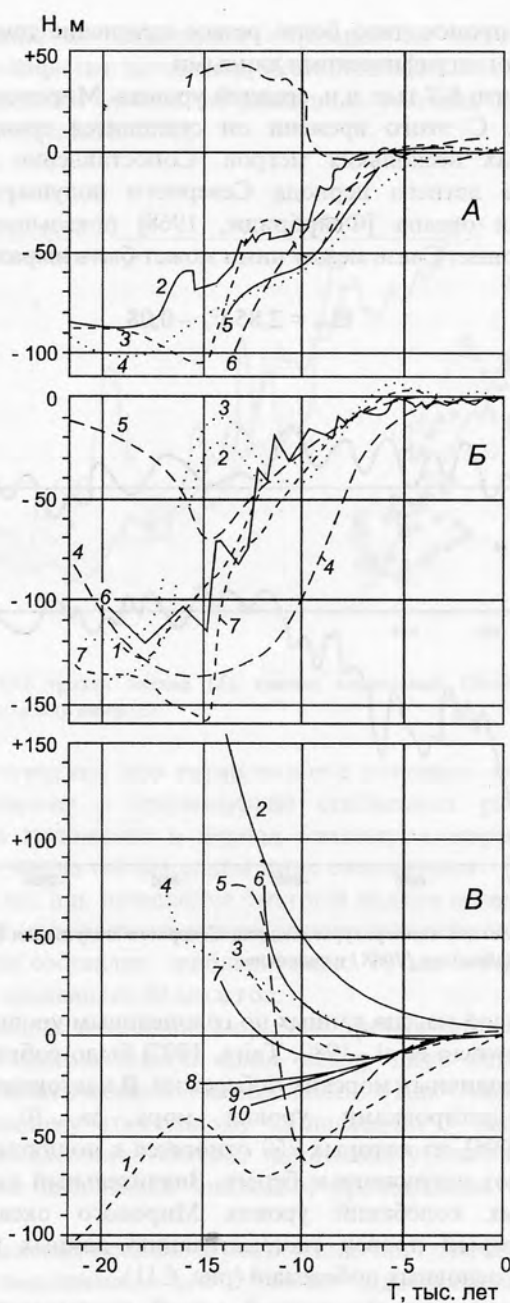


Рис.6.11. Фиксируемые изменения уровня моря в районах побережий по П.Пираццолли [Pirazzoli, 1996]

А – Европы: 1 – Шпицберген, 2 – северо-запад Европы, 3–6 – Франция; Б – Азии: 1–3 – Япония, 4–7 – Китай; В – Северной Америки: 1 – Бьюфорт, 2 – устье р.Св.Лаврентия, 3 – запад Ньюфаундленда, 4 – Нью-Браунсвик, 5–6 – Мэйн, 7 – Бостон, 8 – Вирджиния, 9 – остров Лона, 10 – Нью-Йорк

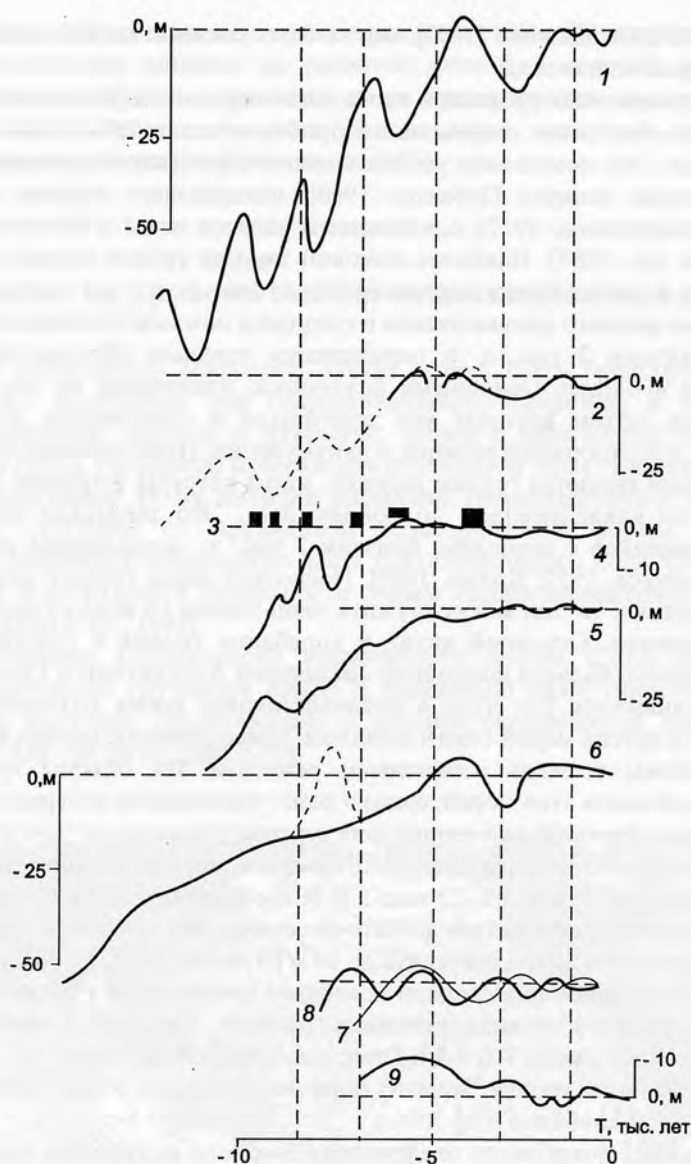


Рис.6.12. Изменения уровня морей в голоцене (составил А.О.Селиванов)

Черное море по: 1 – И.П.Балабанову и др., [1981], 2 – П.В.Федорову [1978, 1980]; Балтийское море по: 3 – Л.Р.Серебряному [1978], 4 – Я.-М.К.Пуннингу [1982]; Белое море по: 5 – А.О.Селиванову [1994]; Восточно-Арктические моря России по: 6 – Ю.П.Дегтяренко и др., [1982]; Японское море по: 7 – А.М.Короткому и др., 8 – А.О.Селиванову и В.П.Степанову [1982], 9 – Й.Ота [Ota, 1986]

отдельных районах, так и возможными изменениями скорости вращения Земли [Тага, 1992]. Различия в изменениях относительного уровня моря между отдельными неледниковыми районами, как показали исследования Ю.А.Тараканова,

Р.К.Клиге и А.О.Селиванова [1992], могли быть связаны также с деформациями морской поверхности геоида.

Анализ голоценовых уровней и глобальное осреднение указывают на то, что уровень океана был выше современного приблизительно 7,5–8,0; 5,0–5,5; 3,0–3,5; 1,5–2,0 тыс. л.н. Эти повышения уровня в целом совпадали с периодами повышения температуры воздуха [Зубаков, 1990], наименьшего общего увлажнения материков [Шнитников, 1957], сокращением запасов воды в бессточных озерах [Варущенко и др., 1987]. Наиболее высокий подъем уровня океана происходил около 8 тыс. л.н., когда он мог составить более 10 м.

Колебания среднего уровня океана в среднем и позднем голоцене изменялись с периодом, близким 2 тыс. л. и определялись главным образом изменениями запасов воды в океане. Основными факторами, влиявшими на эти изменения, были ледники, объем которых мог изменяться в зависимости от колебания температуры и соотношения абляции и аккумуляции. Наиболее показательными в этом отношении являются горные ледники, масса которых в течение голоценового времени то накапливалась, то сокращалась. Это вызывало наступание и отступление ледников с периодом, близким 2 тыс. л., оставлявших следы в виде морен [Шнитников, 1957; Karlen, 1982]. Поскольку масса горных ледников сравнительно невелика, то они могут служить лишь одним из показателей изменения объема оледенения. Основной вклад в колебания уровня в голоцене вносило изменение водного баланса покровных оледенений Антарктиды и Гренландии.

В освободившихся ото льда в послеледниковое время котловинах Белого, Балтийского и других морей образовывались приледниковые подпрудные озерно-морские водоемы с очень изменчивым режимом. Их объемы не достигали современных объемов этих морей, однако резко увеличивали ресурсы пресных вод на северо-западе Европейской территории страны.

Устойчивая двусторонняя связь Балтийского моря с океаном установилась около 8 [Квасов, 1975] или 7,1–7,2 тыс. л.н. [Серебрянный, 1978]. С этого момента его уровень начинает изменяться достаточно синхронно с уровнем океана. Общая амплитуда колебаний могла составить до 10 м [Пунинг, 1982].

В близких пределах происходили колебания Белого моря с общей тенденцией к понижению уровня в среднем и позднем голоцене. Подъемы уровня до отметок +8–9 м происходили около 4–5, 3–4 и 1 тыс. л.н. [Селиванов, 1996].

Размах колебаний уровня Черного моря мог достигать 5–8 м, а по некоторым оценкам 10–15 м [Балабанов и др., 1981].

После распада покровного оледенения Северного полушария, около 6–7 тыс. л.н., уровень моря на всех побережьях стал близок к современному, и размах его последующих колебаний не превышал нескольких метров (рис. 6.12). На большинстве морей отмечаются фазы повышения уровня либо ускорения его направленного подъема в эпохи потепления и уменьшения влажности суши в позднебореальное (8,5–8 тыс. л.н.), позднеатлантическое (4,7–5,1), среднесуббореальное (3–3,5) время, несколько реже – в середине атлантического периода (6,5–7 тыс. л.н.). Величина эвстатических колебаний уровня за этот период оценивается в 0,51 м. Объем океана при этом изменялся в пределах тысячи км³ в год.

Берега морей, освободившиеся в голоцене от покровного оледенения, испытали значительное поднятие. Например, относительное поднятие Кольского

полуострова за послеледниковое время превысило 100 м [Кошечкин, 1979]. Это оказало значительное влияние на развитие речной и озерной сети. Однако изостатическое воздействие оледенения не распространялось далеко. Так, уже в восточной части Онежского залива Белого моря амплитуда поднятия не превысила нескольких метров [Селиванов, 1986].

6.3. Влияние на уровень океана гравитационных аномалий

Средняя поверхность Мирового океана может быть представлена в виде геодезического эллипсоида или гидростатического сфероида. В то же время водная поверхность океанов и открытых морей с физической точки зрения представляет собой уровенную поверхность потенциала силы тяжести, на которой потенциал постоянен. Из-за наличия аномалий гравитационного поля водная поверхность отступает от правильной геометрической формы. Именно ее неровности описывают аномальную часть гравитационного поля. Общий размах выпуклостей и вогнутостей поверхности океана весьма внушителен и достигает 200 м [Тарakanов и др., 1992].

Исследованиями Годдардского космического центра США по эволюции орбит искусственных спутников Земли и измерению силы тяжести на суше и океане было получено представление о рельефе океанической поверхности в пределах 80° с.ш.–80° ю.ш. (рис. 6.13).

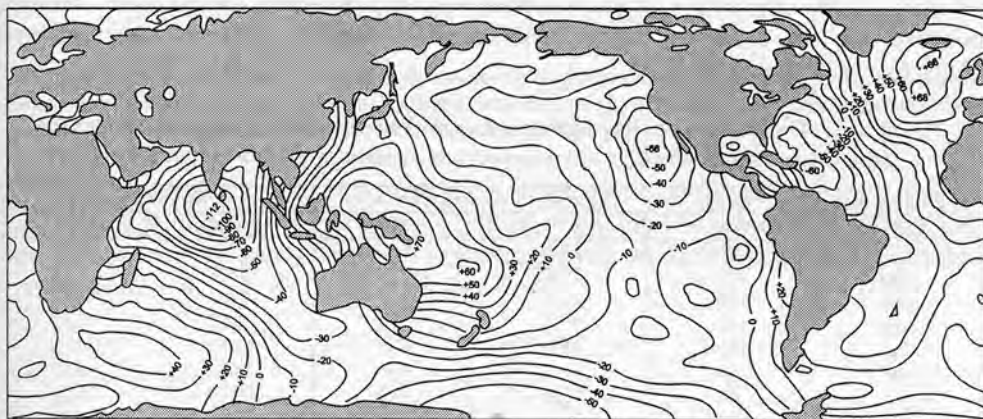


Рис.6.13. Рельеф водной поверхности Мирового океана по данным информации с искусственных спутников Земли

На поверхности океана выделяются 6 гигантских неровностей – планетарных аномалий: Индийская, Австралийская, Калифорнийская, Карибская, Северо-Атлантическая с поперечниками 3–5 тыс. км. К югу от полуострова Индостан, почти на широте экватора, океаническая поверхность опущена на 112 м.

К северо-востоку от Австралии, вблизи экватора, поверхность океана поднята на 78 м. Приблизительно в тысяче километрах к юго-западу от Калифорнии поверхность океана образует впадину глубиной около 56 м. Поверхность Атлантического океана в районе Северной и Южной Америк опускается на 64 м. Между Гренландией и Европой на поверхности океана имеются поднятия в 66 и 68 м.

Исследования Ю.А.Тараканова и Т.Н.Червко [1978] крупнейших гравитационных аномалий по потенциалу, силе тяжести и отклонению отвеса показали, что источниками аномалий океанической поверхности служат массы вещества, расположенные на глубинах порядка 400–900 км. Под буграми на поверхности океана на этих глубинах расположены массы повышенной плотности, а под впадинами – массы пониженной плотности, которые связаны с зонами фазового перехода вещества Земли (табл. 6.2) [Тараканов и др., 1990].

Таблица 6.2. Оценка всковых изменений гравитационного поля по Ю.А.Тараканову [1976]

Аномалии	G, м	Δg_f , мгал	dT/dr , мгал	$\Delta G/G$	Всковые изменения силы тяжести
Индийская	-100	-50	-81	0,09	0,04
Австралийская	+70	+40	+62	0,13	0,04
Североатлантическая	+60	+30	+49	0,15	0,04
Карибская	-50	-40	-56	0,18	0,05
Калифорнийская	-50	-30	-46	0,18	0,04

Обобщенные черты рельефа водной поверхности Мирового океана могут быть показаны при помощи гистограммы распределения частоты повторяемости водной поверхности на различных высотных уровнях и гипсографической или кумулятивной кривой статистического распределения площадей водной поверхности по ступеням высот относительно среднего уровня океанической поверхности (табл. 6.3).

Таблица 6.3. Параметры гипсографической кривой поверхности Мирового океана без полярных широт (80–90° с.ш.) относительно среднего уровня геоида Земли

Гипсографические ступени, м		Площадь в пределах ступени		Сумма площадей	
от	до	млн. км ²	%	млн. км ²	%
-112	-100	22,4	6,3	22,4	6,3
-100	-90	25,4	7,1	47,8	13,4
-90	-80	31,1	8,7	78,9	22,1
-80	-70	35,4	10,0	114,3	32,1
-70	-60	36,0	10,1	150,3	42,2
-60	-50	35,2	9,9	185,5	52,1
-50	-40	37,9	10,7	223,4	62,8
-40	-30	27,1	7,6	250,0	70,4
-30	-20	23,2	6,5	273,7	76,9
-20	-10	17,6	5,0	291,3	81,9
-10	0	16,0	4,5	307,3	86,4
0	10	12,6	3,5	319,9	89,9
10	20	12,3	3,5	332,5	93,4
20	30	7,7	2,2	339,9	95,6
30	40	4,5	1,3	344,4	96,9
40	50	3,6	1,0	348,0	97,9
50	60	2,8	0,8	350,8	98,7
60	74	4,9	1,3	355,7	100,0

Гипсографическая кривая морской поверхности отражает наиболее крупные особенности водного рельефа. Достаточно четко выделяются два максимума статистического распределения глубин на уровне -50 и -60 м (рис. 6.14). Анализ рельефа морской поверхности Мирового океана, полученной с помощью искусственных спутников Земли, позволил впервые подойти к оценке ее действительной площади, а не проекции. Расчет размеров участков повышения и понижения морской поверхности относительно эллипсоида вращения с учетом поверхностных уклонов показал, что действительная поверхность океана будет составлять 361,8 млн. км² или на 0,14% больше полученной по расчетам, проведенным ранее [Клиге, 1985].

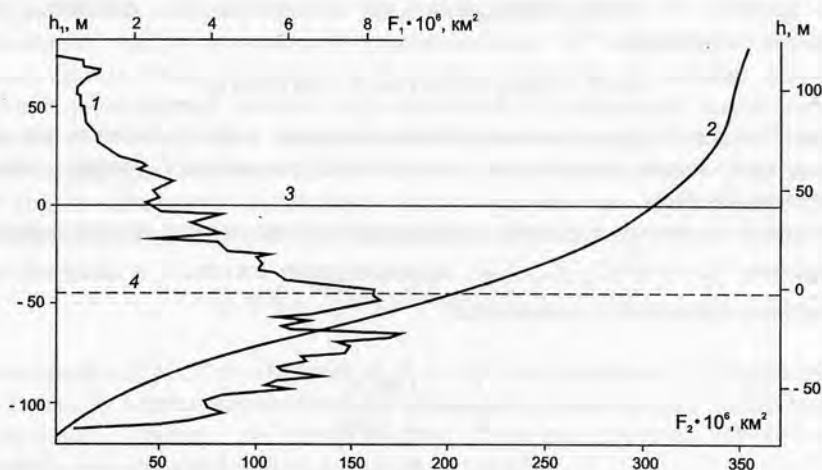


Рис.6.14. Распределение площади повторяемости (1) поверхности Мирового океана по ступеням высот, гипсографическая кривая водной поверхности океана (2), относительно среднего уровня геоида Земли (3) и среднего уровня океанической поверхности (4)

В гравиметрии и геодезии уровенная поверхность на континентах и океанах называется геоидом, а его высота (ζ) относительно геодезического эллипсоида или гидростатического сфероида характеризует возмущающий (аномальный) потенциал T :

$$\zeta = \frac{T}{\gamma},$$

где γ – нормальное ускорение силы тяжести, средняя величина которого равна 980 гал (1 гал = 1 см/с⁻²).

Высоты геоида можно разложить по сферическим функциям, что позволяет оценить амплитуду волны длиной

$$\lambda_1 = \frac{\Phi}{\ell}, \quad (1)$$

где ℓ – степень гармоники: $\Phi = 360^\circ$. Согласно Л.П.Иниц, разложение представляется рядом

$$\zeta = \rho_c \cos \Delta + R \sum_{\ell=2}^{\infty} \sum_{m=0}^{\ell} (\bar{C}_{\ell m} \cos v + \bar{S}_{\ell m} \sin \varphi) \bar{P}_{\ell m}(\sin \varphi), \quad (2)$$

где R – средний радиус Земли; ρ_c – смещение центра масс с Земли относительно центра масс ее нормальной фигуры, $\bar{C}_{\ell m}, \bar{S}_{\ell m}, \bar{P}_{\ell m}(\sin \varphi)$ – нормированные гармонические коэффициенты и присоединенные сферические функции Лежандра степени 1 и порядка m ; Δ – пространственный угол между радиусами-векторами, один из которых направлен из центра масс нормальной фигуры в центр масс Земли, а другой – в пункт вычисления ζ (φ° – широта, v° – долгота); угол Δ определяется по формуле:

$$\cos \Delta = \cos \varphi \cos \varphi_c \cos (v - v_c) + \sin \varphi \sin \varphi_c$$

Первый член в (2) представляет собой гармонику первой степени, т.е. смещение центра масс Земли относительно центра масс нормальной фигуры, величина которой равна 20–90 м.

Во второй гармонике четкий физический смысл имеют ненормированные коэффициенты $\bar{J}_2 = -\sqrt{5} C_{20}, C_{22}, S_{22}$, определяющие сжатие f и полуоси a, b, c геодезического трехосного эллипсоида

$$\begin{aligned} f &= \frac{3}{2} J_2 + \frac{1}{2} \frac{\omega^2 a_c^3}{GM}, \\ a &= R \left(1 \pm 3 \sqrt{C_{22}^2 + S_{22}^2} \right), \\ b &= R \left(1 - 3 \sqrt{C_{22}^2 + S_{22}^2} \right), \\ c &= R(1 - f), \quad a_c = \sqrt{ab} \end{aligned} \quad (3)$$

где M и ω – масса и угловая скорость суточного вращения Земли, G – гравитационная постоянная, a_c – большая (экваториальная) полуось двухосного эллипсоида; полуось c направлена вдоль вращения Земли. Сжатие геодезического эллипсоида вычисляется подстановкой измороженной величины J_2 , а для определения сжатия гидростатического двухосного сфероидов используют теоретически вычисленное значение $J_2^{\text{теор}}$. Оси сфероидов теоретически неопределенны, поэтому на практике применяют величины a_c и $c = R(1 - f)$. Длина второй волны гармоники по (1) равна 180° .

Важное значение имеют непериодические изменения средней поверхности океана. Аномалии гравитационного поля, вычисленные относительно поля геодезического эллипсоида (нормальной фигуры планеты), по условию разложе-

ния в ряд в среднем равны нулю, массы источников аномалий также имеют нулевую сумму, поэтому средняя по всей поверхности высота геоида относительно эллипсоида равна нулю, т.е. носит случайный характер. Средняя высота геоида, рассчитанная относительно гидростатического сфероида, не равна нулю и в качестве математического ожидания имеет детерминированную (неслучайную) функцию – вторую зональную гармонику ζ_2 в разложении высот геоида:

$$\zeta_2 = -R\Delta J_2 \left(3/2 \sin^2 \varphi - 1/2 \right), \quad (4)$$

где ΔJ_2 – различие вторых зональных эллипсоида и сфероида. При изменении нормальной фигуры Земли величина ζ_2 может характеризовать эволюцию сжатия геодезической или гидростатически равновесной фигуры.

Изменение гидростатического коэффициента J_2^{mod} связано с замедлением вращения Земли из-за приливного рассеяния энергии в системе Земля–Луна. Вследствие уменьшения сжатия гидростатического сфероида Земля постепенно превращается в шар. Это процесс происходит со скоростью J_2^{mod} , величина которой в фанерозое равна $0,6 \times 10^{-12}$ год⁻¹, а для последних $\sim 1,5$ млрд. л. – 1×10^{-12} год⁻¹. Скорость изменения высот геоида по меридиану получим, продифференцировав обе части равенства (4) по времени:

$$\dot{\zeta}_2 = R \dot{J}_2^{mod} \left(3/2 \sin^2 \varphi - 1/2 \right). \quad (5)$$

Подставив в (5) $J_2^{mod} = -10^{-12}$ год⁻¹, $R = 6371$ км, получим $\dot{\zeta}_2 = 0,006$ мм в год. В практической деятельности человека изменение уровня моря с такой скоростью несущественно. Однако за геологические периоды порядка 10^6 – 10^8 лет это изменение уровня водной поверхности очень велико.

Изучение возможного изменения гравитационного поля Земли за крупные отрезки времени возможно по высотам морских террас, поскольку уровенная поверхность потенциала силы тяжести совпадает с поверхностью океана. Исследования на основе использования 80 континентальных и 45 островных террасовых рядов [Тараканов, Шлейников, 1977; Tarakanov et al., 1992] для эпохи плейстоцена показали, что максимально возможные величины вековых изменений потенциала можно оценить на основе разностей фиксированных высот древнего океана, отнесенных к амплитудам высот морского уровня современных планетарных аномалий.

Анализ плейстоценовых террасовых рядов позволяет получить распределение количества террас по их высотам H относительно современного уровня океана. Пики распределения, соответствующие климатическим эпохам (рис. 6.15), совпадают с моментами -25, -130 и -200 тыс. л. Данные о средних высотах и отклонениях от них приведены в табл. 6.4. На эпоху -200 тыс. л. средняя высота террас по островным данным на 12 м меньше, что может быть вызвано прогибанием дна океана со средней скоростью 0,17 мм/год.

Среднеквадратичное отклонение высот отдельных террас относительно среднего значения 200 тыс. лет назад составило всего 9 м. Мы можем оценить максимально возможную величину вековых изменений потенциала, если всю

вариацию высот древнего океана отнесем к изменению гравитационного поля. Для этого в табл. 6.4 изменение высот в эпоху -200 тыс. лет (плейстоцен) отнесено к амплитудам высот океана современных планетарных аномалий.

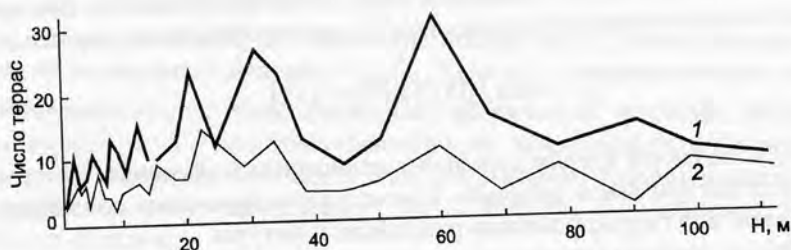


Рис.6.15. Распределение количества террас по высотам

1 — континентальные; 2 — островные

Таблица 6.4. Высоты террас и их среднее квадратичное отклонение

Возраст террас, тыс. лет	Средняя высота террас, м		Среднее квадратичное отклонение высот террас от средней величины, м	
	Континенты	Острова	Континенты	Острова
25	20	22	4	2
130	58	59	10	9
200	90	78	9	9

Относительные изменения высот океана $\Delta G/\Delta G$ принимались равными относительным приращениям чистой аномалии силы тяжести

$$-\frac{\partial T}{\partial r} = \Delta g_{\phi} + \frac{2\gamma}{r} G,$$

где T — возмущающий потенциал, r — радиус Земли, G — высоты океана (геоида), γ — нормальное значение силы тяжести, Δg_{ϕ} — гравиметрические аномалии Фая (в свободном воздухе).

$$\Delta g_{\phi} = -\frac{\partial T}{\partial r} = -\frac{2T}{r} = -\frac{\partial T}{\partial r} - \frac{2\gamma}{r} G.$$

Вековые изменения чистой аномалии $-\frac{\partial^2 T}{\partial r \partial t}$ вычислялись по аномалиям Фая. Эти расчеты показали, что за последние 200 тыс. л. вековые изменения силы тяжести могут составить величину $\sim 0,04-0,05$ мгал/год для крупномасштабных плотностных неоднородностей, определяющих планетарные аномалии гравитационного поля.

Особый интерес представляют изменения уровенной водной поверхности океана за сравнительно короткий геологический период последнего ледникового цикла.

После таяния ледников, начавшегося 18 тыс. л.н., произошло перераспределение масс льда и воды, которое изменило не только гравитационные аномалии, но и саму нормальную фигуру Земли – геодезический эллипсоид. Вследствие случайного характера функции $\zeta(\varphi, \gamma)$ и зависимости $\zeta_2(\varphi)$ только от широты появляется возможность выявить изменение второй гармоники после таяния ледников, для этого высоты древнего геоида, “запомнившиеся” поверхностями древних морских террас определенного возраста, нужно осреднить по всем долготам γ от 0° до 360° , что было сделано для террас с возрастом 30–40 тыс. л.н. Ввиду недостаточного количества террас для осреднения их высот пришлось находить средние высоты по весьма широким, 10-градусным поясам: 0–10, 10–20, ..., 70–80° (табл. 6.5). В приполярных районах данные о морских террасах практически отсутствуют. Кроме того, в Южном полушарии данные о высотах террас недостаточны для статистической обработки. Однако по (4) функция ζ_2 – четная относительно широты, и ее амплитуду (a) можно вычислить по измерениям в Северном полушарии:

$$a = R\Delta J_2 \quad (6)$$

Амплитуда (6) оценивалась по средним высотам морских террас $\langle h^T \rangle$ согласно формуле:

$$a = \frac{\langle h^T \rangle}{3/2 \sin^2 \varphi - 1/2} \quad (7)$$

Таблица 6.5. Распределение по широте средних высот морских террас Северного полушария, датированных 30–40 тыс. лет назад

Показатель	Значения показателя в интервале широт, град.							
	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70	70–80
Количество датированных террас	7	8	10	17	11	8	5	12
Высота террас: средняя	-17	-5	-1	-1	-2	2	20	30
рассчитанная	-17	-14	-8	0	8	17	25	31

В таблице приведены средние высоты морских террас Северного полушария по упомянутым выше широтным поясам, а также теоретическое распределение $\langle h^T \rangle$ по формуле (7). Амплитуда оценена по экстремальным значениям $\langle h^T \rangle$: при $\varphi = 5^\circ$ $\langle h^T \rangle = -17$ м, а при $\varphi = 75^\circ$ $\langle h^T \rangle = 30$ м, величины амплитуд в обоих случаях близки: 34,8 и 33,4 м, откуда $a = 34$ м.

Вид функций (4) показывает, что при увеличении сжатия эллипсоида ($\Delta J_2^T > 0$) уровень моря опускается в приполярной зоне и поднимается в экваториальной полосе. При этом в высоких широтах формируются поднятые террасы, а в низких – погруженные.

Поскольку данные таблицы свидетельствуют о повышении сжатия эллипсоида, оценим увеличение второго зонального коэффициента по (5):

$$\Delta J_2^T = \frac{a}{R} = \frac{34}{6,371 \cdot 10^6} = 5,34 \cdot 10^{-6} \quad (8)$$

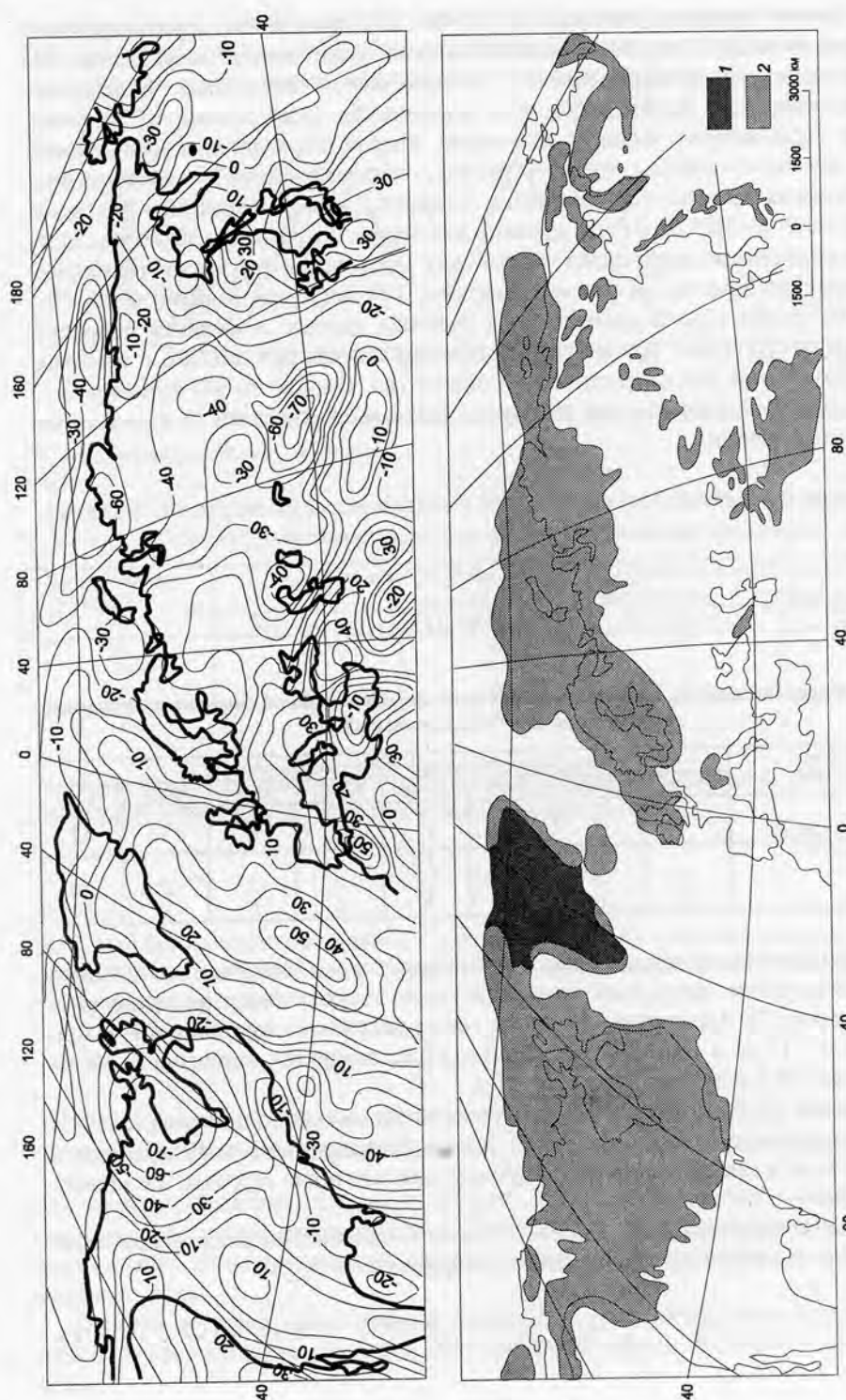


Рис.6.16. Чистые аномалии силы тяжести в мГал, вычисленные по модели GEM-10B для внетропической части Северного полушария (вверху), и их сопоставление с распределением ледниковых покровов и горно-покровных комплексов (внизу)
Покровы и комплексы: 1 – современные, 2 – позднеледниковые, достигавшие максимума около 20 тыс. лет назад

Теперь можно сравнить геодезическое и гидростатическое значение второго зонального коэффициента J_2^{geod} , J_2^{hid} с изменением J_2 по высотам морских террас:

$$J_2^{geod} = 1082,63 \cdot 10^{-6}, J_2^{hid} = 1072,1 \cdot 10^{-6}, \Delta J_2^T = 5,34 \cdot 10^{-6}.$$

Во-первых, разность $\Delta J_2 = J_2^{geod} - J_2^{hid} = 10,53 \cdot 10^{-6}$ имеет тот же порядок, что ΔJ_2^T , полученная по высотам древних террас, ΔJ_2^T достигает 50% сверхгидростатического значения, измеренного по спутникам второго зонального коэффициента. Во-вторых, эффект таяния ледников соизмерим с возмущением сжатия Земли крупнейшими плотностными неоднородностями, залегающими на границе верхней и нижней мантии. Другими словами, возмущение нормальной фигуры планеты в результате таяния ледников грандиозно даже в планетарном масштабе (рис. 6.16).

Оценки параметров древнего геоида, полученные по данным о морских террасах, хорошо соответствуют как гравитационным, так и изотопным данным, впервые сопоставленным в работе [Тараканов и др., 1987]. Оказалось, что на месте растаявших ледников в настоящее время располагаются отрицательные гравитационные аномалии, соответствующие разуплотнениям на границе верхней и нижней мантии (табл. 6.6). Вероятно, в результате многократных ледниково-межледниковых колебаний происходит накопление отрицательных масс на глубине ~ 670 км. Расчетная величина объема растаявших ледников несколько меньше изостатических компенсационных масс и близка к оценке послеледникового пополнения океана водой по соотношению изотопов кислорода $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$.

Совпадение оценок колебаний уровня Мирового океана по данным о высотах морских террас, объема растаявших ледников и прибыли воды и, наконец, на основе интерпретации отрицательных гравитационных аномалий "обнажившихся" компенсационных масс позволяет оценить реальную скорость изменения сжатия геодезического эллипсоида и колебаний уровня моря. Интервал таяния ледников оценивается величиной порядка 10^4 лет. Тогда при таянии ледников $J_2^T = 5 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$ и на два порядка превышает скорость послеледниковой реакции фигуры Земли. При таянии ледников $\zeta_2 = 3$ мм в год, а в послеледниковое время скорость изменения уровня водной поверхности имеет обратный знак и на порядок меньше $\zeta_2 = -0,2$ мм в год.

Таким образом, приливное торможение Земли Луной и намерзание биполярных ледниковых шапок приводят к уменьшению сжатия нормальной фигуры Земли, но характеризуются величинами, различающимися на порядки. Таяние ледников, напротив, привело к интенсивному, хотя и кратковременному, возрастанию сжатия с $1/298,81$ до современного значения $1/298,61$.

Можно высказать также некоторые гипотетические предположения о длинно-периодных изменениях уровня океана. На основе предварительной интерпретации гравитационных аномалий с двукратным разделением взаимного влияния источников для современного геоида и с их однократным разделением при интерпретации аномалий древнего геоида обнаружены выпуклости ядра Земли (на глубине 2900 км) под всеми океанами. По данным об истории развития длительных трансгрессий и регрессий океанов период гидростатической реакции

Таблица 6.6. Массы ледников и их изостатические компенсации по геологическим данным и интерпретации гравитационных аномалий в приполярных областях Земли по модели GEM-10B

Ледники	Координаты центра аномалии		μ ледников, 10 ²² г
	φ, град.	λ, град.	
Лаврентьевский			2,64
Скандинавский	60	15	0,54
Баренцево море, шельф	73	45	0,35
Новосибирские острова	75	153	0,20
Карско-Таймырский	77	95	0,21
Антарктические	-82	330	0,43
	-73	225	0,77
	-72	335	0,77

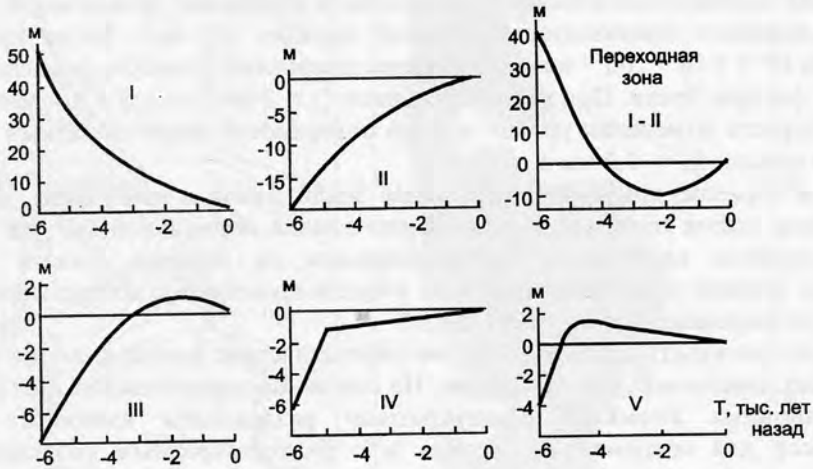
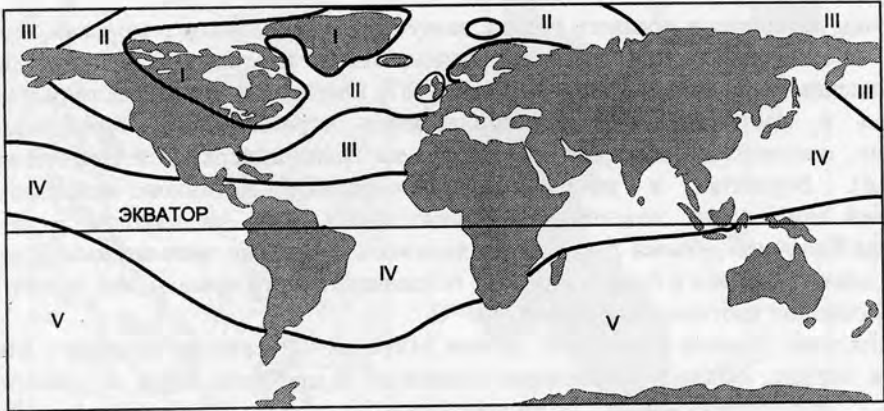


Рис.6.17. Характерные районы (I–V) с соответствующим ходом уровня океана после сокращения континентального оледенения

Таблица 6.6. (окончание)

Гравиметрические данные				μ / M	$\delta\bar{C}_{20}$	$\delta\bar{C}_{40}$	$\delta\bar{C}_{22}$	$\delta\bar{S}_{22}$
V_R , мГал	V_{RR} , E	h , км	μ (10^{22}), г	В единицах 10^{-6}				
-20	-0,6	1170	-2,16	-0,22	-0,55	0,00	-0,01	-0,01
-30	-0,8	670	-0,13	-0,42	-0,13	-0,05	0,00	-0,01
-60	-1,2	750	-0,25	-1,51	-0,43	-0,17	-0,02	0,02
-50	-1,0	1000	-0,75	-1,26	-0,37	-0,16	0,02	0,00
-50	-1,2	830	-0,52	-0,87	-0,29	-0,15	0,00	0,00
-80	-1,4	1140	-1,56	-2,61	-0,69	-0,24	0,00	-0,06
-50	-1,0	1000	-0,75	-1,26	-0,34	-0,12	-0,02	0,03

всей мантии на выпуклости ядра оценивается в 2,5 млрд. л. [Тараканов и др., 1990]. Это означает, что прогибание дна океанов и воздымание континентов с амплитудой в несколько километров представляют собой главные геологические процессы, которые накладываются на постоянные фигуры Земли вследствие удаления от нее Луны. Анализ данных о палеозойских оледенениях позволяет предполагать, что происходят также колебания уровня моря с периодами от 10^5 лет до $2,5 \cdot 10^9$ лет.

Исследования ряда ученых [Бадюков, 1982, Clark et al., 1978] показывают, что уровень океана в период фландрской трансгрессии должен изменяться неравномерно в пределах акватории Мирового океана. Это связано с тем, что лед, содержащийся в крупных ледниковых массах, повышает гравитационный потенциал, и в результате лед и дополнительная масса воды, удерживаемая гравитационным притяжением ледника, деформирует земную поверхность. По мере того как Земля деформируется, вещество внутри нее перераспределяется так, что изменяется и потенциал силы тяжести на поверхности Земли. Можно предполагать, что постепенно должно наступить новое изостатическое равновесие. В период же таяния это равновесие также начинает медленно изменяться, значительно отставая от перераспределения масс на земной поверхности. Медленное перераспределение масс в недрах Земли вследствие меняющихся поверхностных нагрузок должно приводить к непрерывному изменению гравитационного потенциала. Поскольку невозмущенная поверхность океана отражает гидростатически уравновешенное состояние океанических вод, которое определяется действием на них гравитационного поля Земли, то при изменении последнего будут происходить и изменения океанической поверхности.

Для среднего и позднего голоцена выделяется ряд характерных зон [Clark et al., 1978; Pirazzoli, 1996] с различным ходом уровня моря (рис. 6.17): I – зона континентальных оледенений Северного полушария, в которой преобладают гляциоизостатические движения; II – зона компенсационных погружений суши и подъема уровня моря на периферии древнего оледенения; III – зона превышения современного уровня моря в последние 2-3 тысячелетия; IV – приэкваториальная зона резкого замедления подъема уровня моря около 5 тыс. л.н., охватывающая значительную часть Южного полушария; V – зона преобладания гидростатического погружения. У.Е.Фарелл и другие [Clark et al., 1978] показывают, что приблизительно через тысячу лет волна

высокого стояния уровня постепенно будет перемещаться из центральных частей океана к ледниковым районам (рис. 6.18).

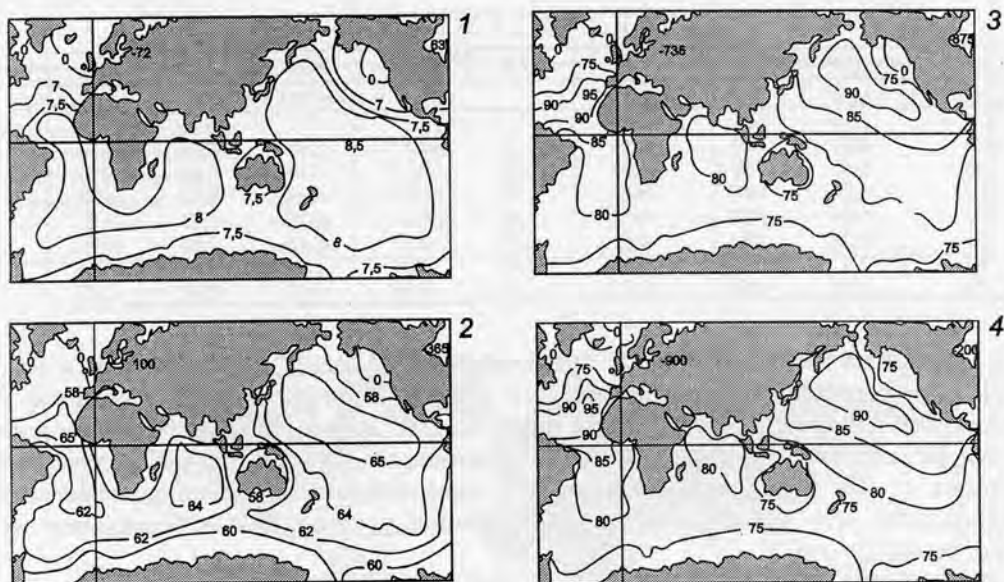


Рис.6.18. Повышение уровня в различных участках акватории Мирового океана (1 – 13, 2 – 8, 3 – 5, 4 – 0 тыс. л.н.) при среднем повышении уровня на 75 м по У.Фаррелу, Д.Кларку и В.Пельтиеру [Clark et al., 1978]

Изменение перераспределения водной массы из ледникового покрова по поверхности океана должно было одновременно приводить к деформации дна океана. Так, в районе Центральной части Тихого океана максимальное проседание могло составить 0,0112 м, а максимальный подъем в Гудзоновом заливе – 0,0600 м [Hinton, 1995].

Исследования по неравномерности изменений уровенной поверхности океанов в значительной степени объясняют существенные расхождения в кривых колебаний уровня океана, полученные различными авторами для плейстоцена и голоцена.

Определенный интерес может представить исследование растекание слоя воды при ее дополнительном поступлении в океан. Вследствие неоднородности современного гравитационного поля этот слой может иметь неодинаковую толщину, изменение уровня океана оказывается пропорциональным полной величине аномального потенциала или отклонению водной поверхности от эллипсоида.

Глава 7

ГИДРОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ СУШИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

7.1. Основные тенденции изменения климата в плейстоцене

В течение плейстоцена отмечается направленное охлаждение климата Земли, которое в среднем составило около 8°C [Марков и др., 1968], при этом 90% времени в плейстоцене климат был холоднее современного.

В начале новейшего этапа геологической истории Земли – четвертичного периода – плейстоцена, антропогена (от 0,7 до 2,5–3,5 млн. л.н.) глобальное похолодание климата привело к развитию покровного и значительного морского оледенения Северного полушария, появлению тундровой растительности и другим крупным перестройкам биосферы планеты. Для этого этапа характерны ритмические изменения температуры и увлажненности суши, объема оледенения, уровня и объема океана и т.д., причем условия последовательных теплых эпох, как и холодных, были, вероятно, сходными.

Одним из наиболее важных индикаторов климатов плейстоцена являются многочисленные организмы, образующие карбонатные скелеты, которые формируют постепенно различные типы осадков. Наиболее показательными в этом отношении являются такие отложения, как неритовые карбонаты, коралловые рифы, эвапоритовые карбонаты и глобигериновые илы. Изучение формирования и распространения карбонатных осадков позволило Р.Фейрбриджу [1968] разработать схему широтного изменения температуры для ледниковой, современной, межледниковой и неледниковой эпох (рис. 7.1). Изучение изменения температурных условий в прошлом указывает на то, что современная температура воздуха в умеренных широтах выше на $8-10^{\circ}$ той, которая была 20 тыс. л.н. и приблизительно на $2,5^{\circ}$ ниже оптимума голоцена (6 тыс. л.н.).

Развитие методов абсолютного датирования позволило выявить сравнительно устойчивую, близкую к 100 тыс. л. продолжительность основных термических, ледниково-межледниковых и гляциологических ритмов, внутри которых примерно каждые 30–35 тыс. л. повторялись периоды похолоданий и потеплений, но с меньшим размахом колебания.

По геологическим данным, плейстоцен делится на три части (ранний, средний и поздний), что отображает существование крупного природно-климатического ритма продолжительностью около 300 тыс. л. [Зубаков, Борзенкова, 1983].



Рис.7.1. Широтные изменения температуры в различные эпохи плейстоцена по Р.Фейрбриджу [1968]

По палеоботаническим и другим данным основные термические изменения происходили более или менее одновременно в различных частях территории России (рис. 7.2), а сопоставление их с составом морских осадков (рис. 7.3) указывает на глобальный характер ритмических изменений климата. В процессе продолжавшегося направленного глобального похолодания среднегодовые температуры в европейской России и на Дальнем Востоке уже в раннем плейстоцене (700–470 тыс. л.н.) достигли современных значений, тогда как в континентальном климате Восточной Сибири (разрез Мамонтова гора на Алдане) современный уровень температур был достигнут к началу среднего плейстоцена [Разрез новейших отложений..., 1973], а в Тянь-Шане в течение всего плейстоцена они были, вероятно, выше современных [Разрез новейших отложений..., 1971].

Изменчивость среднегодовых температур в течение главных климатических ритмов не превышала в Восточной Сибири 2–3°, на побережье Чукотки – 6–7°, в условиях умеренно континентального климата Восточной Европы достигала 10–15°, в муссонных районах Нижнего Приамурья – 12° [Боярская, 1982], в Приморье [Короткий, Шумова, 1982] и на атлантическом побережье Великобритании – 15°. Значительны были также изменения среднегодовой температуры в горных районах юга Сибири – 12–14° [Боярская, 1982] и Индигиро-Колымского нагорья – 10–11° [Гричук, 1985].

На фоне направленного иссушения материков в плейстоцене [Марков и др., 1965; Величко, 1973] происходили ритмические изменения увлажненности климата. В целом количество осадков в эпохи потеплений было больше [Разрез новейших отложений..., 1976], чем при похолоданиях: соответственно 600–700 и 300–400 мм на Русской равнине и в Иссык-Кульской впадине [Разрез новейших отложений..., 1971], 700 и 250 мм на Приобском плато, 100–150 и 400 мм в

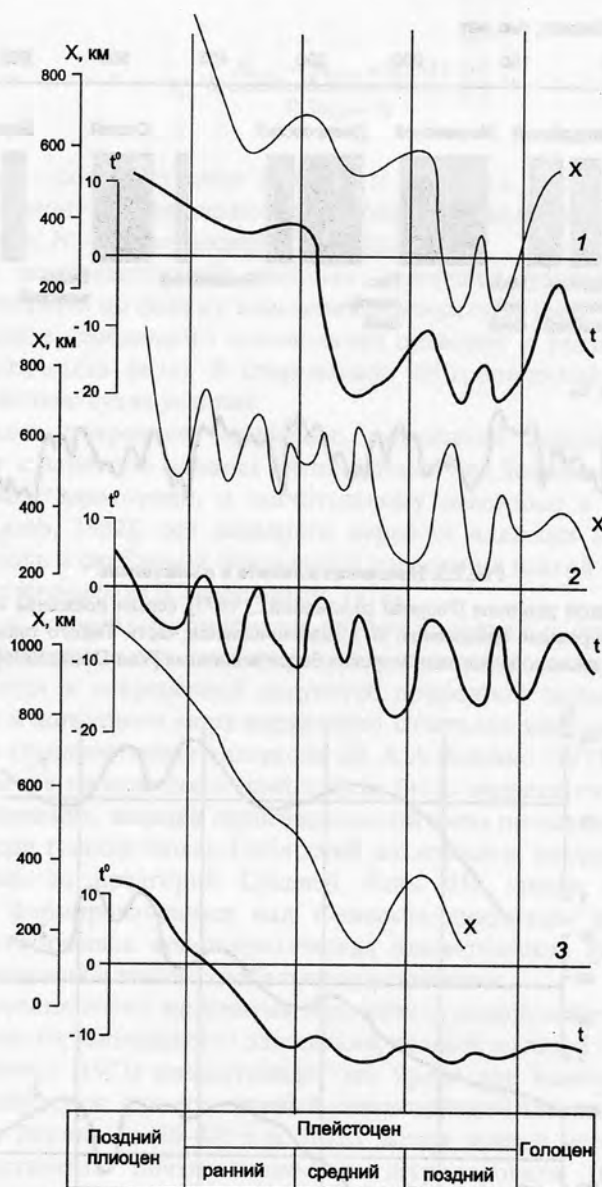


Рис.7.2. Изменения в плейстоцене температуры воздуха (t) и количества атмосферных осадков (x) по районам

Районы: 1 – Колымская низменность, 2 – горы северо-востока Сибири, 3 – Восточная Сибирь

Восточной Сибири [Разрез новейших отложений..., 1973; Гричук, 1985]. Существенные изменения происходили в Приморье [Короткий, Шумова, 1982] и на Колыме. Изменялась также континентальность климата (рис. 7.4), которая может быть выражена коэффициентом Н.Н.Иванова:

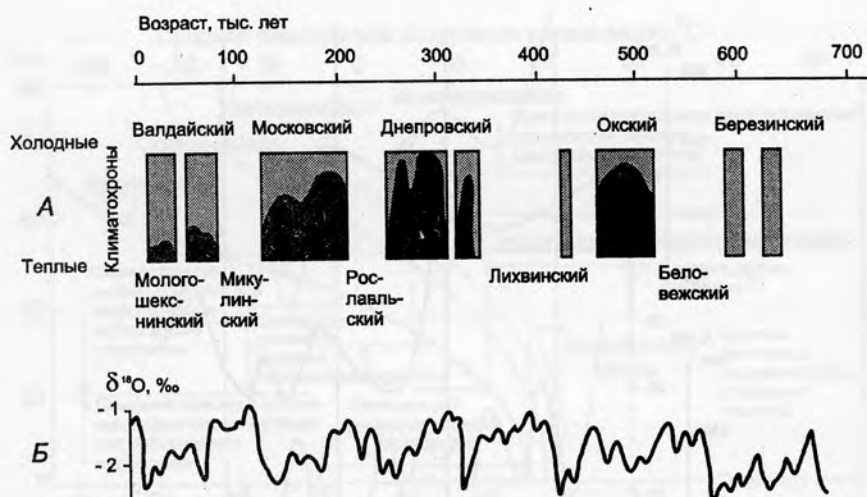
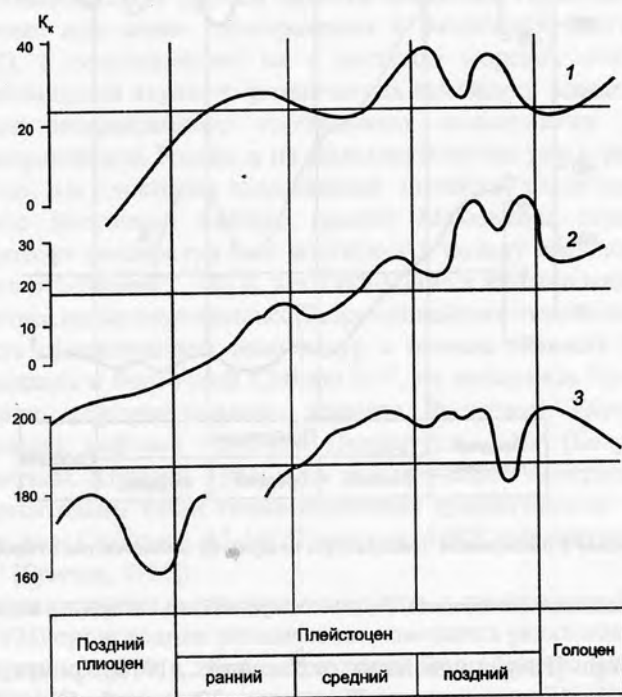


Рис.7.3. Изменения климата в плейстоцене

А – Центр Русской равнины [Разрезы отложений..., 1977], серым показаны холодные климатохроны, черным – покровные оледенения; Б – экваториальная часть Тихого океана; по изменениям изотопного состава кислорода раковин морских беспозвоночных [Van Donk, 1976]

Рис.7.4. Изменения коэффициента континентальности климата (K_k)

Районы: 1 – Колымская низменность, 2 – Восточная Сибирь, 3 – Приазовье

$$K_k = \frac{A_{\text{год}} - A_{\text{сут}} + 0,25D}{0,36\varphi + N},$$

где $A_{\text{год}}$ и $A_{\text{сут}}$ – соответственно годовая и суточная амплитуда температур воздуха, D – дефицит относительной влажности за самый холодный месяц, φ – широта местности, N – эмпирический коэффициент.

Однако в континентальных районах изменения увлажненности могли значительно отставать по фазе от изменений температуры (рис. 7.5). Уменьшение испарения в начале глобального похолодания приводит к увлажнению климата (т.н. криогигротическая фаза). В современной субтропической зоне, вероятно, сохранялись довольно сухие условия.

Развивающееся покровное оледенение, повышение ледовитости северных морей приводят к развитию мощных антициклонов над ледниковыми покровами и прилегающими территориям, и значительному смещению к югу (на $15-18^\circ$, [Flohn, 1979; Lamb, 1982]) оси западного переноса влажных воздушных масс. Значительную роль в снабжении покровного оледенения влагой начинает играть ее поступление с юго-запада [Серебрянный, 1978].

В умеренных широтах формируется крайне холодная и сухая зона вечной мерзлоты – перигляциальная зона шириной в несколько сотен километров, не имеющая аналогов в современной структуре природной зональности. Для ее растительности и животного мира характерно сочетание влаголюбивых и сухолюбивых видов (тундростепная гиперзона по А.А.Величко [1973]). В Восточной Сибири, где влаги в течение всего плейстоцена было недостаточно для развития покровного оледенения, ширина перигляциальной зоны превышала тысячу км. В течение всего года господствовал Сибирский антициклон, воздействие которого распространялось до предгорий Средней Азии. На западе он смыкался с антициклоном, формировавшимся над Фенноскандинавским ледниковым покровом. Соответствующая криоксеротическая климатическая фаза охватывала максимум похолодания и начало глобального потепления.

Наиболее изучена эпоха максимума последнего позднплейстоценового валдайского (вюрмского, вислинского) оледенения, возраст которой составляет 18-20 тыс. л. А.А.Величко [1973] рассматривает это время как наиболее холодное и сухое за весь плейстоцен, как его главный климатический минимум. В это время практически вся Европа до $46-48^\circ$ с.ш. была занята вечной мерзлотой, леса на территории континента почти полностью деградировали [Палеогеография Европы..., 1982], возможно, сохраняясь лишь в долинах крупных рек. Над большей частью ледникового покрова летние температуры понижались на $6-8^\circ$, в перигляциальной зоне – на $2-4^\circ$. Снижение зимних температур было более значительным. В перигляциальной зоне они составляли $25-40^\circ$. Количество осадков над ледниковыми щитами могло сокращаться до 40-50 мм в год. Величина зимнего похолодания к востоку уменьшалась (рис. 7.6), поэтому распределение зимних изотерм было гораздо ближе к широтному, чем сейчас.

Летние температуры в Средней и Восточной Сибири, возможно, превышали современные [Разрез новейших отложений., 1973]. Значительным было

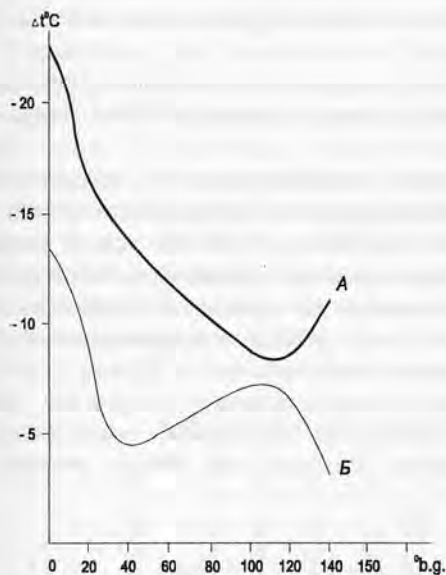


Рис. 7.6. Величины отклонений среднеянварских (А) и среднеиюльских (Б) температур воздуха максимума поздневалдайского оледенения (17–20 тыс. л.н.) от современных для 50° с.ш.

данным, испаряемость все же превышала количество осадков [Синицын, 1980]. В эпохи наиболее значительных по площади оледенений среднего плейстоцена на большей части Советской Средней Азии, возможно, существовали перигляциальные условия.

Вследствие развития глобального потепления наступала термоксеротическая фаза, переходящая после максимума потепления, полного распада покровного оледенения, восстановления циркуляции умеренных широт, повышения уровня океана и увеличения испарения с его поверхности в термогигротическую фазу. Среднегодовые температуры в максимум межледниковья превышали в умеренной зоне современные на 2–3°.

Наиболее продолжительным, теплым и влажным было лихвинское (миндель-рисское, гольдштейнское Западной Европы, тобольское, туруханское Сибири) межледниковье начала среднего плейстоцена (470–310 тыс. л.н.), предшествовавшее максимальному оледенению Русской равнины — днепровскому (заале Западной Европы, самаровское Сибири). Во время максимумов лихвинского межледниковья вся Русская равнина была занята лесами, причем широколиственные леса распространялись в Зауралье.

понижение летних и зимних температур (соответственно, 5–6° и 10°) на муссонном юге Дальнего Востока России [Палеогеография Северной Евразии..., 1978].

Из-за высокой ледовитости Тихого океана [Величко, 1973] муссонная циркуляция на Дальнем Востоке могла ослабевать, однако по палеоботаническим данным заметного сокращения количества осадков здесь не происходило [Палеогеография Северной Евразии..., 1978].

В относительно сухой и теплой, ныне пустынной, Средней Азии увлажненность в заключительные фазы оледенений значительно увеличивалась. Количество осадков в конце позднего плейстоцена оценивается здесь в 250–450 мм, тогда как июльские температуры составляли лишь 21–23°, т.е. на 8–9° ниже современных [Мамедов, 1991]. Однако, судя по литологическим

←

Рис. 7.5. Климатические фазы оледенений и межледниковий плейстоцена по Палеогеографии Европы [1982]

1 — температура; 2 — увлажненность

На западе Европейской территории России температуры января и июля превышали современные на 3–5°, осадков выпадало 1100–1300 мм, т.е. на 400–600 мм больше, чем сейчас.

В Восточной Сибири даже в эту эпоху сохранялись лиственничные леса с примесью темнохвойных пород и среднегодовые температуры были близки к современным [Боярская, 1982].

Детальнее изучено последнее крупное межледниковье – микулинское (мгинское; в Западной Европе – рисс-вюрмское, эмское, в Сибири – казанцевское, продолжавшееся со 120–130 (возможно со 110–170) до 70–80 тыс. л.н. В климатические оптимумы (как и в лихвинское время, их было несколько) оно характеризовалось в Евразии более теплыми и влажными условиями, чем современные, причем отклонение средних температур холодного сезона от современных, как и во время валдайского оледенения, направленно увеличивалось в Европе с запада на восток (рис. 7.7), тогда как для теплого сезона изменения по долготе были противоположны. Сезонные различия температур значительно уменьшались. Лишь в приатлантической части Западной Европы они могли несколько возрасти. Количество осадков всюду немного превышало современное. Леса распространялись на север до побережий трансгрессировавших в это время Арктического бассейна и Балтийского моря [Щербаков, 1981].

Выравнивание величин температур и осадков по долготе и уменьшение сезонных климатических различий могло быть связано со значительным усилением западно-восточного переноса воздушных масс в умеренных широтах и круглогодичным преобладанием над всей Европой циклонической деятельности. Роль Сибирского антициклона, вероятно, значительно уменьшалась, однако значительных изменений типа растительности в Восточной Сибири, вероятно, не происходило. Южная часть Русской равнины испытывала заметное увеличение увлажнения. Количество осадков здесь возрастало до 800–900 мм, однако граница лесной зоны лишь незначительно смещалась к югу [Палеогеография Европы..., 1982], что свидетельствует о сохранении на юге Европейской территории России (ЕТР) условий недостаточного увлажнения.

Данные о климатических условиях Средней Азии в эту эпоху очень немногочисленны, однако предполагается уменьшение увлажнения, особенно во вторую половину межледниковья [Мамедов, 1991].

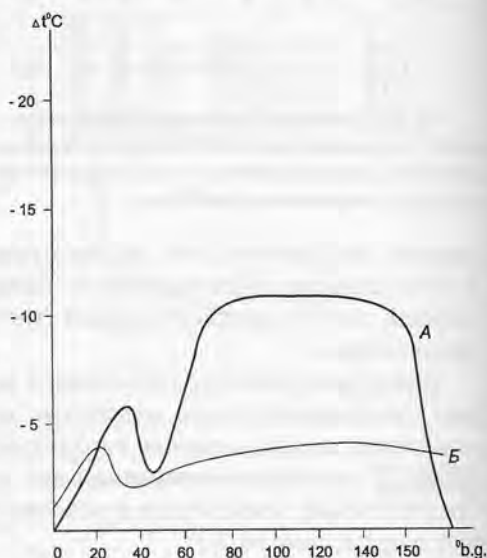


Рис. 7.7. Величины отклонений среднеянварских (А) и среднеиюльских (Б) температур воздуха оптимума микулинского межледниковья от современных для 50° с.ш.

В целом происходило уменьшение не только внутриширотных, но и меридиональных климатических различий.

Характерно, что переходы от “ледникового” к “межледниковому” климатическому режиму и обратно могли происходить в плейстоцене крайне быстро – возможно, за несколько столетий. Как при переходе к последней ледниковой эпохе около 90 тыс. л.н., так и в ее конце (15–8,5 тыс. л.н.) наблюдались значительные короткопериодные климатические колебания продолжительностью в 1–3 тыс. л. [Dansgaard et al., 1971, 1989; Котляков, Гордиенко, 1982]. Аналогичные резкие колебания климата отмечаются и в начале мискулинского межледниковья. В определенном смысле такие флуктуации могут рассматриваться как случайные переходы из одного устойчивого состояния климатической системы в другое [Lorenz, 1976].

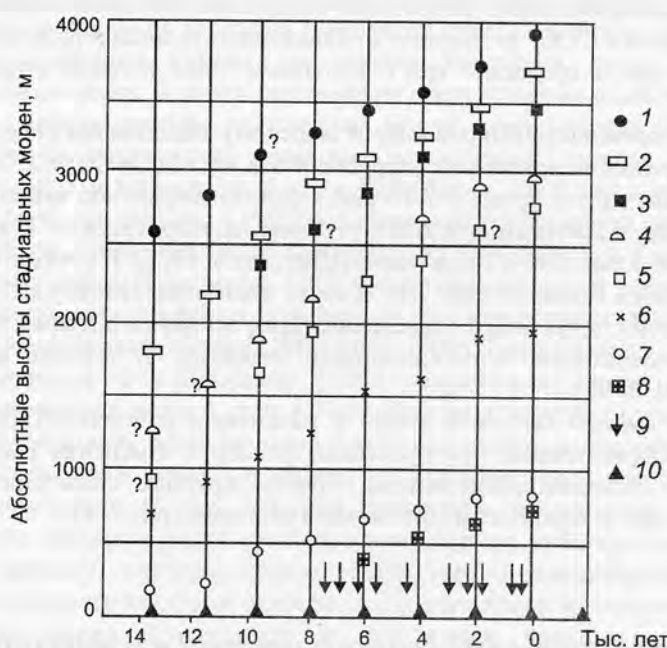


Рис.7.8. Изменчивость горных ледников в поздне-последледниковое время

1 – Эльбрус; 2 – Киргизский Алатау; 3 – Заилийский Алатау; 4 – Джунгарский Алатау; 5 – Кавказ (Дагестан); 6 – Кавказ (Северный склон); 7 – Полярный Урал (1–7 – [Шнитников, 1976]); 8 – Хибины; 9 – возраст стадий наступания горных ледников Северного полушария [Karlen, 1982]; 10 – фазы максимального увлажнения материков Северного полушария [Шитников, 1957]

Изучение развития ледникового покрова Антарктиды указывает на возможность определенных изменений его объема в плейстоцене в плане увеличения даже в период потепления. Так, исследования С.М.Мягкова [1989] позволяют сделать вывод, что в условиях голоценового потепления могло происходить увеличение его мощности и объема вследствие роста количества осадков. Изменение морского оледенения, вероятно, были сходны с изменениями покровного. Его

площадь, возможно, превышала современную в полтора раза [Суетова, 1982], а мощность, по крайней мере в Северном Ледовитом океане, на 500–1000 м. Вероятно морское оледенение достигало максимума на несколько (3–5) тысяч лет раньше, чем покровное оледенение Северного полушария [Haas, 1978]. Происходившее при его активизации увеличение альбедо Земли могло значительно усиливать глобальное похолодание [Будыко, 1974].

Значительные изменения ледовитости Арктического бассейна отмечаются также в последние 10–15 тыс. л. Еще более значительные колебания испытывали вследствие крупных климатических изменений в плейстоцене горно-долинные ледники. Их размеры могли превышать современные в несколько десятков раз [Монин, Шишков, 1979]. Горно-долинные ледники, переходящие в оледенение подножий гор, развивались в плейстоцене на северо-востоке Азии и даже в тропических районах. Несмотря на малое количество абсолютных датировок установлена одновременность покровных оледенений Восточной Европы и горных оледенений юга СССР от Карпат до Забайкалья, причем в раннем плейстоцене выделяются две, в среднем – три и в позднем – две крупные стадии горного оледенения.

В противоположность покровному и морскому оледенению горно-долинные ледники ритмически-направленно сокращались в последние 16 тыс. л. Их объем мог уменьшиться за это время в 7–10 раз. Судя по изменению высоты снеговой линии, например, в Джунгарском Алатау, объем их сократился от 125 км³ 10 тыс. л.н. до 25–30 км³ 5 тыс. л.н. и 16 км³ ныне [Шитников, 1976]. На Алтае сокращение ледников началось более 20 тыс. л.н. [Разрез новейших отложений..., 1978], т.е. раньше максимума покровного оледенения. Даже в течение XX века наблюдается значительное сокращение горно-долинных ледников. В Альпах их площадь уменьшилась на 20–30%.

Изменения высоты снеговой линии в различных районах СССР в течение голоцена были практически одновременны, фиксируя изменения увлажненности суши в ритме Петерссена-Шитникова, причем крупные снижения ее высоты отмечались во время термических оптимумов голоцена (рис. 7.8).

7.2. Формирование речного режима в плейстоцене

Гидрографические особенности Русской равнины и многих других районов России во время предплейстоценовой морской регрессии (0,7–0,9 млн. л.н.) были уже близки современным. Большая часть плейстоцена охватывается крупным тектонически обусловленным циклом развития рек Русской равнины. Начавшись резким углублением речных долин в раннем плейстоцене, он закончился во время бореальной и хвалынской трансгрессий начала позднего плейстоцена [Обедянова, 1977]. На крупнейших реках отложения этого цикла слагают высокие речные террасы [Горецкий, 1964]. Начало ранневалдайского похолодания рассматривается как начало нового цикла врезания рек и формирования низких террас, продолжающегося в современную эпоху.

В доледниковое время, вероятно, не существовало Балтийского и Белого морей, Ладожского и Онежского озер. На севере и северо-западе Восточно-Европейской равнины озера вообще были немногочисленны. Исследования Д.Д.Квасова [1975] показывают, что Балтийский кристаллический щит должны были окаймлять две крупные речные ситемы (рис. 7.9).

Одна из них дренировала территорию современной Прибалтики и, вероятно, как отмечает Д.Д.Квасов [1976], также Днепровскую синеклизу. Сток со всей этой территории имел общее западное направление. Другая система находилась в пределах московской синеклизы, общее северное направление стока господствовало в пределах современных водосборных бассейнов Невы, верхней Волги (выше Казани), а также верхнего Дона.

Прогрессивное уменьшение увлажненности материков привело к уменьшению в течение плейстоцена стока рек южного склона Русской равнины [Горецкий, 1964, 1966; Щербаков, 1984] и горных районов Восточной Сибири.

Огромное влияние на величину и характер поверхностного стока несомненно оказывали изменения климата и уровня бассейнов стока в ледниково-межледниковом ритме. В эпохи крупнейших оледенений на осыхавшем до глубин 100 и более метров шельфе арктических морей, северо-запада Черного моря и других регионов развивались узкие каньонообразные долины, открывавшиеся конусами выноса на материковый склон [Щербаков, 1984] или к краю шельфовых ледников. Чаще они связаны с речными долинами современной суши [Ласточкин, 1977; Щербаков, 1984], но иногда, например, на Баренцевом и Карском шельфах, были самостоятельны [Гросвальд, 1983]. В арктических морях периодический сток до линии налегания шельфовых ледников на дно мог осуществляться в каньонообразных подледниковых долинах [Матишов, 1984; Павлидис и др., 1992].

П.А.Каплин и Ф.А.Щербаков [1986] разработали палеогидрологическую схему формирования речной сети в Черноморском бассейне (рис. 7.10), которая позволяет представить развитие природной обстановки на шельфе и побережье в ранне-новозвксинское время – в период последней мощной регрессии в истории Черного моря около 18 тыс. л.н. при положении уровня моря на 90 м ниже современного. Большая часть шельфа в этот период представляла собой аллювиальную равнину, которая, однако, была весьма разнообразной по своему характеру и возрасту как форм рельефа, так и слагающих их отложений.

Основное русло Дуная шло в это время через румынский сектор черноморского шельфа на юг. Достаточно хорошо прослеживаются палеорусл Днестра, Днестра, Дона и Кубани. Палеодон пересекал в субмеридиональном направлении осушенную акваторию Азовского моря. Устья многих рек открывались в море в пределах современного материкового склона.

Прослеживаются обширные пространства террасированных склонов, водоразделы и речные долины, сформировавшиеся в среднем плейстоцене. Можно также выделить фрагменты морских террас более ранних трансгрессивных стадий. Для рассматриваемого периода, вероятно, было характерно широкое распространение мутьевых потоков и оползней.

В ряде горных районов изменения уровня морей в плейстоцене приводили к значительным перестройкам гидрографической сети. Например, бассейны рек, впа-



Рис. 7.9. Схема долини Волги и Дона в восточной Европе по Д.Д. Касову [1975]

дающих в Охотское и Японское моря, при понижениях уровня моря, возможно, увеличивались за счет перехвата части рек противоположных склонов Сихотэ-Алиня, Джугджура и т.д. Это усиливало рост расходов рек, связанный с увлажнением климата при похолодании.

Существенные изменения гидрографической сети происходили в четвертичное время в бассейне Енисея. Так, в районе горного массива Путорана в результате тектонических движений происходило значительное изменение направления речного стока. Как показывают исследования К.П.Пармузина [1981], в связи с подъемом центральной части Путорана произошел разлом вдоль верхнего течения р.Курейки и образовалось озеро Дюпкун. Блок с участком современного среднего течения Курейки опустился относительно своего бывшего верховья и района оз. Аян, и река на этом участке повернула вспять и стала впадать в Дюпкун и далее в Енисей (рис. 7.11).

Существовала древняя Эмбенчимэ-Аянская долина, которая пересекала базальтовое плато Путорана, начинаясь севернее оз. Аян. В результате интенсивного субширотного поднятия наиболее высокой части Путорана транспуторанская долина была разорвана на три части. Верхняя и средняя части древней долины поменяли направление речного стока на противоположное в соответствии с наклоном неровно приподнятых блоков.

Из-за неравномерных тектонических движений земной коры речная сеть приобрела крайне сложную конфигурацию. Многие реки имеют следы перехвата с резкими изгибами долин. Много покинутых долин, части которых обнаруживаются на современных водоразделах в виде различных террас.

В начале ледниковых эпох развившихся за межледниковое время речные системы были довольно многоводны и характеризовались высокими растянутыми паводками из-за наличия вечной мерзлоты и медленного таяния снега и льда. Судя по палеоклиматическим реконструкциям, в первой половине средне- и позднеледниковых оледенений сток с единицы площади на Русской равнине мог несколько превышать современный, хотя по мнению А.А.Величко [Палеогеография Европы..., 1982], не достигал его, а в аридных областях Средней Азии был, вероятно, близок к современному. В перигляциальной зоне развития вечной мерзлоты и деградации растительного покрова активизировались струйчатый и плоскостной смыв и различные склоновые процессы, в первую очередь солифлюкция. Из-за увеличения твердого стока аллювиальные отложения этих эпох (перигляциальный аллювий), слагающие обычно верхние части разрядов террас, достигают значительных мощностей, часто превышающих нормальные (например, в среднем течении Днепра, Волги, Дона [Горецкий. 1966, 1980, 1982]). Пойменные фации распространены в этих отложениях очень слабо.

Рис. 7.9. Схема доледниковой речной сети северо-запада Восточно-Европейской равнины по Д.Д.Квасову [1975]

Речная сеть: 1 – установленная, 2 – предполагаемая

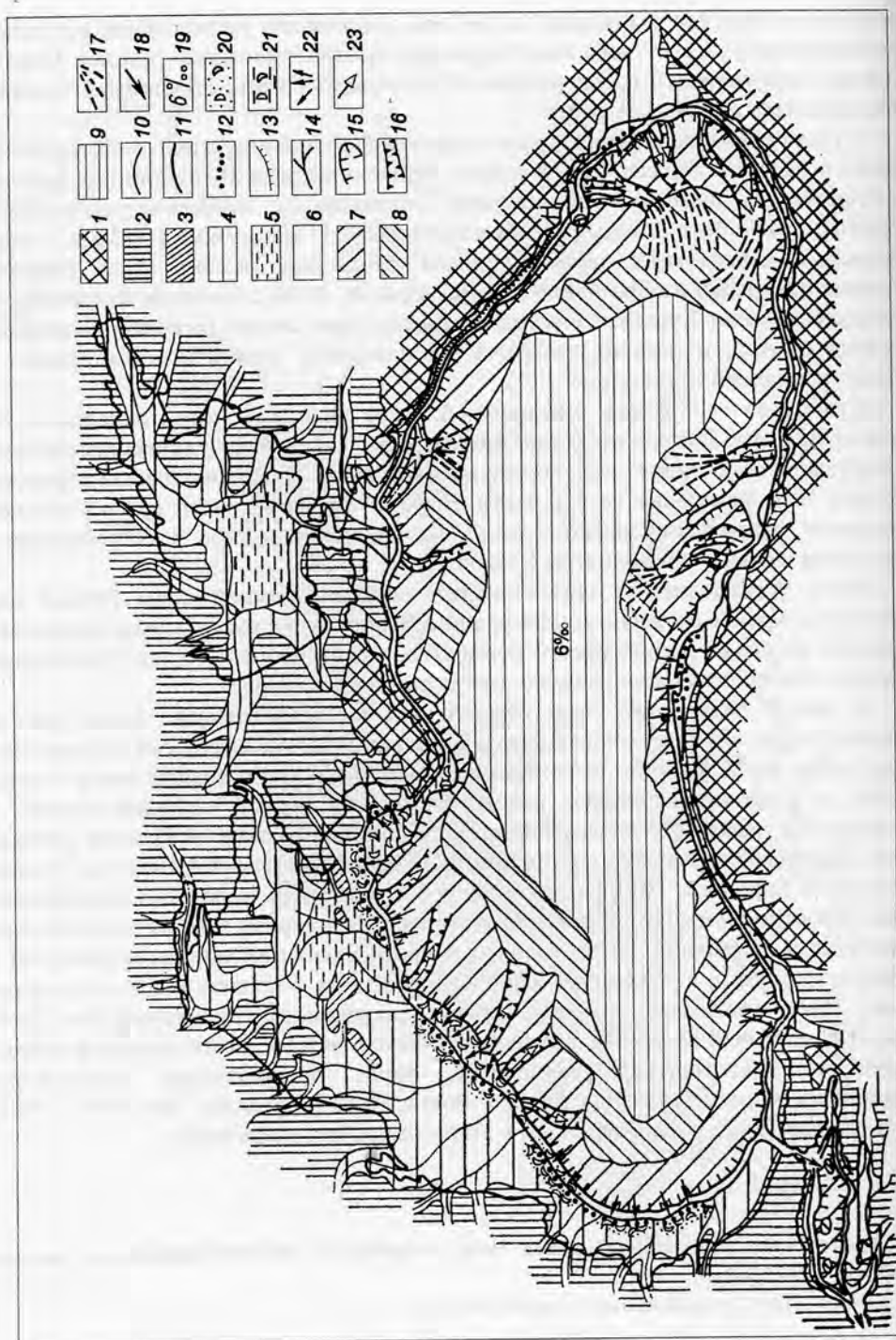


Рис.7.10. Палеогидролого-географическая схема Черного моря для последнего оледенения около 18 тыс. л.н.

1 – горные сооружения; 2 – равнины и всхолмленные водораздельные пространства; 3 – лёссовые плато; 4 – аллювиально-морские равнины допозднечетвертичного возраста; 5 – аллювиальные равнины, синхронные временному срезу; 6 – палеошельф; 7 – материковый склон; 8 – материковое подножие; 9 – глубоководная впадина; 10 – современная береговая линия; 11 – береговая линия 18 тыс. л.н. (палеоберег); 12 – аккумулятивные участки палеоберега; 13 – абразионные участки палеоберега; 14 – палеорески; 15 – край шельфа; 16 – подводные каньоны; 17 – глубоководные конусы выноса; 18 – сток вод из Черного моря; 19 – палеосоленость; 20 – ракушечные пески с раковинами *Preissena*; 21 – илы с раковинами *Preissena*; 22 – перемещение обломочного материала по подводному береговому склону; 23 – снос обломочного материала по материковому склону и каньонам из береговой зоны в глубоководную



Рис.7.11. Схема древних транспутранских долин по Ю.П.Пармузину [1981]

1 – участки с мощными аллювиальными и лимническими отложениями; 2 – морфологически выраженные долины, лишенные мощных аллювиально-озерных отложений; 3 – участки древних долин с денудированными рыхлыми отложениями; 4 – главный водораздел бассейнов морей Каспского и Лаптевых; 5 – границы бассейна р.Курейки; 6 – направление современного стока; 7 – направление прежнего стока; 8 – озера

Из-за трансгрессивного состояния Каспия в эпохи оледенений плейстоцена наиболее активно происходила аккумуляция в долине Волги. Однако и на реках, впадавших в регрессировавшие морские бассейны, преобладание эрозионных процессов вследствие малых уклонов осыхавшей суши было свойственно лишь нижним течениям.

По мере иссушения климата в максимальную и заключительную фазы оледенений среднего и позднего плейстоцена сток рек современного умеренного пояса уменьшался на Русской равнине, юге Восточной Сибири, в Северном и Центральном Казахстане [Шанцер и др., 1967]. С этим согласуются палеоклиматические реконструкции [Палеогеография Северной Евразии..., 1978], согласно которым сток крупнейших рек южного склона Европейской территории России уменьшался в эпохи максимума последнего оледенения на 20-25%.

Из-за уменьшения транспортирующей способности водных потоков в условиях деградации вечной мерзлоты происходило врезание крупных рек, накопление маломощного инстративного аллювия. Деградация вечной мерзлоты при разреженности растительного покрова приводила к усилению овражной эрозии [Васильев, 1982]. На реках, впадающих во внутренние бессточные водоемы, врезание усиливалось понижением базиса эрозии. Так, на Средней Волге вследствие начинавшегося понижения уровня Каспия отложения заключительных фаз оледенений и начала межледниковий часто вообще отсутствуют [Горещкий, 1966; Москвитин, 1976].

В современных аридных областях Средней Азии во вторую половину ледниковых эпох, вероятно, происходили значительные увеличения водности рек. Имеются прямые палеогидрологические свидетельства увеличения стока и высоты половодий рек Восточной Ферганы.

Часть стока Амударьи в позднеледниковье была направлена в Хорезмскую и Сарыкамышскую впадины, причем из последней осуществлялся сток в Каспий.

Более значимой причиной резкого увеличения стока речных систем перигляциальной и умеренной зон в эпохи похолоданий представляются перестройки гидрографической сети в условиях развития покровных и шельфовых оледенений. Во время максимумов обширных оледенений среднего плейстоцена сток крупнейших рек южного склона Русской равнины значительно сокращался из-за уменьшения водосборных бассейнов, а сток большинства рек северного склона полностью прекращался (рис. 7.12). При распаде этих оледенений, как и во время менее значительных по площади оледенений позднего плейстоцена, сток Волги, Днепра и других рек, напротив, мог заметно увеличиваться из-за ледникового подпруживания рек северного склона [Квасов, 1975].

Перестройки гидрографической сети в сочетании с ускорением таяния ледников приводили в конце оледенений к развитию специфических водных систем – ложбин стока талых ледниковых вод, часто сформированных в межледниковье и начале оледенения и переработанных затем ледником. Тогда расходы этих потоков, например, в Мещере в конце московского оледенения среднего плейстоцена (200–150 тыс. л.н.) увеличивались в 20–200 и более раз по сравнению с современными.

Распад покровного оледенения привел к тому, что за последние 15 тыс. л. после поздневалдайского ледникового максимума уровень морей, связанных с

океаном, поднялся не менее чем на 100 м. Причем в промежутке времени от 16-15 до 8-7 тыс. л.н. скорость поднятия достигала 17-20 мм/год, т.е. была в 10 раз больше современной. Отдельные отрицательные флуктуации уровня происходили примерно через 1 тыс. л. после подвижек покровного оледенения Северного полушария и были тесно связаны с изменением его объема [Fairbanks, 1989].

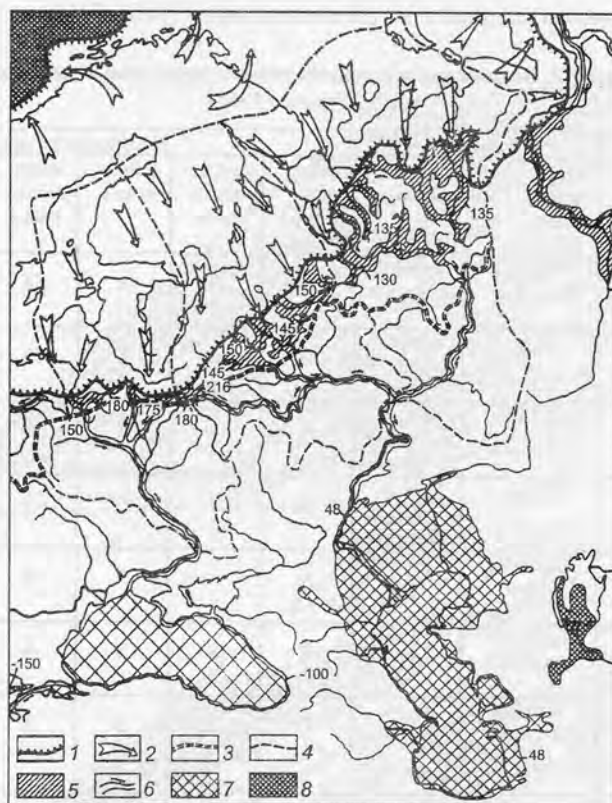


Рис.7.12. Гидрографическая сеть Восточной Европы во время максимума валдайского оледенения (около 17 тыс. л.н.) по Д.Д.Квасову [1975]

1 – граница оледенения; 2 – направление движения ледников; 3 – главный водораздел Восточно-Европейской равнины, существовавший до валдайского оледенения; 4 – граница водосборных бассейнов Днепра (выше г.Запорожья), Волги (выше устья Камы) и Камы (в состав водосборных бассейнов входили части ледниковых щитов); 5 – приледниковые озера; 6 – долины, по которым происходил сток ледниковых вод; 7 – солончатые бассейны (редкая штриховка обозначает низкую минерализацию); 8 – море и озеро с высокой минерализацией

Данные о глубоководных отложениях Атлантического океана, которые показывают, что скорость осадконакопления в эпоху висконсинского оледенения была в 2,4 раза больше, чем в конце оледенения, позволяют сделать вывод, что высокие скорости седиментации в океане в эпоху оледенения могут быть объяснены

высокой насыщенностью твердыми осадками рек, которые текли от ледниковых щитов в океан, и повышенным твердым стоком, вызванным врезанием рек вблизи берега океана вследствие понижения его уровня и базиса эрозии в ледниковую эпоху [Шумм, 1968]. Деятельность реки в закрытом внутреннем бассейне должна была быть несколько противоположной, поскольку в конце межледниковья и начале ледниковья образование рек в пределах бассейна, происшедшее благодаря увеличению стока, должно было поднять базис эрозии рек, впадающих в озеро, и вызвать аккумуляцию осадков в их нижнем течении (табл. 7.1).

Таблица 7.1. Возможные изменения речных процессов в плейстоцене по С.Шумму [1968]

Расположение и характер речного бассейна	Климат		Деятельность рек					
	меж-ледни-ковье	ледни-ковье →	конец меж-ледни-ковья	начало ледни-ковья	ледни-ковье	конец ледни-ковья	начало меж-ледни-ковья	меж-ледни-ковье
Бассейн частично занят ледниковым покровом	Теплый, влажный	Холод-нее, суше	Р	А	А	Э	Э	Р
Бассейн частично занят долинными ледниками	То же	Холод-нее, влажнее	Р	А	А	Э	Э	Р
Перигляциальный бассейн, ледники отсутствуют	То же	Холод-нее, суше	Р	А	А	Э	Э	Р
Прибрежный бассейн	То же	Холод-нее, влажнее	Э	Э	Р	А	А	Р
Закрытый внутренний бассейн	Жаркий, сухой	То же	А	А	Р	Э	Э	Р
Гумидный с постоянными потоками	Теплый, влажный	То же	Р	Э	Э	А	А	Р
Семиаридный с временными и перемежающимися потоками	Теплый, сухой	То же	Р	Э	Э	А	А	Р
Аридный с временными потоками	Жаркий, сухой То же	То же То же	Р	Э	Э	А	А	Р
а) притоки б) основные реки			Р	А	А	Р	Р	Р

П р и м е ч а н и е: А – аккумуляция, Э – эрозия, Р – равновесие

В максимум поздневалдайского оледенения (18–16 тыс. л.н.) многие реки ЕТР испытывали значительное врезание вследствие понижения базиса эрозии, а также из-за увеличения жидкого стока. В ходе распада материкового оледенения базис эрозии резко повышался. В районах Западной и Центральной Европы, не испытавших значительных тектонических и гляциостатических движений, переход от процесса врезания рек к меандрированию произошел почти одновременно на границе плейстоцена и голоцена около 10 тыс. л.н. [Starkel, 1979].

Подобные закономерности характерны для Дона, Камы, Алдана и некоторых других рек и связываются с относительным, а возможно, и абсолютным уменьшением твердого стока [Florek, 1982]. Наглядным примером изменения характера режима реки при снижении базиса эрозии может служить реконструкция русловых изменений реки Чанг Юанг в районе Наньюинга в Китае 18 тыс. л.н. при уровне моря приблизительно на 100 м ниже современного [Yang Huai-jen, Xu Xin, 1980] (рис. 7.13).

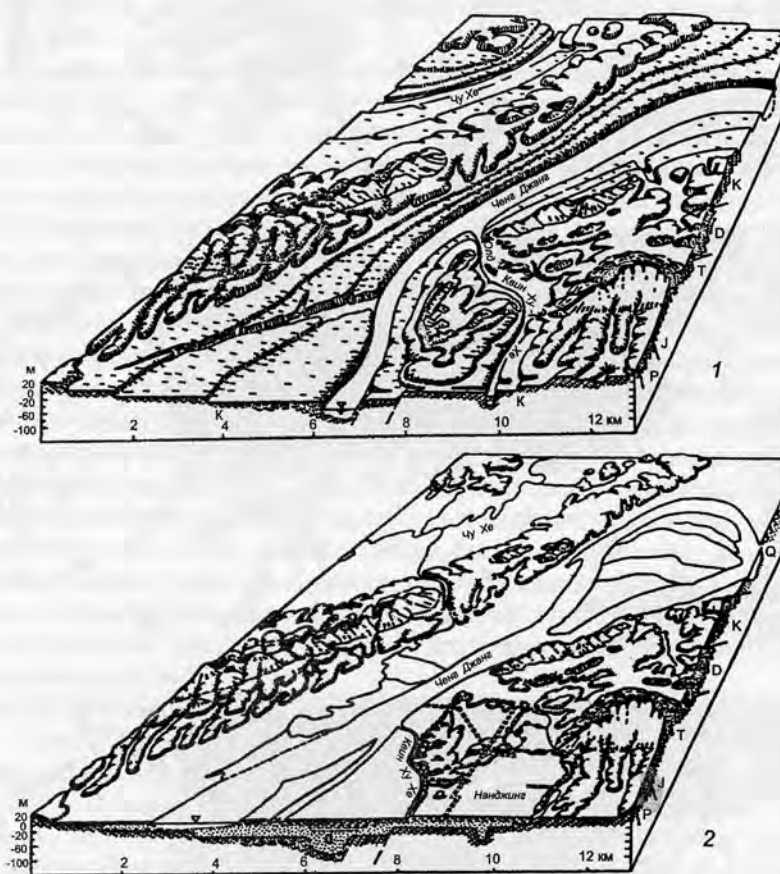
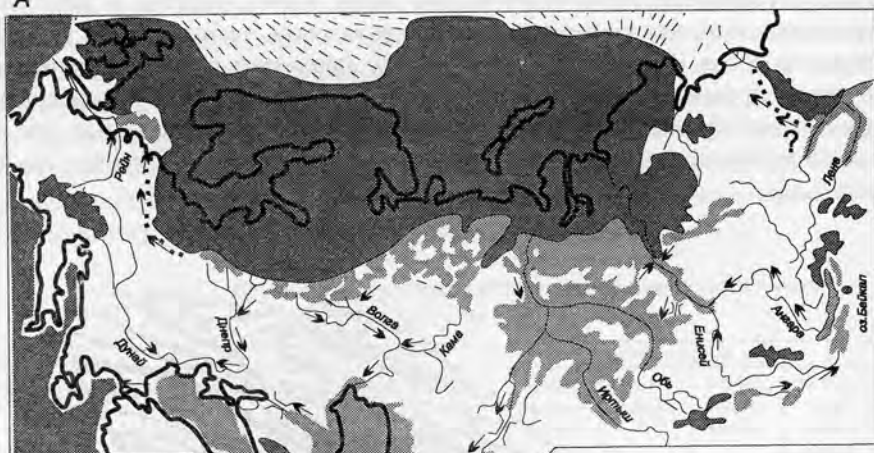


Рис.7.13. Русло реки Чанг Юанг вблизи Наньюинг в Китае

1 – 18 тыс. л.н.; 2 – в настоящее время

Определение древнего стока рек по характеру их меандр позволило Г.Дюри [Dury, 1958] показать, что паводковый сток ряда рек Англии и США в прошлом мог быть в 10-20 раз больше современного, поскольку длина волны меандр древних рек была почти в 9 раз больше, чем современных.

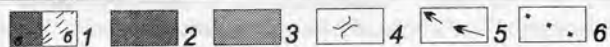
A



Б



B



В максимальную фазу последнего оледенения система стока талых ледниковых вод имела радиальный рисунок, наследуя меридиональные речные системы и ложбины ледникового выпахивания Русской равнины и, возможно, Западной Сибири. Лишь на Польской и Северогерманской низменностях существовала детально изученная продольная фронту отступающего ледника так называемая Варшавско-Берлинская прадолина со стоком в современный Ла-Манш [Różycki, 1972]. М.Г.Гросвальд [1983] выдвинул гипотезу о том, что в процессе распада оледенения около 13,5-13 тыс. л.н. возникла просуществовавшая до плейстоцена единая система стока от Байкала через верховья Енисея, Оби, Иртыша, цепь северо-европейских озер, северную Польшу и Германию до проливов Большой Бельт и Эресунн.

Разработана реконструкция существования со времени максимума последнего оледенения (18 тыс. л.н.) до 13-12 тыс. л.н. так называемой Великой приледниковой системы стока (рис. 7.14) от бассейнов Байкала и Лены, приледниковых озер Средней и Западной Сибири через Убаган-Тургайскую ложбину, Аральское и Каспийское моря, Маньчжурскую впадину в новозвксинский бассейн Черного моря и далее в Средиземное море и Мировой океан [Волков, Волкова, 1982; Гросвальд, 1983]. Расход прареки в Маньчжурской впадине по геологическим данным и водобалансовым оценкам мог достигать 90-100 км³/год, а проведенные М.Г.Гросвальдом [1983] исследования показали возможность увеличения максимального расхода до 1000 км³/год, что вероятно несколько завышенно.

Степень разветвленности систем ледникового стока была крайне мала. Они представляли собой широкие плоскодонные ложбины со слабо выработанным продольным профилем, расширениями и сужениями русла – следами спущенных приледниковых озер. Сток их, вероятно, значительно изменялся по сезонам. Несмотря на кратковременность существования (первые тысячи лет), дельтообразующая деятельность таких водных систем была очень велика, что привело к необходимости выделения специфических флювиогляциальных отложений.

После таяния ледниковых покровов ложбины стока обычно наследовались собственно речными системами, которые достигали максимального развития к середине межледниковий.

В платформенных областях плановый рисунок гидросети был довольно устойчив. Современная конфигурация рек Восточно-Европейской равнины, например, очень близка к ее рисунку во время микулинского межледниковья (130–80 тыс. л.н.). Прямые оценки стока крупнейших рек в это время вызывают затруднения, но судя по палеоклиматическим реконструкциям, сток рек в части Восточно-Европейской равнины мог превышать современный на 10-15%, в южной части – на большую величину, а в Средней Азии был сходен с современным, уменьшившись затем во второй половине межледниковья. Возможно, сокращался в межледниковые эпохи сток некоторых рек Южного Приморья [Короткий, Шумова, 1982].

Рис.7.14. Приледниковая система стока Евразии в максимальную стадию последнего оледенения (А), при его деградации – 13 тыс. л.н. (Б) и 10,5 тыс. л.н. (В) по М.Г.Гросвальду [1983]

1 – налегающий на ложе (а) и плавающий (б) ледниковый покров; 2 – свободный от ледников океан; 3 – озера; 4 – спиллвеи; 5 – направление стока; 6 – прадолины

Межледниковый аллювий равнинных рек характеризуется значительным развитием пойменных фаций, поэтому предполагается, что высота и дружность весенних половодий были довольно велики, что вполне согласуется с представлениями о хорошем увлажнении большей части Северной Евразии в условиях усиления западного переноса воздушных масс.

Развитие широких надпойменных террас Средней Волги, Дона [Горецкий, 1966, 1982] и других рек свидетельствует об их активном меандрировании.

Несмотря на увеличение жидкого стока, твердый сток микулинских рек, особенно на территориях, выровненных московским ледником, был сравнительно невелик. Это приводило к врезанию рек в первой половине межледниковий, чему способствовало также развитие гляцио-изостатических движений. Многие реки, например, Волга, были зарегулированы долинными озерами [Горецкий, 1972; Обедиев, 1977]. Морская трансгрессия ограничивала базис эрозии рек большей части Союза отметкой порядка +8 – +10 м, однако влияние этого процесса проявлялось преимущественно в нижних течениях рек.

В нижних течениях малых рек бассейна Японского моря врезание происходило даже в условиях повышения уровня моря. Предполагается, что это связано с увеличением уклонов и уменьшением водосборных бассейнов этих рек в результате абразионного отступления приглубых берегов [Короткий, Шумова, 1982].

Активный врез в первой половине межледниковья был характерен для предгорных рек Восточного Кавказа, что, по крайней мере частично, связано с регрессивным состоянием Каспия.

Лишь в конце межледниковья в переуглубленных долинах Куры, Терека, Сулака, Самура формировался маломощный инстративный аллювий. Подобным образом развивались и многие другие предгорные и горные реки Средней Азии.

7.3. Плейстоценовый этап в истории озерных водоемов

Анализ древних береговых террас, озерных отложений и некоторых других показателей свидетельствует о том, что в различные геологические периоды могло наблюдаться значительное увеличение размеров существующих в настоящее время озер. Плейстоценовые озера в районе пустыни Гоби превосходили современные в 6–10 раз; площадь Большого Лобнора достигала 28 тыс. км², в то время как сейчас она составляет всего 2,5 тыс. км² [Синицын, 1980]. Значительно менялись глубины озер, особенно горных. Например, уровень долинных озер Тибета был на 120–200 м выше современного. Уровень озер Ван и Урмия (Армянское плато) и Туз (Анатолия) в плейстоцене был на 60–75 м выше современного. Мертвое море, расположенное в узком тектоническом гребне, имело в плейстоцене уровень на 433 м выше, чем теперь, а площадь в четыре раза больше. Существенные изменения происходили и в режиме таких крупных бессточных водоемов, как Каспийское море в Евразии, Бонневилл, Лахонтан в Северной Америке, Колонгулак в Австралии. Эти озера и ряд других представляли, особенно в эпохи оледенения, величайшие в мире плейстоценовые бассейны.

Данные о бессточных озерах свидетельствуют о крупных изменениях водного баланса континентов в прошлом, связанных с колебаниями в системе глобального водообмена.

Изменения уровней и объемов крупнейших озерных водоемов пустынной Средней Азии, Центральной Монголии [Девяткин, 1981], малых озер Азербайджана по крайней мере в позднем плейстоцене происходили в целом одновременно с изменениями уровня Каспия. Имеются свидетельства того, что уровень Аральского моря 20–25 тыс. л.н. поднимался на 16–19 м выше современного [Пшенин и др., 1983], а в предголоценовое время оно могло почти полностью пересыхать [Маев и др., 1983].

Наиболее важным показателем колебаний водообмена на территории Евразийского континента являлось Каспийское море, размах колебаний уровня которого мог достигать нескольких сотен метров.

Величин в несколько сотен метров достигали плейстоценовые колебания уровней горных озер юга умеренного и субтропического поясов. Размах колебаний наиболее изученного из них – Иссык-Куля – превышал 300 м [Забиров и др., 1973], причем максимальные уровни, высота которых определялась высотой порога стока на западе озера, отмечались в периоды снижения снеговой границы в прилегающих частях Тянь-Шаня, в свою очередь связанных с глобальными похолоданиями раннего – концом среднего и концом позднего плейстоцена (рис. 7.15). Климатическая обусловленность этих трансгрессий подтверждается одновременным увеличением количества осадков и уменьшением континентальности климата бассейна Иссык-Куля по палеоботаническим данным [Алешинская, Бондарев, 1978].

Многочисленные террасы в Прибалхашье позволяют представить возможные масштабы изменения режима этого крупного внутриконтинентального водоема. Его уровень в период максимального развития увлажненности мог подниматься на высоту более 130 м над его современным положением (рис. 7.16). Предполагается, что наиболее благоприятным периодом для развития Балхаша было миндель-рисское межледниковье [Абросов, 1973]. Начиная с этого момента времени, несмотря на развитие отдельных стадий увеличения или снижения водности, для всего периода плейстоцена прослеживается общая регрессивная тенденция.

Повышение в плейстоцене уровня долинных озер Тибета на 120–200 м, озер Севан, Ван и Урмия (Армянское нагорье), Туз (Анатолийское нагорье) – на 60–75 м от современного [Синицын, 1980], как правило, связывается с эпохами планетарных похолоданий. Для озера Ван известны радиометрические датировки трансгрессивного этапа, близкие к 15 тыс. л. [Бальян, 1984].

Озера умеренного пояса обычно сохраняли проточность в течение главных климатических циклов плейстоцена. Котловины многих из них, особенно на Восточно-Европейской равнине, в эпохи крупнейших оледенений заполнялись материковыми льдами.

Так, котловина расположенного на юге Ярославского Поволжья озера Неро последний раз заполнялась ледником в московское время (более 150 тыс. л.н.), а в конце этого оледенения (150–110 тыс. л.н.) озеро представляло собой подпрудный приледниковый водоем, уровни и глубина которого направленно

уменьшались (рис. 7.17). В позднем плейстоцене уровень озера в целом повышался в теплые эпохи и понижался в холодные.

Значительное влияние на развитие озер оказывали тектонические движения. Так, крупное озеро, существовавшее с плиоцена в Кубено-Сухонской впадине, было спущено во время активизации тектонических движений Русской равнины в начале валдайского оледенения.

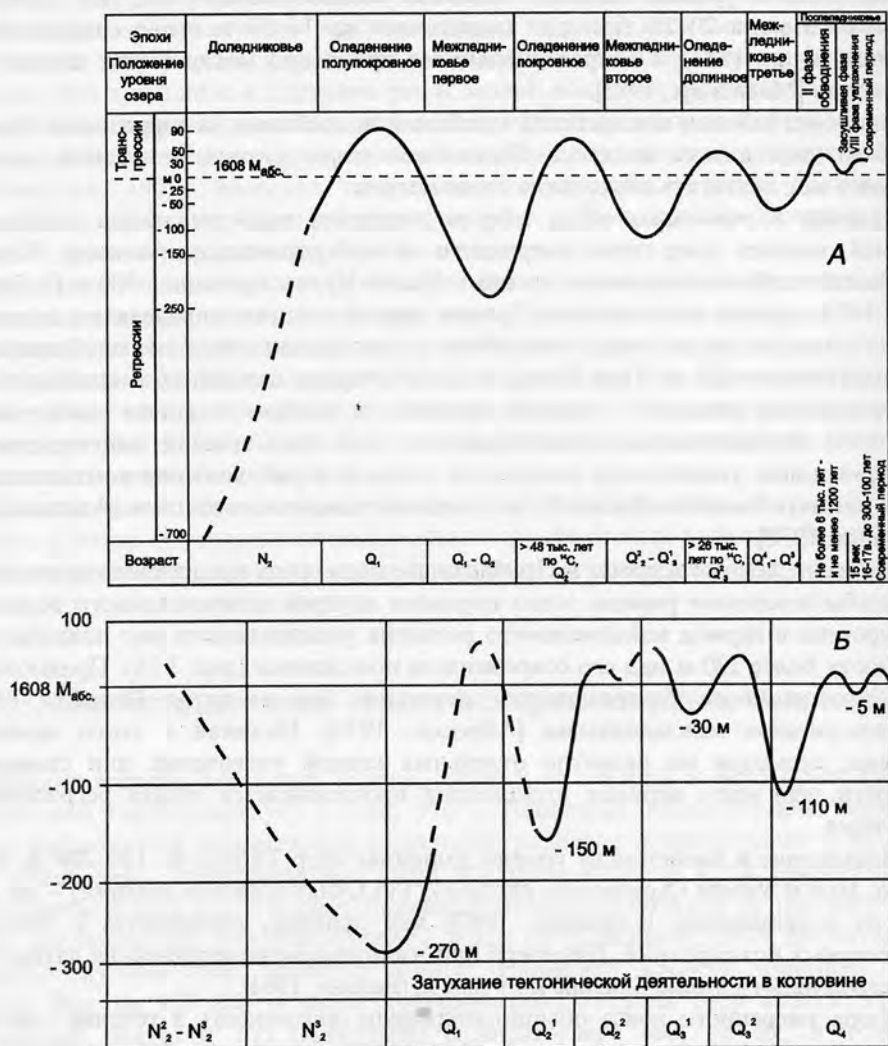


Рис. 7.15. Возможные изменения уровня озера Иссык-Куль за четвертичное время

А – [Забиров и др., 1973]; Б – [Букин, 1974]

Довольно специфическим было развитие в плейстоцене озера Ханка – крупнейшего проточного озера на муссонном юго-востоке СССР. Предплейстоценовая регрессия Мирового океана привела к значительному эрозионному врезу

дренировавших озеро рек Раздольной и Уссури и почти полному его спуску в раннем плейстоцене [Короткий, Шумова, 1982]. В течение большей части плейстоцена уровень озера был на несколько десятков метров ниже современного. Крупные трансгрессии связаны как с эпохами похолоданий среднего и позднего плейстоцена, так и с начальной и конечной фазами микулинского межледникового. Велика была также роль перестроек гидросети Сихотэ-Алиня, связанных с тектоническими движениями и с изменениями уровня океана.

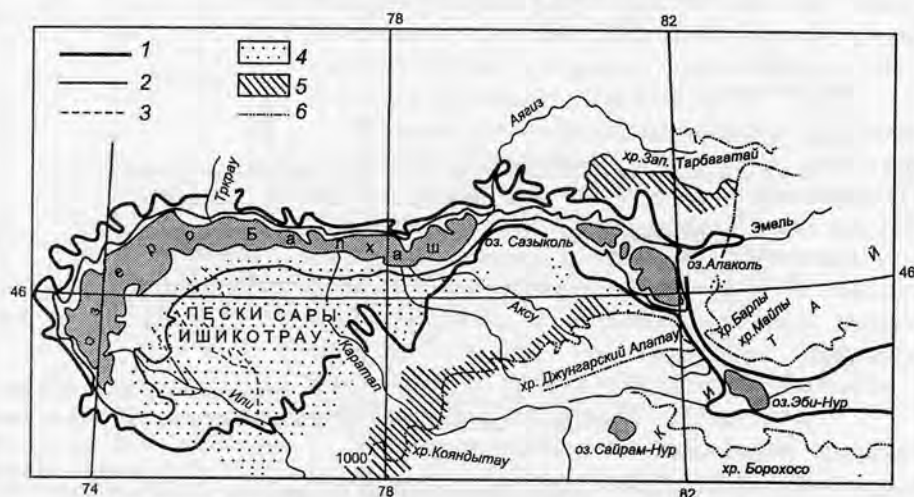


Рис.7.16. Контуры Балхаша на разных стадиях жизни

1 – Большой пра-Балхаш; 2 – Средний пра-Балхаш; 3 – отмершие русла Или; 4 – пески; 5 – лёссы; 6 – горизонталь 1000 м

Бессточные озера сухого пояса северного полушария должны были практически обводняться одновременно в холодные ледниковые эпохи. В эти периоды влияние арктических масс воздуха распространялось на умеренные пояса, что должно было смещать существующий в настоящее время в умеренном поясе западный перенос влажных воздушных масс к югу в субтропический пояс, где в результате этого увеличивалось количество атмосферных осадков с одновременным уменьшением испарения в результате снижения температуры воздуха.

Исследование увлажненности Африканского континента, где за последние 40 тыс. л. отсутствовало покровное оледенение, показало, что за это время характер пространственно-временной изменчивости увлажненности территорий, вероятно, имел более сложный характер по сравнению с более северными районами суши. Это могло быть связано, по мнению К.К.Маркова, с тем, что в субэкваториальном климатическом поясе максимум атмосферных осадков приходится на теплый период летнего сезона года. Вероятно, в прошлом подобные условия могли устанавливаться в теплые эпохи, что дает основание предполагать, что в эти периоды происходили увеличения высоты уровней, площадей и объемов озер. Поэтому уровни, находящиеся в различных климатических поясах, могли по-разному реагировать на глобальные климатические изменения, сохраняя общую тенденцию [Калинин и др., 1976].

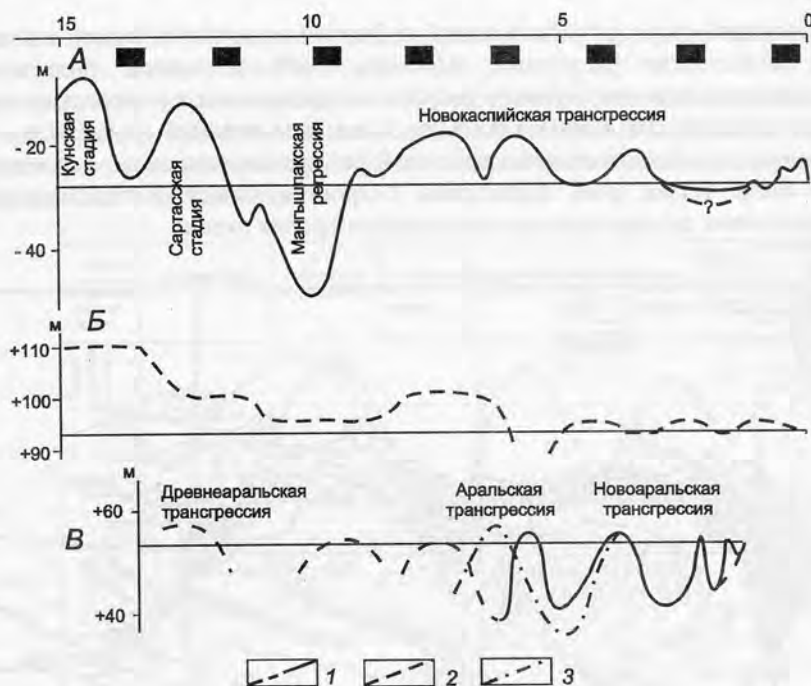


Рис.7.17. Фазы увлажнения (А, черные прямоугольники) материков по А.В.Шнитникову [1983] и изменения уровня озера: Каспия (Б) по Г.И.Рычагову [1977] и Арала (В)

1 – по Л.Л.Серебряному и др. [1980]; 2 – по Е.Г.Масву и др. [1983]; 3 – Неро по З.В.Алешинской и В.С.Гуновой [1976]

Наиболее крупные исследования для бассейна озера Чад-Боделе были проведены И.Пьясом [Pias, 1970], М. и С. Сервантами [Servant, Servant, 1970] и другими учеными. Они основываются на детальном анализе геоморфологических особенностей района, характере озерных отложений и их абсолютном датировании (рис. 7.18). Данные по реконструкции уровня Чад-Боделе показывают, что наиболее крупная трансгрессия этого бассейна (подъем уровня на 120 м) происходила приблизительно 40 тыс. л.н., что соответствует эпохе похолодания в Северном полушарии (приблизительно среднему вюрму). В этот период площадь озера могла достигать гигантских размеров – почти 1 млн. км², а его объем составлял почти 90 тыс. км³. Затем, в пределах от 38 до 28 тыс. л.н., происходит усыхание этого региона, когда уровень озера Чад-Боделе снижается до своих минимальных отметок. После чего озеро опять заполняется и, вероятно, достигает максимума, хотя и несколько меньшего, чем 40 тыс. л. до н.э., накануне максимального наступления ледников в Европе и Северной Америке.

Важным обстоятельством является также то, что в эпоху похолоданий в различных котловинах Северной Америки, а также в Сахаре [Street, Grove, 1976] возникали многочисленные сравнительно небольшие по размерам озера, общая площадь которых составляла около 0,5 млн. км² при объеме в 30 тыс. км³ (рис. 7.19).

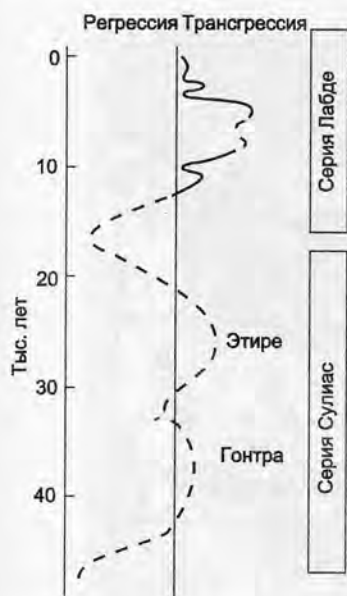


Рис.7.18. Колебания размеров бассейна озера Чад за последние 45 000 лет по М. и С.Сервантам [Servant and Servant, 1970]

Последнее покровное оледенение, охватившее северо-западную часть территории (поздневалдайское), достигало максимума 18–16 тыс. л.н. Распад покровного оледенения Северного полушария наиболее активно происходил 16–13 тыс. л.н. (возможно до 11,5 тыс. л.н.). К этому времени растаяло от 50 до 75% покровных ледников Северного полушария. От 13 до 10 тыс. л.н. размеры оледенения, возможно, несколько увеличивались, а окончательный его распад происходил от 10 до 7 тыс. л.н. [Ruddiman, Duplessy, 1985].

В максимальную стадию последнего оледенения в Евразии существовала разветвленная цепь озер и проток, раскинувшаяся от Альп до Монголии и от Таймыра до пролива Дарданеллы [Гросвальд, 1983]. Это была Великая предледниковая система стока [Волков, Волкова, 1975]. По расчетам М.Г.Гросвальда, в максимальную фазу развития системы площадь ее бассейнов превышала 3 млн. км², а уровни образовали лестницы со ступенями на высотах от 180–215 до 120 м.

Главными причинами образования предледниковых озер являлись подпруживание крупных рек материковыми и шельфовыми льдами и отставание релаксационного гляциоизостатического прогибания от процесса отступления края ледника. Особенно широко такие озера были распространены в Западной Сибири во время последнего оледенения (в основном, 20–13 тыс. л.н.). Возможно, здесь образовались обширные Мансийское, Пуровское, Енисейское и Тунгусское озера (рис. 7.20), уровни которых достигали +125 – +130 м [Волков, Волкова, 1982; Гросвальд, 1983], что приводило к неустойчивому стоку через Убаган-Тургайскую ложбину в бассейн Аральского, а затем Каспийского и Черного морей. Общая площадь приледниковых озер в Западной Сибири, по расчетам М.Г.Гросвальда [1983], могла превышать 1 млн. км². Гидрографическая сеть Северной Евразии в максимальную фазу оледенения имела как бы радиальную схему, а главными каналами сброса вод ледниково-подпрудных озер являлись Тургайский, Мылвенский и Кельтминский спиллвеи. Долины Волги, Днепра и Дуная были ориентированы в дистальном направлении и только сток прadolин Варшава–Берлин (далее по Ла-Маншу) был маргинальным [Гросвальд, 1983]. Волжская речная сеть в ледниковые эпохи коренным образом отличалась от современной.

Приледниковые подпрудные озера долинного типа широко распространялись и на Русской равнине (рис. 7.21), где их общая площадь могла достигать 300 тыс. км², а уровни +150–200 м [Квасов, 1975]. В долинах Северной Двины, Вычегды, Пинеги, Мезени и Печоры оледенение сохранялось наиболее долго, поэтому последние трансгрессии этих озер до абс. отметок +80–100 м, вероятно, происходили около 10–9,8 тыс. л.н. [Лавров, 1975].

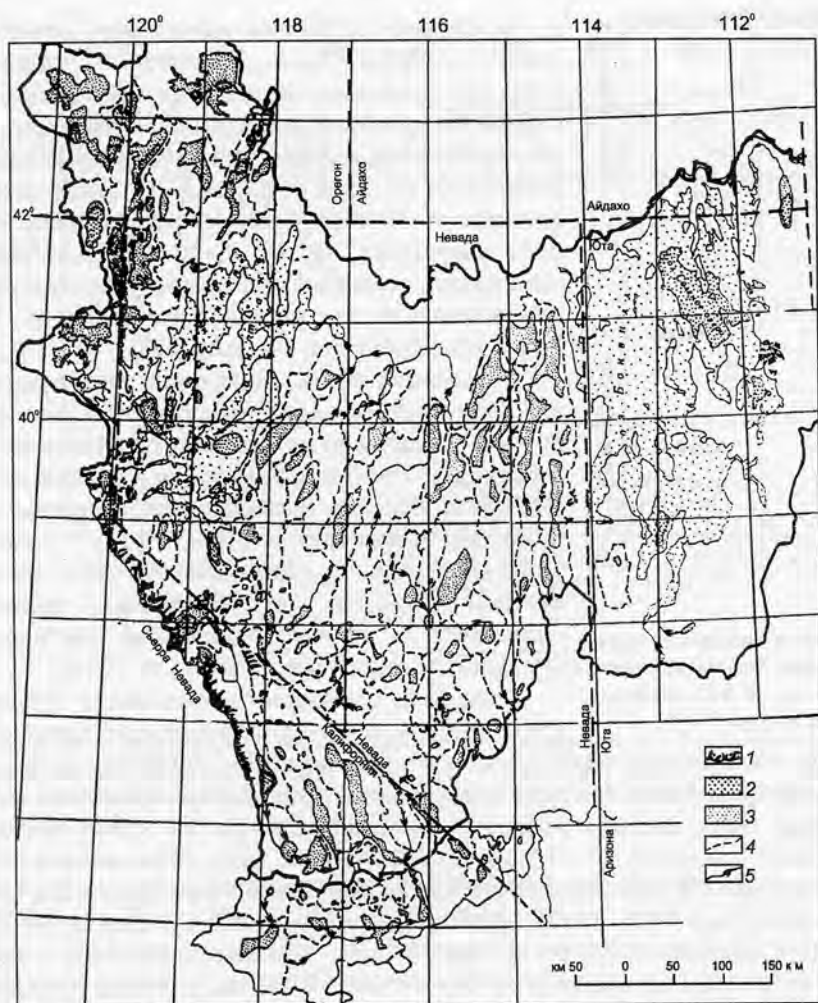


Рис.7.19. Максимальное распространение пловиальных озер и ледников в пределах Большого Бассейна в послеласггамонское время по Р.Моррисону [1968]

1 – ледники; 2 – существующие озера; 3 – пловиальные озера; 4 – границы водосборных бассейнов; 5 – направление стока между впадинами

Большая часть приледниковых озер Русской равнины имела сток в Каспийское море, что было важной приходной статьей его водного баланса. Лишь небольшая по площади Верхнеднепровская группа озер была связана с бассейном Черного моря [Квасов, 1975].

Имеются данные о том, что и во время первого позднеплейстоценового оледенения подпрудные ледниковые озера занимали на северо-западе Русской равнины значительные площади, протягиваясь полосой шириной 200–300 км от современного побережья Балтики, севернее Смоленско-Московской возвышенности до бассейнов рек Юга и Сухоны [Былинский, 1985] и далее по Онеге, Северной Двине, Мезени и Печоре [Розанов, 1979].

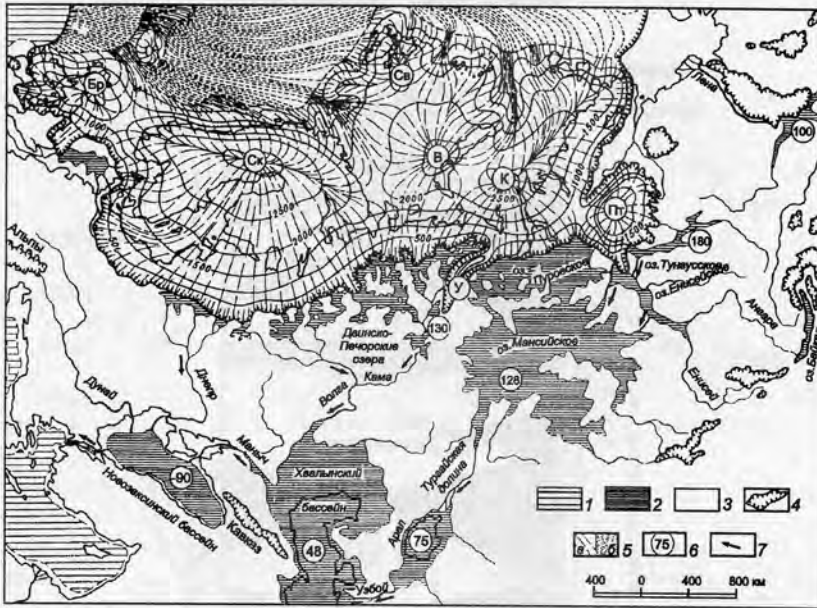


Рис.7.20. Евроазиатская система приледниковых озер по М.Г.Гросвальду [1983]

1 – море безо льда; 2 – пресноводные водоемы; 3 – суша безо льда; 4 – границы ледников; 5 – линии движения на ложе (а) и плавучих (б) ледников; 6 – уровень водоемов (в м); 7 – сток вод

Ледниковые купола: СК – Скандинавский, Бр – Британский, Св – Свальбардский, Б – Баренцев, К – Карский, Пт – Путоранский

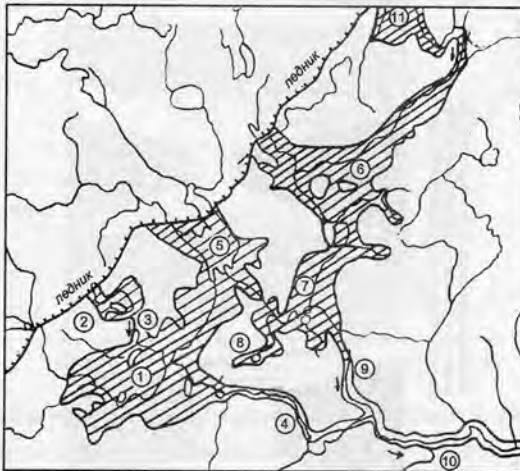


Рис.7.21. Верхне-Волжская система приледниковых озер в максимальную стадию валдайского оледенения по Д.Д.Квасову [1975]

1 – оз.Тверское; 2 – оз.Верхне-Моложское; 3 – канал стока; 4 – сток по р.Нерли; 5 – оз.Молого-Шекснинское; 6 – оз.Сухонское; 7 – оз.Костромское; 8 – оз.Ростовское; 9 – сток по р.Тезе; 10 – сток по р.р.Клязьме, Оке и Волге; 11 – оз.Волжское

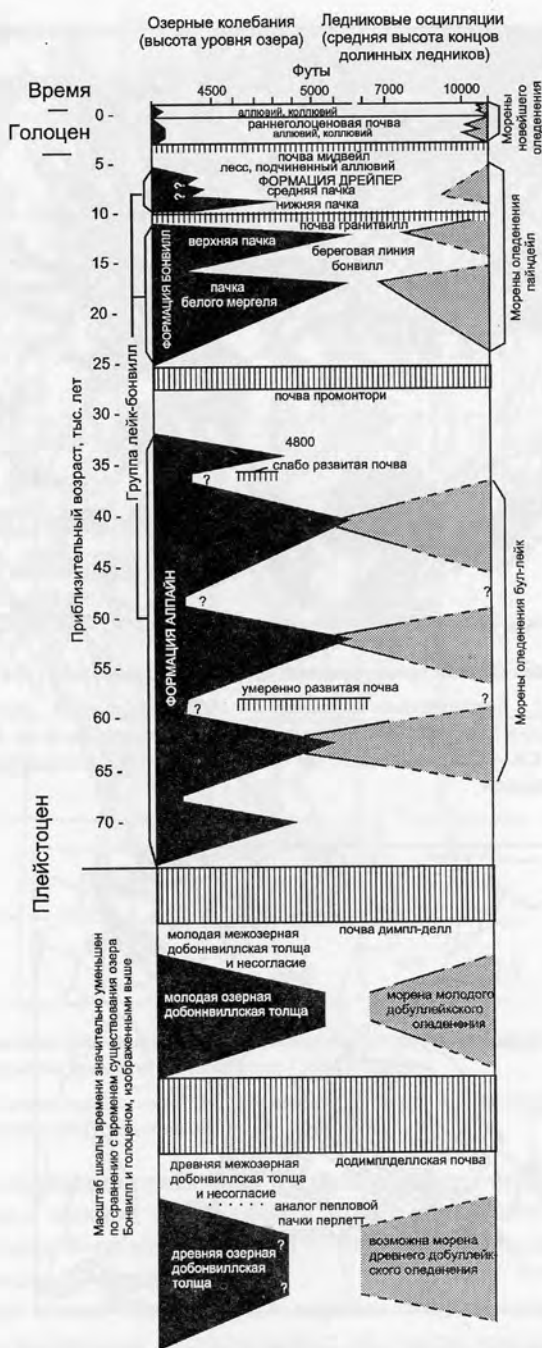


Рис.7.22. Колебания уровня оз.Бонневилл и высоты ледников гор Уосатч по Р.Моррисону [1968]

Установлены по строению озерных и ледниковых отложений главным образом в районах каньона Литтл-Коттонвуд и восточной части долины Джордан, Юта

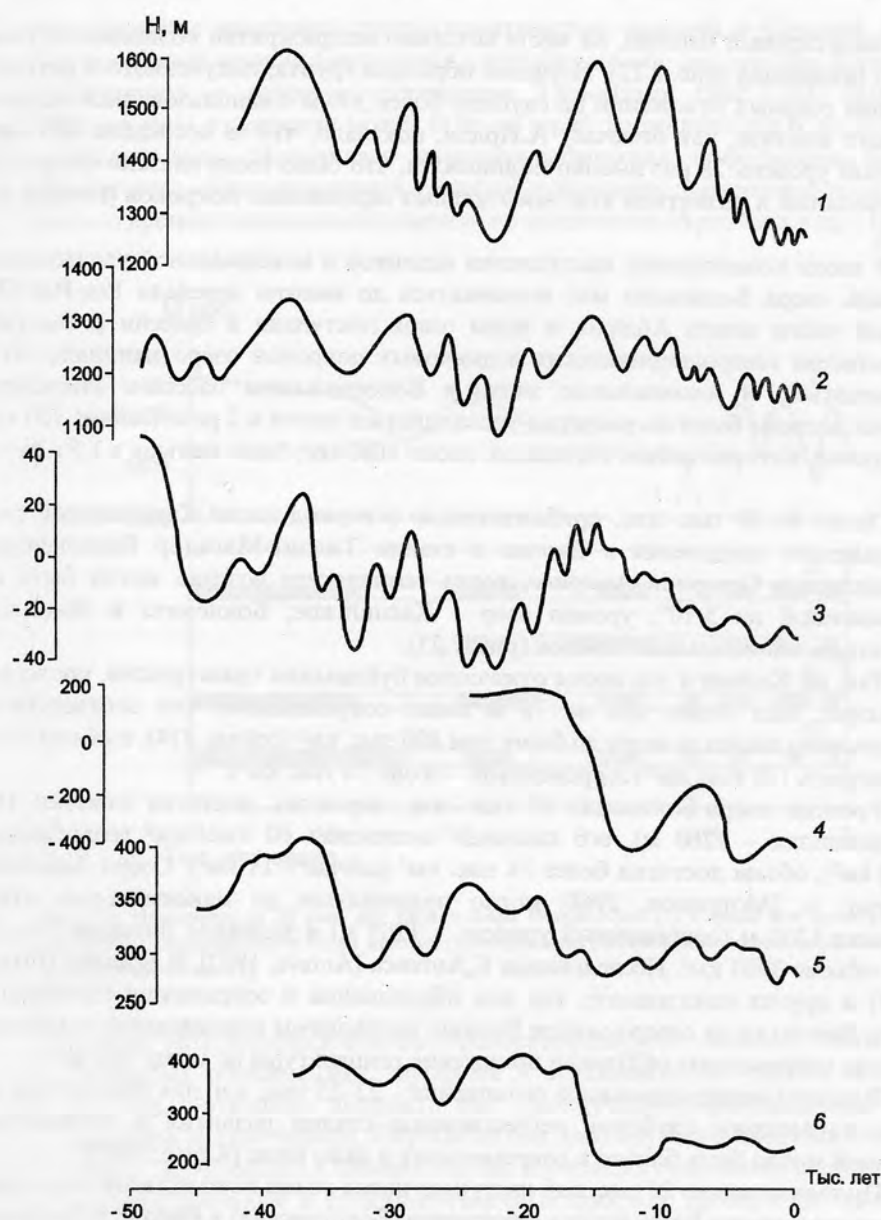


Рис.7.23. Изменения уровня крупнейших бессточных озер Земли за последние 50 тыс. лет

1 – Бонневил-Большое Солёное; 2 – Лахонтан-Пирамид; 3 – Каспий; 4 – Мёртвое море; 5 – Чад; 6 – Аббе

Обширные системы подпрудных озер были характерны для Северо-Американского континента.

Хорошим показателем изменения континентального водного баланса может служить также Большое Солёное озеро в Северной Америке – крупнейший

континентальный бассейн, на месте которого неоднократно возникало огромное озеро Бонневилл (рис. 7.22). Изучение образцов грунта, полученного в результате бурения озерных отложений на глубину более 300 м с использованием палеомагнитного анализа, как отмечает А.Ирдли, показало, что за последние 800 тыс. л. озерный уровень 28 раз высоко поднимался, что было тесно связано с периодами похолоданий и развитием континентальных ледниковых покровов [Eardley et al., 1973].

В эпохи похолоданий, наступления ледников и максимальной увлажненности уровень озера Бонневилл мог подниматься до высоты перевала Ред-Рок-Пас в южной части штата Айдахо, и воды озера поступали в бассейн р. Колумбии. С распадом североамериканских ледниковых покровов озеро начинало быстро сокращаться. В пловияльные эпохи в Бонневильском бассейне атмосферные осадки должны были по расчетам увеличиваться почти в 2 раза (сейчас 200 мм), а испарение, которое сейчас составляет около 1080 мм, было меньше в 1,5 с лишним раза.

Около 40–50 тыс. л.н., приблизительно в период эпохи Калининской стадии Валдайского оледенения в Европе и стадии Тиллит-Магадор Висконсинского оледенения в Северной Америке, когда температура воздуха могла быть ниже современной на 5–10°, уровни озер – Каспийское, Бонневилл и Лахонтан – достигали значительных отметок (рис. 7.23).

Так, на Каспии в это время отмечается буйнакская трансгрессия, уровень его, вероятно, был более чем на 75 м выше современного, что соответствовало увеличению площади моря до более чем 800 тыс. км² (сейчас 374), а объем его мог превышать 130 тыс. км³ (современный – около 78 тыс. км³).

Уровень озера Бонневилл 40 тыс. л.н., вероятно, достигал отметки 1609 м (современная – 1260 м), его площадь составляла 60 тыс. км² (современная – 2500 км²), объем достигал более 14 тыс. км³ (сейчас – 11 км³). Озеро Лахонтан за 40 тыс. л. [Моррисон, 1968] могло подниматься до максимальных отметок порядка 1350 м (современный уровень – 1105 м) и заливало площадь 22440 км² при объеме 3000 км³. Исследования Е.Антевса [Antevs, 1952], В.Брекера [Broecker, 1975] и других показывают, что для образования и сокращения пловияльного озера Лахонтан на северо-западе Невады необходимы атмосферные осадки вдвое больше современных (400 мм) и понижение температуры не менее чем на 5°.

В период межстадиального потепления – 23–25 тыс. л.н. для бессточных водоемов характерны глубокие регрессионные стадии развития и положение их уровней могло быть близко к современному и даже ниже [Клиге, 1982].

Приблизительно 20 тыс. л.н. наступает новая волна похолоданий и начинается следующая стадия Валдайского оледенения (Бологовская) в Европе и Висконсинского (поздний Висконсин, Вудфорд) – в Северной Америке. Бессточные озера почти одновременно начинают реагировать на это снижение температуры трансгрессионным подъемом своих уровней, максимум которых достигается приблизительно 16 тыс. л.н. (Каспий – +15 м, Бонневилл – 1594 м, Лахонтан – 1320 м). Начиная с этого времени происходит постепенная деградация континентальных покровных оледенений, повышается температура воздуха и происходит снижение озерных уровней, которое с некоторыми перерывами продолжается и в настоящее время.

Исследования изменений гидроклиматических условий в Средней Азии на основе колебаний уровня бессточных озер показывает достаточно хорошую их согласованность с режимом оледенения Тянь-Шаня (рис. 7.24). Наглядным примером в этом отношении может быть история формирования водного режима озера Иссык-Куль. Имеющаяся палеогеографическая информация позволяет достаточно подробно представить развитие природных процессов в этом регионе начиная со времени позднелейстоценового оледенения [Артемьев и др., 1992].

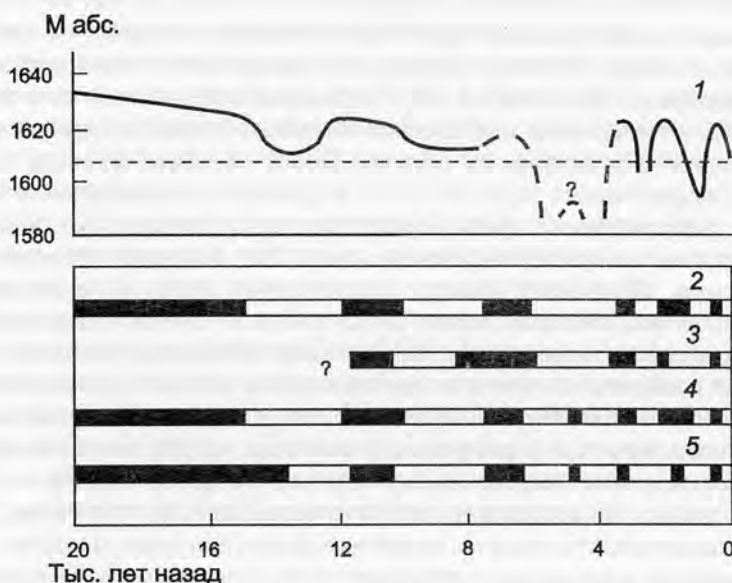


Рис. 7.24. Изменения за 20 тыс. лет уровня озера Иссык-Куль (1) и фазы его трансгрессий (2) в сопоставлении с трансгрессиями озера Балхаш (3), периодами увлажненного климата (4) и активизацией ледников Тянь-Шаня (5)

Изучение позднелейстоценовых–раннеголоценовых осадков озера Иссык-Куль, вскрытых обнажениями, шурфами и скважинами на южном и северном берегах озера, позволило выделить два трансгрессивно-регрессивных цикла в развитии озера за этот период. Первый из них фиксируется в плотных бесструктурных глинах, залегающих в нижних частях изученных отложений и содержащих в верхней части песчаные и гравийно-галечные прослои. Датировки глин трансгрессивной фазы этого цикла – 18600 ± 400 (ТА-1641), 16500 ± 700 (ТА-1640) л. – указывают на формирование отложений приблизительно 17–15 тыс. л.н. во время развития позднелейстоценового оледенения в горах Средней Азии. Согласно спорово-пыльцевым данным климат был влажным и холодным. Подобные условия характерны и для других районов Тянь-Шаня. Так, например, период 15–20 тыс. л.н. характеризовался значительной фазой увлажнения в предгорьях Ферганы и смещением вниз границ лесной зоны в горах.

Начало трансгрессии, судя по результатам изучения разреза у села Николаевки, предшествовало развитию оледенения. В этом разрезе, расположенном на абс. отметках 1630–1640 м, вскрываются верхнеплейстоценовые озерные осадки, для нижней части которых получена датировка 26340 ± 540 л. Высота трансгрессии и соответствующей ей верхнеплейстоценовой озерной террасы лимитировалась высотным положением древнего Караташского порога, в районе которого происходил сток из озера. Река Чу впадала непосредственно в озеро, что наряду с климатическими особенностями способствовало поддержанию высокого уровня Иссык-Куля.

Длительное существование проточного режима не могло не сказаться на высоте порога стока. И действительно, на поверхности верхнеплейстоценовой террасы в интервале абс. отметок 1640–1625 м располагается до пяти-шести береговых линий, отмечающих постепенное понижение уровня озера в результате “перепиливания” Караташского порога. Таким образом, к концу рассматриваемого трансгрессивного этапа (15 тыс. л.н.) уровень озера понизился до 1625 м.

Глины трансгрессивной фазы перекрываются суглинками и глинами, содержащими песчаные и гравийно-галечные слои. Они отвечают регрессивной фазе развития озера. Пыльцевой спектр соответствует сухим и холодным климатическим условиям, имевшим место 15–12 тыс. л.н. Предголоценовый аридный интервал отмечался и в предгорной Фергане, это был период наиболее высокой за весь поздний плейстоцен и голоцен сухости и континентальности климата.

Уменьшение количества атмосферных осадков ухудшило питание ледников. В это время заканчивается формирование конечных морен максимальной стадии позднеледниковой оледенения и начинается отступление ледников.

Озеро отвечает на аридизацию климата регрессией. В отложениях несколько увеличивается крупность осадков, встречаются прослои песка и гравия, характерные для береговой зоны озера с глубинами < 10 м. Уровень озера понижается ниже порога стока, и Иссык-Куль переходит в режим бессточного водоема. Важно отметить, что, несмотря на высокую аридность климата, уровень озера не опускался ниже своих современных отметок, т.к. в Иссык-Куль продолжали поступать воды р. Чу. Определенную роль в поддержании относительно высокого уровня играет и меньшее, чем в настоящее время, испарение с поверхности озера, обусловленное холодным климатом.

В изученных разрезах осадки регрессивной фазы перекрываются темносерыми (до черных) илами, сформировавшимися на рубеже плейстоцена и голоцена. Они датируются от 13540 ± 300 до 9950 ± 200 (ТА-1578) л. Таким образом, реальный возраст с учетом поправки на изотопное фракционирование карбонатов – 12–10 тыс. л.н. Палинологические данные указывают на смягчение климата и значительное увеличение влажности. Подобное развитие событий характерно и для Ферганы, где отмечается кратковременная, но достаточно глубокая фаза увлажнения, отвечающая древнеголоценовой активизации оледенения в горах Средней Азии. К этому же времени относится древнебалхашская трансгрессия озера Балхаш, озеро Иссык-Куль также переживает трансгрессию и становится проточным. Возобновившийся размыв порога стока понизил к концу рассматриваемого периода его высоту до абс. отметки, близкой к 1620 м, т.е. до высоты современного Кутемалдинского порога.

7.4. История формирования водного режима Каспийского моря

На режим Каспийского моря оказывало и оказывает влияние множество факторов, таких как: планетарное развитие Земли и ее положение в космическом пространстве, геологические изменения земной поверхности и тектоника, поступление на Землю радиации и солнечная активность, колебания климата и антропогенное воздействие на природные процессы.

Установленные изменения морского уровня в геологическом прошлом за длительные интервалы времени в миллионы и сотни тысяч лет определялись преимущественно развитием геологических процессов и влиянием тектоники и, как следствие этого, движениями земной коры и деформацией впадины Каспийского бассейна.

Для геологической истории развития Каспийского моря была характерна определенная цикличность с периодами от десятков миллионов и сотен тысяч до нескольких тысяч, десятков и нескольких лет в настоящее время.

Заложение и развитие Каспийской впадины обусловлено неотектоническими особенностями, очень разнообразными в этой обширной области.

Тектонические движения альпийской геосинклинальной области в неогене привели к полной изоляции морского бассейна Понто-Каспийской области и вод Мирового океана. Обширное Сарматское озеро-море занимало всю территорию современных Каспийского и Черного морей, Предкавказья и Паннонскую впадину, в то время как поднятие Большого Кавказа представляло остров (рис. 7.25).

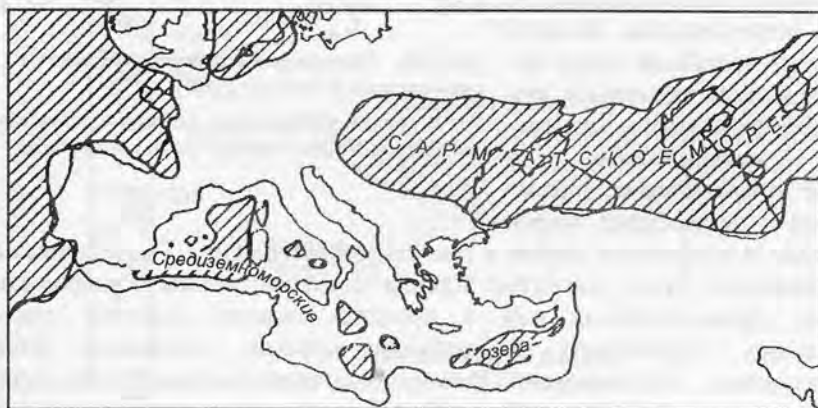


Рис. 7.25. Средиземноморские озера и Сарматское море на рубеже миоцена и плиоцена по К.Шю [Нсй, 1972]

В мзотическое время, после кратковременного восстановления связи с Мировым океаном Понто-Каспийский бассейн вновь превратился в огромный внутренний водоем. Понтическое озеро-море нижнего плиоцена было последним

бассейном, связывающим воедино черноморскую и каспийскую впадины (рис. 7.26). Оживление тектоники поднятия в нижнем плиоцене привело к разделу верхнепонтийского моря на три обособленные части: Паннонскую, Черноморскую и Каспийскую. Осушение Манычского пролива положило начало самостоятельному развитию Черного и Каспийского морей. Тектонические процессы в Каспийской области наиболее активизировались в т.н. предакчагыльскую эпоху, когда в общих чертах оформилась меридиональная депрессия современного Каспия и Прикаспийской низменности [Марков и др., 1965].

Развитие Каспия в качестве изолированного водоема началось глубокой предакчагыльской (балаханской) регрессией (4,8–3,5 млн. л.н.), когда уровень его опускался, возможно, на 300–500 м ниже современного, а площадь уменьшалась в четыре раза. Вероятно, она развивалась в условиях прекращения притока вод из современного Черного моря и уменьшения водосборного бассейна на Русской равнине [Квасов, 1975]. Первая и наиболее значительная акчагыльская трансгрессия до абс. отметок более +50 м (3,3–2,1 млн. л.н.) происходила после одной из трансгрессий Мирового океана. Предполагается, что в позднеплиоценовое время заложились основные черты его геологического и геоморфологического строения, а в плейстоцене они развивались в основном унаследованно.

Верхнеплиоценовая-плейстоценовая геологическая история Земли (т.н. новейший этап) характеризовалась крупными физико-географическими изменениями: материковыми и горными оледенениями, трансгрессиями и регрессиями Мирового океана и внутренних морей, в том числе Каспийского. Геологическая летопись новейшего этапа развития Каспия содержит ценную информацию о событиях, происходивших как в пределах самого водоема, так и на сопредельных территориях. Корреляция морских отложений Каспия с аллювиальными отложениями Волги, континентальными образованиями Русской равнины, Кавказа и Средней Азии позволяет представить в общих чертах развитие физико-географических особенностей Каспийского бассейна [Варущенко и др., 1987].

Исследованиями установлены множественность трансгрессивно-регрессивных эпох и комплекс причин, вызывавших колебания уровня при преобладании климатического фактора, а на более древних этапах и тектонического. В плейстоценовой истории Каспия признается наличие трех крупных

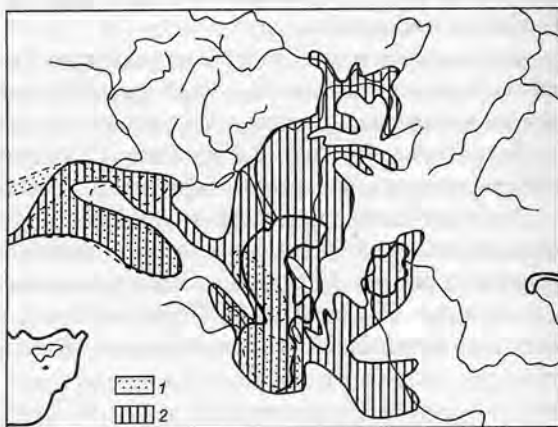


Рис. 7.26. Черноморо-Каспийский бассейн в разные периоды по В.А.Зубакову [1992]

1 – в период термического оптимума плиоцена; 2 – в максимальную фазу акчагыльской трансгрессии

трансгрессивных эпох: бакинской, хазарской и хвалынской, разделенных регрессивными перерывами. Обоснованием их существования служит стратиграфия древнекаспийских отложений, эволюция руководящих каспийских моллюсков и геоморфологического строения побережий и дна (рис. 7.27).

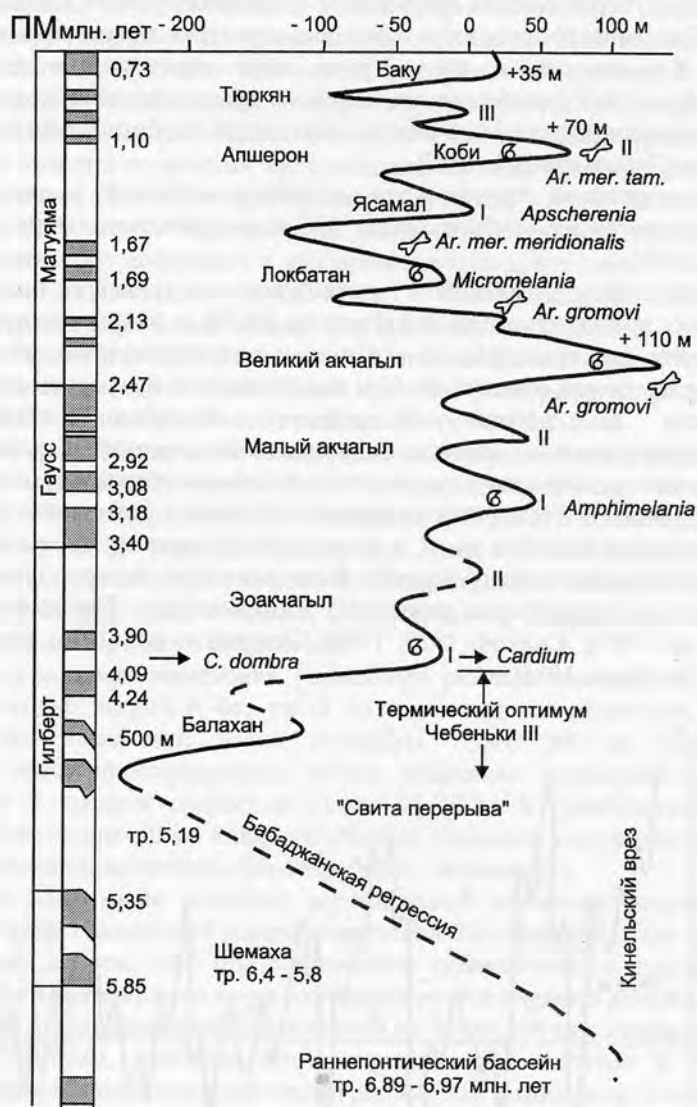


Рис.7.27. Колебания береговой линии Каспийского бассейна (метры) во времени (млн. лет) и соотношение их с глобальными климатическими событиями по В.А.Зубакову [1990]

Крупная трансгрессия Каспия отмечается в акчагылское время (2,0–3,0 млн. л.н.). Предполагается, что его уровень мог быть несколько выше 60 м над современным положением уровня океана. По своим размерам оно могло более

чем в два раза превосходить современное, достигая Башкирии и занимая Аральскую впадину [Зубаков, 1990].

Около 0,7–2,0 млн. л.н. происходит верхнеплиоценовая трансгрессия Каспия или апшеронская, которая была, вероятно, несколько ниже акчагыльской. В этот период северный берег Каспия проходит у подножия Общего Сырта. В районе Кара-Богаз-Гола апшеронское море вдавалось в материк в виде широкого залива. К югу от Красноводского полуострова море простиралось до западных Каракумов. Западно-Туркменская низменность представляла собою залив, воды которого достигали Копетдага. Уровень этого моря, вероятно, был близок к абс. отметке +50 м [Леонтьев и др., 1977].

Конец апшеронской трансгрессии сменяется глубокой регрессией, следы которой отмечаются на глубине около 150 м современного моря [Лукьянова, Никифоров, 1970].

Достаточно хорошо выделяется также бакинская трансгрессия с возрастом около 690 тыс. л. Как отмечает П.В.Федоров [1957], в бакинское время должно было произойти две трансгрессии – ранне- и позднебакинская. Уровень моря, вероятно, мог достигать отметок 40–50 м над современным уровнем океана.

Материалы по истории Каспийского бассейна, основанные на палеогеоморфологическом анализе сохранившихся древних береговых форм, морфостатического анализа высотных отметок побережья, сопоставление террасовых рядов с геохронологическими схемами, позволяют представить изменения площади бассейна моря, а также общий характер уровенного режима этого крупнейшего бессточного водоема более подробно за период почти 500 тыс. л. (рис. 7.28), в интерпретации различных исследователей [Зубаков и др., 1974; Леонтьев и др., 1976; Свиточ, 1976, 1995; Калинин и др., 1976; Рычагов, 1977; Федоров, 1978; Клинге, 1985].

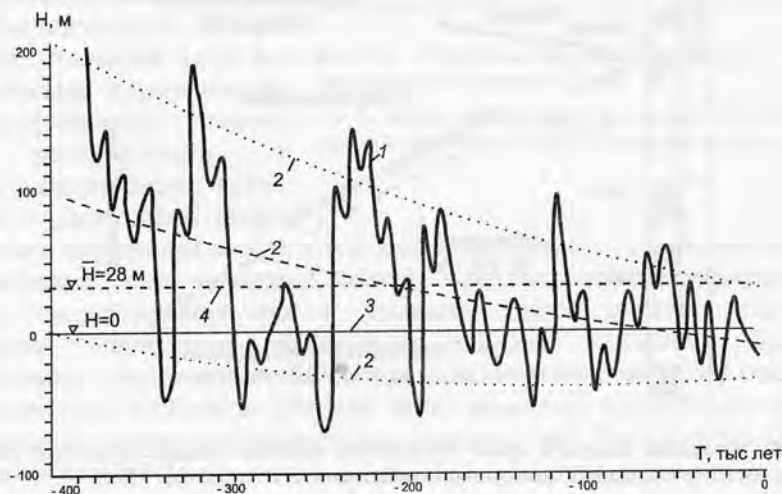


Рис. 7.28. Реконструкция положения уровня Каспийского моря (1) и тенденции его изменения (2) в результате вертикального изменения берегов относительно уровня океана (3) и его среднее положение (4)

При оценке абсолютного возраста террас к Каспийскому морю, как к крупнейшему плейстоценовому бассейну Земли, с полным основанием применима концепция о синхронности во времени эпох древнекаспийских трансгрессий и ледниковых эпох современного полушария и общепланетарных регрессий Мирового океана. Соответственно, эпохи древнекаспийских регрессий совпадают с межледниковьями и трансгрессиями океана. Подтверждением этого является достаточно хорошее совпадение расчетных датировок, принятых для минимальных положений уровня океана в периоды регрессий, коррелируемых с максимальными фазами покровных оледенений плейстоцена, и средних значений абсолютного времени некоторых эпох древнекаспийских трансгрессий.

Для получения количественной модели изменений уровня Каспийского моря за последние 300 тыс. л. был проведен морфостатистический анализ высотных отметок Каспийского побережья и дна прилегающих акваторий от -100 до 350 м. Сопоставление полученных результатов с геохронологическими подразделениями стратиграфической схемы для Каспийского бассейна с изменениями глобальных климатических условий, анализа связи колебаний каспийского уровня с уровнем океана и некоторыми другими факторами позволил получить общую схему изменения уровня режима почти за 400 тыс. л.

На основе палеоботанических воднобалансовых расчетов и некоторых других показателей максимумы трансгрессий сопоставляются как с начальными [Калинин и др., 1976; Абрамова, 1978; Рычагов, 1977], так и с конечными [Квасов, 1975; Федоров, 1978] этапами ледниковых эпох. Абсолютное датирование отложений максимальных фаз хвалыньских трансгрессий позднего плейстоцена (около 60 и 18–20 тыс. л.н.) позволяет сопоставить их с периодами наибольшего распространения покровного оледенения.

Анализ возможного изменения уровня режима показывает, по данным отметок береговых линий и без учета их вертикальных движений, что общая амплитуда его колебаний могла достигать более 300 м. Одновременно, достаточно четко прослеживается общая тенденция постепенного снижения уровня моря со средней скоростью около 25–28 см в тысячелетие. Последнее обстоятельство определялось в первую очередь влиянием тектонических условий, общим постепенным поднятием Евразийского континента.

Учитывая возможную величину вертикальных движений, можно получить усредненное представление об изменении уровня Каспийского моря за последние почти 400 тыс. л. (рис. 7.29) при исключении тектонического тренда. Крупные подъемы уровня Каспийского моря или трансгрессий водного режима в прошлом происходили в период сильных похолоданий на Земле, когда развивались мощные ледниковые системы, которые могли захватывать частично и Каспийский бассейн. В период таких крупных трансгрессий, как ранне- или позднехазарская (200, 100 тыс. л.н.) и раннехвалыньская (40, 50 тыс. л.н.), часть вод Каспия могла стекать через Кума-Манычский прогиб в Черное море. Одновременно мог возникать и дополнительный приток вод из Средней Азии по долине Узоя, где возникали периоды повышенной водности (рис. 7.30).

40–50 тыс. л.н. в эпоху Калининской стадии Валдайского оледенения в Европе, когда температура воздуха могла быть ниже современной на 5–10°, уровень Каспия был более чем на 75 м выше современного. В этот период

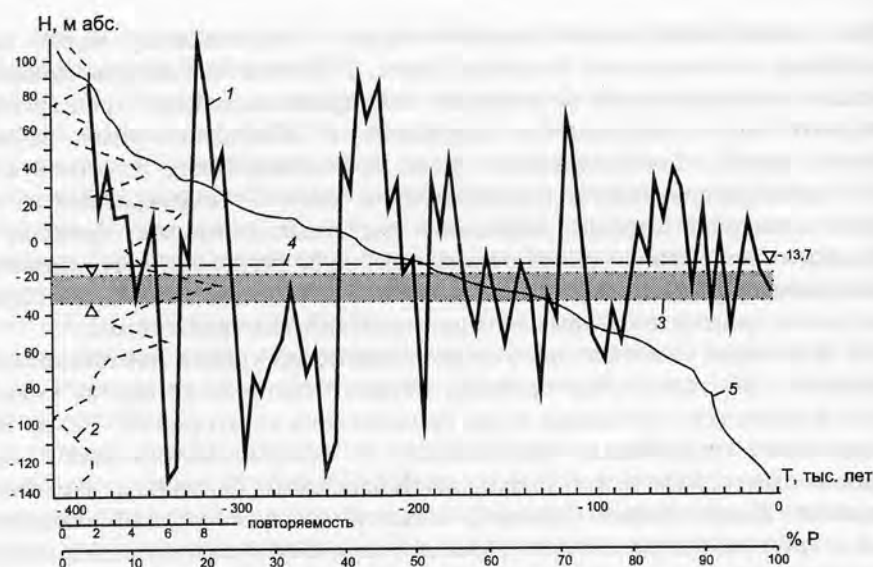


Рис. 7.29. Возможный характер изменения уровня Каспийского моря с исключением тектонического тренда за 400 тыс. лет (1), частота его повторяемости (2), зона наибольшей повторяемости (3), средний уровень моря (4) и обеспеченность различных положений уровня (5)

площадь моря достигала более чем 900 тыс. км², или была почти в три раза больше современной. Объем моря мог составлять более 130 тыс. км³, т.е. в два раза превышал современный. Речной сток, поступающий в Каспий, увеличивался тоже вдвое и мог составлять около 545 км³, из которых около 25 км³ занимал ледниковый сток. По оценке М.Г.Гросвальда [1983], при интенсивном таянии ледниковый сток мог достигать 1200–1500 км³. В то же время испарение с морской поверхности уменьшилось в 1,5 раза и должно было составлять около 680 мм. Поэтому соответствующий период повышенного стока неизбежно был связан с быстрым повышением уровня Каспийского моря. Регрессивные этапы, вероятно, были существенно короче и связаны преимущественно с первыми половинами межледниковий. Изменения в пределах климатических циклов плейстоцена и от одного цикла к другому объема талого ледникового стока и площади водосборного бассейна на Русской равнине могли

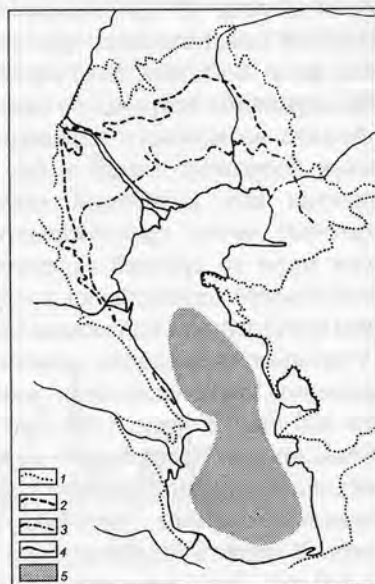


Рис. 7.30. Площадь Каспийского моря в периоды его трансгрессивных фаз

1 – 250–300 тыс. л.н.; 2 – 40–50 тыс. л.н.; 3 – 10–12 тыс. л.н.; 4 – в настоящее время; 5 – возможная наиболее низкая регрессионная стадия

значительно усложнять эту картину. Так, значительная глубина поздне-ледниковой раннеголоценовой мангышлакской регрессии (до -50 м, а возможно, -60 м) частично, вероятно, связана с резким сокращением стока талых ледниковых вод около 13 тыс. л.н. [Гросвальд, 1983].

Бывали в истории Каспия и периоды, когда этот водоем резко усыхал. Обычно это совпадало с крупными потеплениями климата. К таким периодам можно отнести лихвин-голштейн (около 360 тыс. л.н.) или оптимум микулинского межледниковья (около 130 тыс. л.н.) и некоторые другие. В эти времена уровень Каспийского моря мог снижаться на 40–50 м ниже современного или на 70–80 м ниже уровня океана.

Среднее – тысячелетнее – положение абсолютного уровня за последние 400 тыс. л. составило около -14 м. К этому же уровню приурочена и наибольшая частота его повторяемости.

Исследования показали практически полную синхронность во времени ледниковых эпох Северного полушария, трансгрессий Каспия и общепланетарных регрессий Мирового океана [Клиге, 1980] (рис. 7.31, 7.32).

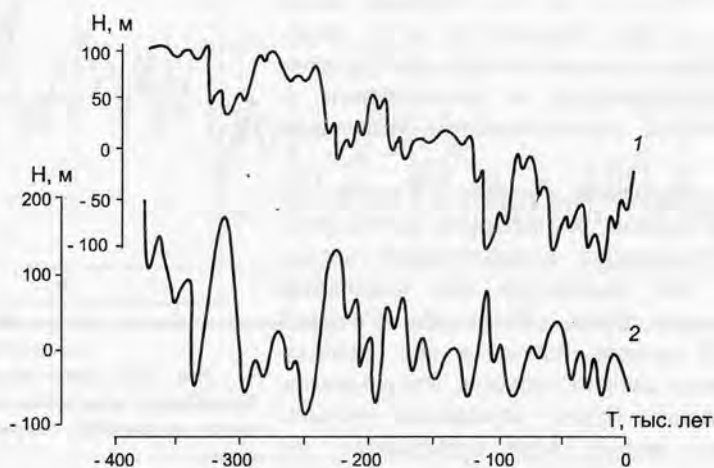


Рис. 7.31. Изменения гидрологических циклов за последние 400 тыс. лет

1 — в режиме Мирового океана; 2 — Каспийского моря

Наиболее хорошо изучено изменение водного режима Каспия начиная с поздневалдайского оледенения. В течение последних 16 тыс. л. в целом, вместе с развитием общего потепления и отсутствием континентального оледенения происходило постепенное снижение уровня поверхности моря со средней скоростью 3 мм в год, которое составило более 40 м.

Минимальные значения отметок Каспийского моря около 35 м, вероятно, были приурочены к Издербашскому регрессионному периоду (около 3 тыс. л. до н.э.). Собственно говоря, именно с этих пор уровень Каспийского моря, несмотря на отдельные спады и подъемы, испытывает тенденцию к росту со средней скоростью около 14 см в столетие.

По вековым изменениям уровня Каспия можно выделить наиболее характерные геохронологические периоды, охватывавшие отрезки времени от 200 до 2500 лет. Названия той или иной геохронологической стадии в режиме Каспия условно принимались по приуроченности соответствующих датированных образцов или геоморфологических особенностей береговых форм к определенному месту побережья, географическое название которого и бралось за основу (табл. 7.2). Всего за последние 16 тыс. л. достаточно четко выделяется 8 трансгрессий и 8 регрессий, в пределах которых уровень мог значительно изменяться (рис. 7.33).

Максимальная стадия позднехвалынской трансгрессии Каспийского моря относится к периоду 14–15 тыс. л. до н.э. начиная с этого момента уровень моря снижается со средней скоростью около 40 см в столетие. Отдельные изменения уровня в этот период тесно связаны с колебаниями климата и достаточно хорошо согласуются с фазами активизации или деградации Европейских ледников.

Около 7 тыс. л. до н.э. уровень моря приближался к абс. отметке -32 м. С этого момента, вероятно, можно считать, что уровень моря стабилизировался в соответствии с установившимися климатическими условиями (рис. 7.34.).

Анализ изменения уровня Каспия за голоценовый период, т.е. в период, когда установилась современная климатическая эпоха, показывает, что амплитуда его колебаний могла достигать более -25 м абс. Средний сверхвековой уровень близок к абс. отметке -25 м. Вероятно, следует ожидать, что именно к этому положению будет стремиться уровень моря. В этот период море испытывало, по крайней мере, не менее 6 крупных трансгрессивных и регрессивных фаз. Наиболее высокое стояние уровня было характерно для начала голоцена около 8 тыс. л. до н.э., когда его положение могло находиться на абс. отметке близкой -9 м. Самое низкое стояние уровня, вероятно, было приурочено к оптимуму голоцена, около 5 тыс. л.н., когда уровень мог опускаться ниже абс. отметки -34 м. Именно с этих пор уровень Каспийского моря, несмотря на отдельные спады и подъемы, испытывает тенденцию к росту со средней скоростью около 14 см в столетие.

Наиболее полная реконструкция изменений уровня Каспийского моря на основе различных исторических документов и археологических данных, а также материалов по восстановлению гидроклиматических условий за различные временные интервалы позволяет представить их за последние 2,5–3,0 тыс. л. с точностью до десятилетия.

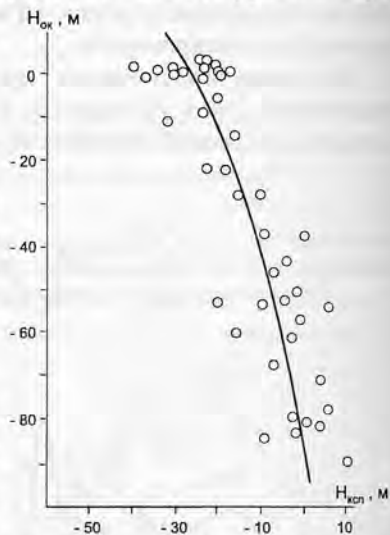


Рис. 7.32. Связь между уровнями Каспийского моря и Мирового океана в эпоху деградации покровного оледенения

Таблица 7.2. Уровень и геохронология Каспийского моря за последние 17 тыс. лет

Время от начала эры			Уровень, м абс.			Стадия	Геохронологический период
начало	конец	период	мин.	средн.	макс.		
-13050	-11750	1300	-7	-	+10	трансгрессия	Раннемахачкалинская
-11750	-9200	2550	-17	-11	-1	регрессия	Шиховская
-9200	-8600	600	-27	-20	-8	трансгрессия	Позднемахачкалинская
-8600	-7550	1050	-21	-16	-9	регрессия	Бегдашская
-7550	-6100	1450	-31	-26	-21	трансгрессия	Сартаская
-6100	-5150	950	-21	-16	-12	регрессия	Кулалинская
-5150	-4455	200	-30	-25	-21	трансгрессия	Дагестанская
-4450	-3900	1050	-22	-19	-16	регрессия	Желандинская
-3900	-1700	2200	-35	-30	-24	трансгрессия	Госсанская
-1700	-550	1150	-34	-24	-19	регрессия	Избербашская
-550	+50	600	-33	-29	-24	трансгрессия	Туралинская
+50	+300	250	-28	-26	-24	регрессия	Александрбайская
+300	+1350	1050	-32	-29	-27	трансгрессия	Улучасевская
+1350	+1900	550	-28	-25	-23	регрессия	Абескунская
+1900	-	-	(-29)	-	-26	трансгрессия	Позднейшая
							Современная

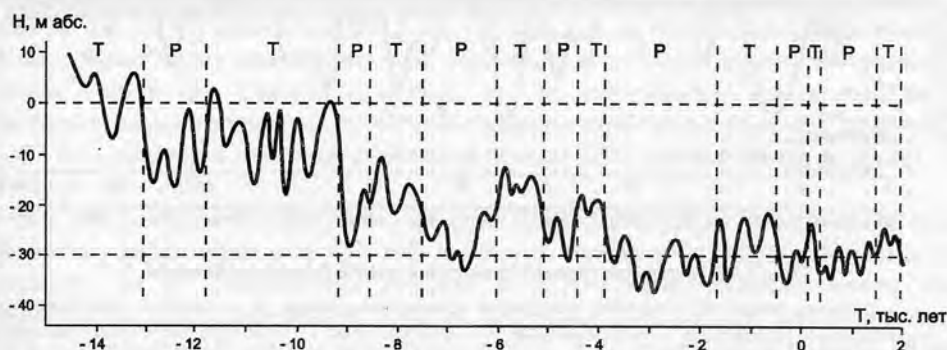


Рис. 7.33. Изменения уровня Каспийского моря в последлениковое время и его трансгрессивные (Т) и регрессивные (Р) фазы

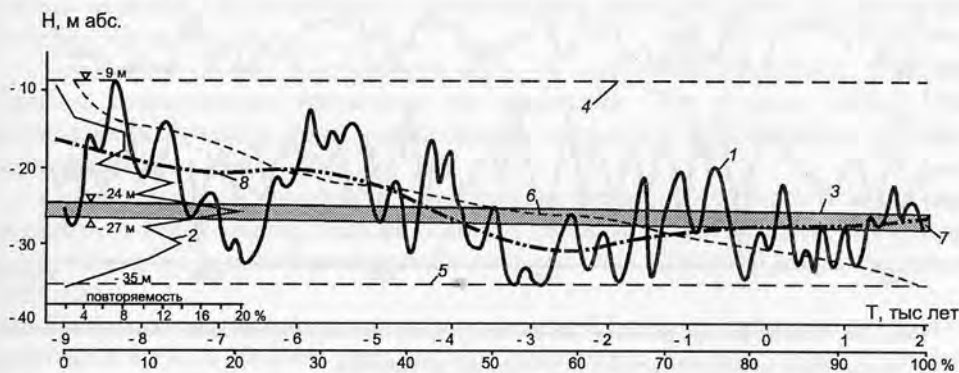


Рис. 7.34. Изменение уровня Каспийского моря в голоцене

1 — уровень моря; 2 — частота повторности изменения уровня; 3 — средневековое положение; 4 — максимальное; 5 — минимальное; 6 — кривая обеспеченности; 7 — зона наибольшей повторности; 8 — средневекторная тенденция изменений

Для последних 2500 лет для водного режима Каспийского моря были характерны тоже достаточно существенные изменения составляющих водного баланса, диапазон которых мог значительно превышать современные. В рассматриваемый отрезок времени наиболее высокие уровни Каспийского моря (рис. 7.35) были характерны для Туралинской фазы морской трансгрессии (VI–VII века до н.э.), когда они достигали абс. отметок -20 м, а температура воздуха могла быть значительно ниже современной [Klige and Myagkov, 1992]. Приток поверхностных вод мог увеличиваться до 20%, а атмосферные осадки возрастать на 40%, в то время как испарение должно было снижаться на 15–18% (рис. 7.36).

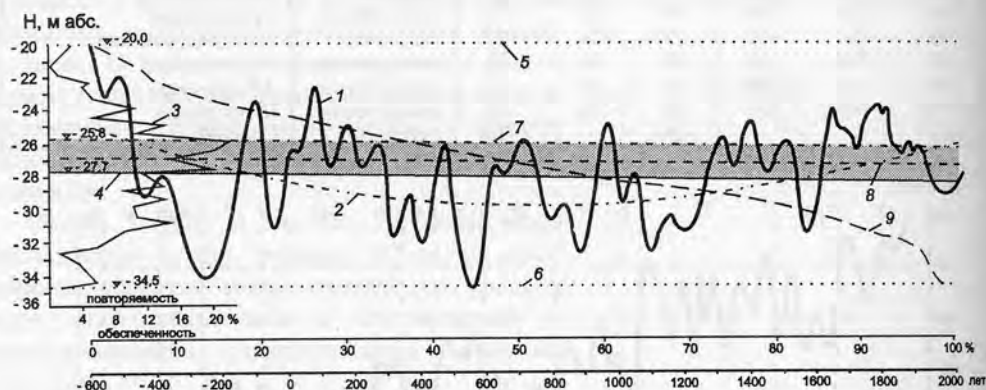


Рис. 7.35. Изменение уровня Каспийского моря в историческое время

1 — уровень моря; 2 — средняя тенденция изменения уровня; 3 — частота повторяемости; 4 — среднесековое положение; 5 — максимальное; 6 — минимальное; 7 — наиболее часто повторяющиеся; 8 — обеспеченность 50%; 9 — общая обеспеченность уровня

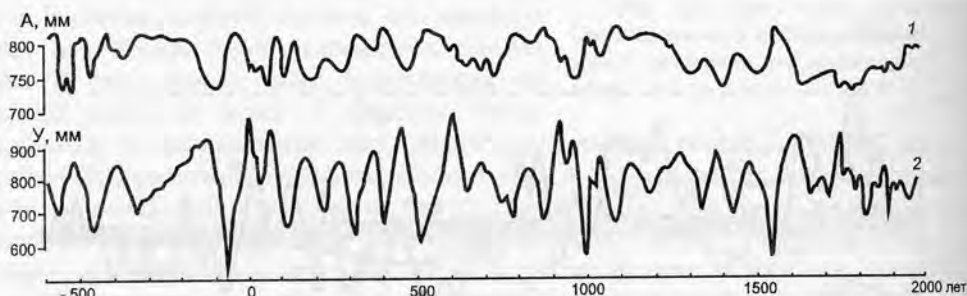


Рис. 7.36. Изменения эффективного испарения (разность испарения и осадки) в Каспийском море
1 — испарения с морской поверхности; 2 — приток речных вод

Наиболее низкие уровни Каспийского моря на абс. отметках, близких к -35 м и даже ниже, были характерны в период максимального развития дербантской регрессии (VI век н.э.). Вероятно, это был один из наиболее низких уровней за последние 2,5 тыс. л. В период максимального развития этой регрессивной фазы

температура воздуха могла быть на несколько градусов выше современной. Возрастала изменчивость притока поверхностных вод при среднем снижении их объема на 7–10% по сравнению с современным. Осадки также могли снижаться на 20%, в то время как рост испарения достигал 14–16%.

Со второй половины XII в. начинается общая тенденция к подъему уровня, которая, колеблясь, продолжалась почти 7 столетий и составила около 9 м.

Повышение морского уровня было тесно связано с общим похолоданием на Евразийском континенте. Этот период ознаменовался наступлением так называемого малого ледникового периода. В это время происходит увеличение количества атмосферных осадков в бассейне Волги и, вследствие уменьшения температуры воздуха, снижение испарения. Целый ряд исторических документов и летописей отмечают, что на территории Восточной Европы, и особенно в северной части Каспийского бассейна, участились холодные снежные зимы и дождливые летние сезоны, чаще происходят наводнения [Клиге, 1992].

За исторический период в последние 2,5 тыс. л. среднемноголетнее положение абс. уровня составило -27 м. Вековая тенденция могла изменяться от -0,4 м с VI века до н.э. до VII века н.э. до +0,3 м с VII века н.э. до нашего времени в столетие. В настоящее время имеется вековая тенденция к подъему уровня со скоростью около 3 см в год. Следует отметить, что за историческое время наибольшая частота стояния уровня (около 40%) была характерна в пределах абс. отметок -25 – -27 м, а основной диапазон изменений (около 70%) происходил в пределах абс. отметок -24 – -30 м.

За рассматриваемый отрезок времени наиболее высокие уровни моря были, вероятно, характерны для 450–600 л. до н.э., когда они могли достигать абс. отметок -20 м. Температура воздуха в этот момент времени могла быть значительно ниже современной. Приток поверхностных вод мог увеличиваться до 20%, а атмосферные осадки возрастали до 40%, в то время как испарение должно было снизиться на 15–18%. Затем происходит постепенное снижение уровня. Вероятно в III веке до н.э. регрессионная фаза могла достигнуть наибольшего своего развития со снижением за сравнительно короткое время уровня до абс. отметки близкой к -34 м.

Колебания уровня Каспийского моря за исторический период позволяет выявить сверхвековую тенденцию его изменений. Это в свою очередь дает возможность оценить фазу сверхвековой тенденции в колебании уровня в настоящее время (рис. 7.37).

Отмеченные особенности во флуктуациях уровня Каспийского моря определялись и были самым тесным образом связаны с глобальными процессами водообмена, о чем может свидетельствовать его связь с уровнем Мирового океана (рис. 7.38).

Данные исторического периода за последние 2,5 тыс. л. указывают на то, что в настоящее время в среднем сверхвековая тенденция к подъему уровня составляет около 0,3 см в год. Если оценить вековую тенденцию уровня начиная с 6 века н.э., то она составляет около 0,5 см в год. В соответствии с этой тенденцией уровень в период к 2000–2020 гг. должен стремиться приблизиться к своему сверхвековому положению – абс. отметке -25 м.

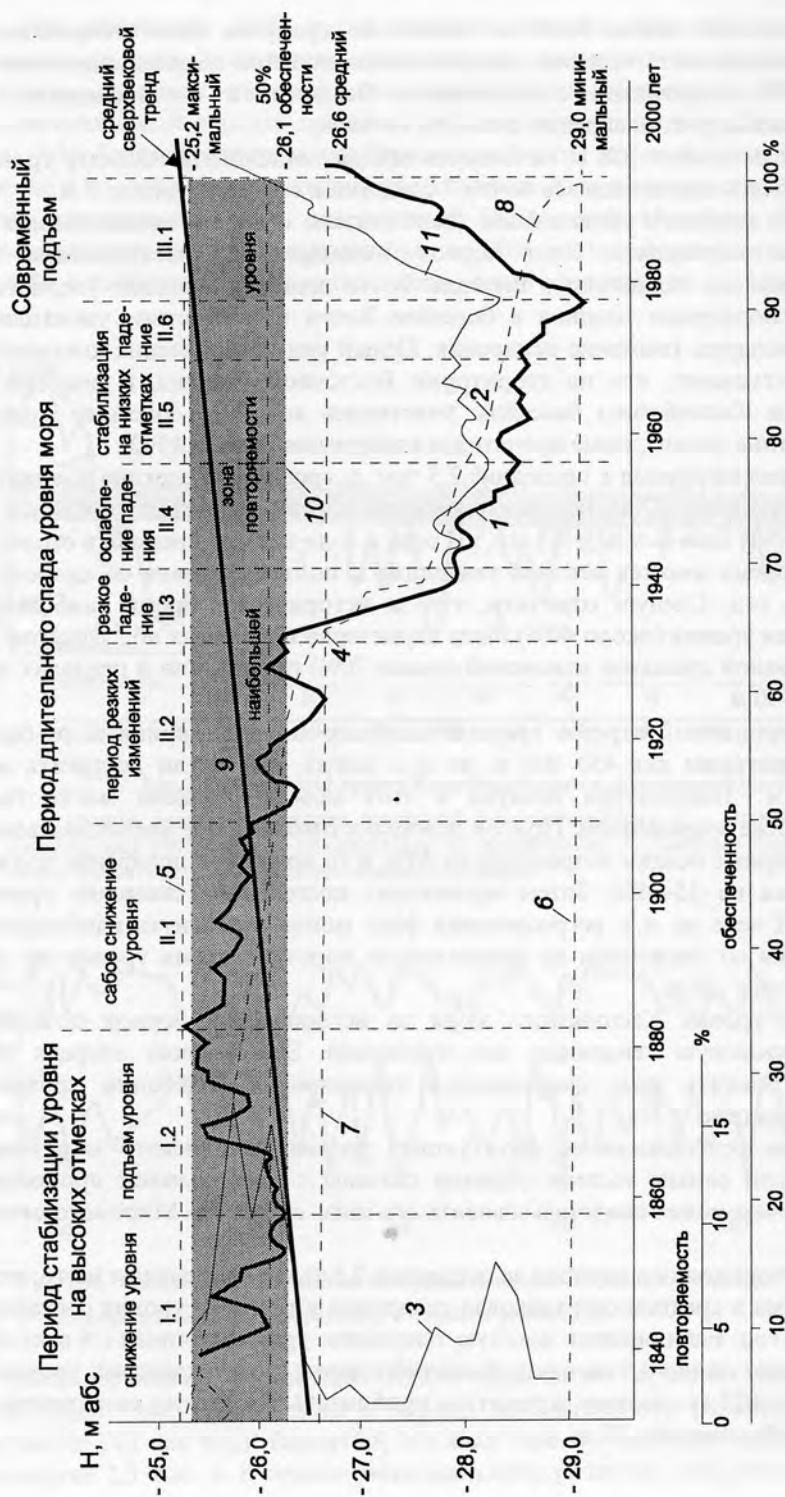


Рис.7.37. Изменение уровня Каспийского моря

1 – уровень моря; 2 – обеспеченность изменения уровня; 3 – повторяемость; 4 – границы характерных периодов изменений; 5 – максимальный уровень; 6 – минимальный; 7 – средний; 8 – обеспеченность 50%; 9 – вековая тенденция среднего уровня по историческим данным; 10 – зона наибольшей повторяемости уровня; 11 – восстановленный естественный уровень

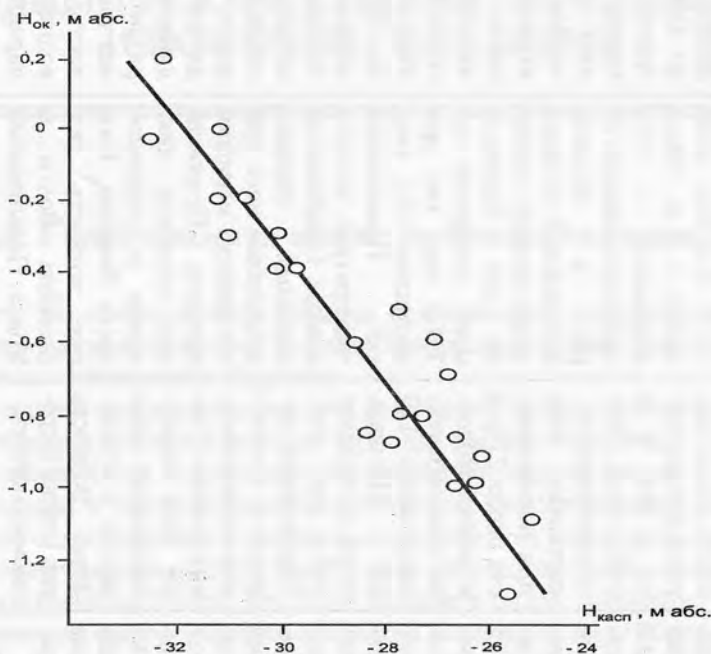


Рис.7.38. Связь между изменениями уровня Каспия и уровнем океана в историческое время (последние 2000 лет)

Анализ изменения уровня и колебаний тепловлагообмена как в различные моменты истории формирования водного режима крупнейшего бессточного водоема Земли – Каспийского моря, так и в период инструментальных гидрометеорологических наблюдений, позволяет разработать обобщенные сценарии по изменению гидроклиматических условий в бассейне Каспия, приводящих к соответствующему положению морского уровня (табл. 7.3).

Изучение изменения палеогеографических условий Каспийского бассейна и особенностей развития климатических условий за инструментальный период (последние 150 л.) позволяют выделить характерные гидроклиматические сценарии, преобладающие в различные характерные периоды, вызывающие соответствующие изменения водного баланса и приводящие в конечном итоге к определенному положению уровня моря.

Таблица 7.3. Сценарии гидроклиматических условий при характерных положениях уровня Каспийского моря

Характерные уровни Каспийского моря, м абс.				
Сверхмаксимальный (-20)	Максимальный (-25)	Средний (-27)	Минимальный (-29)	Наименьший (-34)
Самый максимальный уровень за историческое время. Он фиксируется приблизительно 2600 лет назад. Его аномалия относительно среднего составляет около +7 м при обеспеченности 1% и повторяемости 1-2 раза за 2600 лет и продолжительность стояния 10-20 лет. Площадь моря достигает 472,7 тыс. км ² , а ее аномалия +85,6 тыс. км ² . Экстремальные климатические условия с преобладанием высокой степени увлажнения. Активный западный перенос воздушных масс. Очень высокий процент облачности. Максимальное количество циклонов с очень высокой волноностью. Преобладание паводочного режима в стоке рек. Ослаблены процессы испарения с морской акватории. Возможен приток вод Аму-дарьи в Каспий через Узбой. Заливы Кара-Богаз-Гол и Красноводский становятся частью акватории моря.	Средний сверххвостовой уровень за 10 тыс. лет. Максимальный уровень за инструментальный период фиксируется в 1937 и в 1922 годах. Его обеспеченность составляет 46% при повторяемости около 23 раз и средней продолжительности стояния около 110 лет. Площадь моря составляет 414,7, а ее аномалия — 22,1 тыс. км ² . Пониженная температура воздуха и волнопадного переноса воздушных масс. Увеличение облачности. Повышенная влажность воздуха. Увеличение испарения с акватории рек. Сокращение испарения с акватории моря. Повешенный сток в Кара-Богаз-Гол.	Средний уровень за историческое время. За инструментальный период фиксируется в 1937 и в 1922 годах. Его обеспеченность составляет 46% при повторяемости около 23 раз и средней продолжительности стояния около 110 лет. Площадь моря составляет 392,6 тыс. км ² . Переходный период в изменении климатических условий. Смена эпох циркуляционных процессов в атмосфере. Водность рек близка к среднепогодной.	Минимальный уровень за инструментальный период (1977 г.). Его аномалия — 2 м. Обеспеченность — 75% при повторяемости 20 раз и продолжительности стояния ниже среднего около 90 лет. Площадь моря снижается до 357,0 тыс. км ² при аномалии 35,6 тыс. км ² . Повышенная температура воздуха и воды. Ослабленный западный перенос воздушных масс при усиленном меридиональном. Пониженная водность циклонов и увлажнения бассейна, Низкая водность рек бассейна Волги и Урала. Повышенный сток рек Кавказского побережья. Низкий сток в Кара-Богаз-Гол.	Наиболее низкое стояние уровня за историческое время (2600 лет), которое фиксируется приблизительно 2250 и 1420 лет назад. Аномалия уровня относительно среднего составляет +7 м при обеспеченности 99% и повторяемости за 2600 лет около 4 раз при продолжительности стояния ниже среднего 50-60 лет. Площадь моря сокращается до 293,3 тыс. км ² при аномалии 99,3 тыс. км ² . Экстремально теплые климатические условия с высокой степенью засухливости. Преобладает меридиональный перенос воздушных масс. Облачность развита слабо. Ослабленная циклональная деятельность. Очень пониженная водность рек. Большое испарение с поверхности моря. Из-за отсутствия притока каспийских вод в залив Кара-Богаз-Гол, он превращается в озеро и возможно полное его усыхание.

Глава 8

ВОДНЫЙ РЕЖИМ СУШИ В ГОЛОЦЕНОВОЕ И ИСТОРИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ

8.1. Гидроклиматические особенности голоцена

Климаты послеледникового времени представляют наибольший интерес с точки зрения выяснения условий формирования современного режима вод суши и их возможных изменений в будущем.

После значительных климатических колебаний, происходивших 13,5–10 тыс. л.н., в предбореальном и бореальном периодах раннего голоцена (10–8 тыс. л.н.) климат большей части территории Восточной Европы и северной части Азии был прохладным и довольно сухим, особенно на Русской равнине, где сказывалось влияние сохранившихся в Фенноскандии остатков материкового оледенения [Палеогеография Европы..., 1982]. Наибольшее за голоцен увлажнение отмечалось в бореальное время в Сибири, что было связано с малой ледовитостью Арктики и возникновением северо-западного переноса воздушных масс [Хотинский, 1980]. На северо-востоке России температуры, возможно, более чем на 5°C превышали современные [Хотинский, Савина, 1985]. Облесенность региона значительно возросла из-за увеличения континентальности климата [Данилов, Полякова, 1978]. На юге российского Дальнего Востока в бореальное время также наблюдался голоценовый максимум температур летнего периода (на 1,5–2°C выше современных), тогда как сумма осадков была на 100–150 мм ниже современной [Палеогеография Северной Евразии..., 1978]. Над современными пустынями Средней Азии располагалась фронтальная зона, поэтому их увлажнение было довольно велико [Варущенко, 1982].

В первой половине атлантического периода (8–6 тыс. л.н.) на большей части Евразии происходило потепление и некоторое увлажнение климата (рис. 8.1). Вместе с тем на значительной части Сибири увлажненность могла несколько снижаться. Глобальные температуры, вероятно, достигли максимальных значений во второй половине атлантического периода. При этом установилось оптимальное соотношение ресурсов тепла в влаги, ускорился влагооборот и увеличилась биологическая продуктивность. По палеоботаническим данным наибольшее потепление отмечалось в высоких широтах, со значительным сокращением ледового покрова северных морей, поэтому меридиональные градиенты температур заметно уменьшались.

Летние температуры на севере Европейской части России и ее северо-востоке повышались на $3-5^{\circ}$ от современных, а южнее 50° были подобны современным [Климанов, 1982] или на $1-2^{\circ}$ ниже на юго-востоке ЕТР [Палеогеография Северной Евразии..., 1978; Муратова, Суетова, 1983], а на Среднем Урале на $3-3,5^{\circ}$ [Климанов, 1982], поэтому изменения среднегодовых температур могли быть достаточно близкими восточной и западной частям ЕТР. Размах сезонных колебаний температур был в Прибалтике таким же, как и ныне, а на Среднем Урале уменьшался на несколько градусов.

Среднегодовое количество осадков на севере ЕТР увеличивалось на 50–100 мм [Палеогеография Северной Евразии..., 1978; Климанов, 1982] или даже на 150–250 мм [Никифорова, 1980; Елина, 1984], а на $60-65^{\circ}$ с.ш. было сходно с современным. В южной половине Восточной Европы и на юге российского Дальнего Востока количество осадков уменьшалось на 100–150 мм по сравнению с современным [Муратова, Суетова, 1983].

Общее смещение июльских изотерм и годовых изогипс происходило в широтном направлении, поэтому структура климатической поясности и, соответственно, растительной зональности сохранялась.

Пояс высокого давления, вероятно, смещался до $40-50^{\circ}$ с.ш. Выпадение осадков здесь характеризовалось значительной сезонностью, поэтому общие изменения увлажненности были довольно сложны. Возможно, количество осадков на побережьях Каспия было на 75–100 мм/год больше современных величин [Климанов, 1982]. Уровень Каспия повышался, увлажненность юга Туркмении увеличивалась [Монин, Шишков, 1979]. Почти вся территория России, и аридная Средняя Азия, круглый год должны были находиться под воздействием широтного западного переноса воздушных масс [Хотинский, 1980].

В послелатлантическое время западный перенос влажных воздушных масс ослабевает, и Сибирь с суббореального периода находится уже под влиянием антициклональных условий. Количество осадков здесь уменьшается, увеличиваются сезонные изменения температур при общем сохранении их среднего-

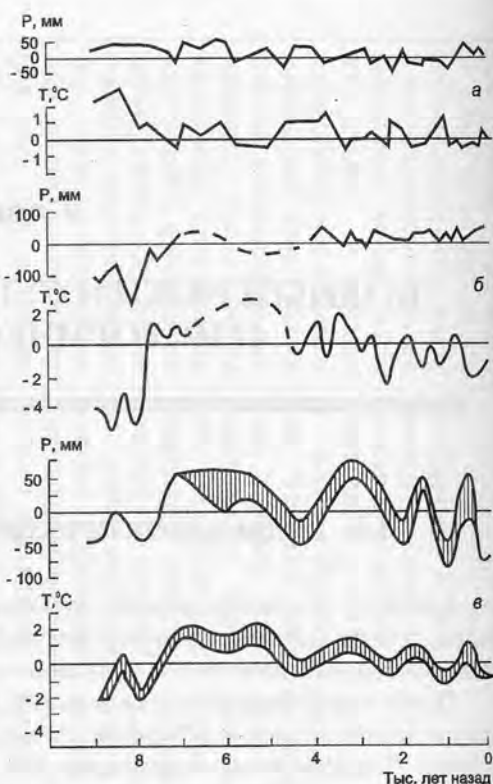


Рис.8.1. Изменение годовых атмосферных осадков (Р) и температуры воздуха (Т) по работе [Палеоклиматы голоцена, 1988]

а – на западе Украины; б – в Башкирии; в – в Белоруссии

довой величины. Увеличение ледовитости Арктического бассейна привело к иссушению северных районов Восточной Европы. Возможно, в этом регионе в середине суббореального периода (3,2–4,2 тыс. л.н.) могли быть наибольшие за голоцен температуры воздуха [Никифорова, 1980]. Некоторое потепление отмечалось в этот период и в других районах, за исключением северо-востока Азии, где происходило похолодание [Хотинский, Савина, 1985]. Количество осадков на большей части Русской равнины несколько снизилось по сравнению с атлантическим периодом. Значительное уменьшение увлажненности наблюдается последние 3,5–4 тыс. л. в Средней Азии [Варущенко, 1982; Мамедов, 1991] из-за усиления и расширения субтропического максимума, особенно в зимнее время.

Несмотря на относительную простоту временной структуры голоцена как межледниковья, в его пределах отмечается несколько климатических ритмов меньшей продолжительности и размаха колебаний. Установлен повсеместный характер по крайней мере пяти таких ритмов [Кинд, 1974; Зубаков, Борзенкова, 1984]. Наиболее значительные похолодания фиксируются на границах бореального и атлантического (~8 тыс. л.н.), атлантического и суббореального (рис. 8.2) периодов (4,7 тыс. л.н.) и во второй половине суббореального (3,2 тыс. л.н.).

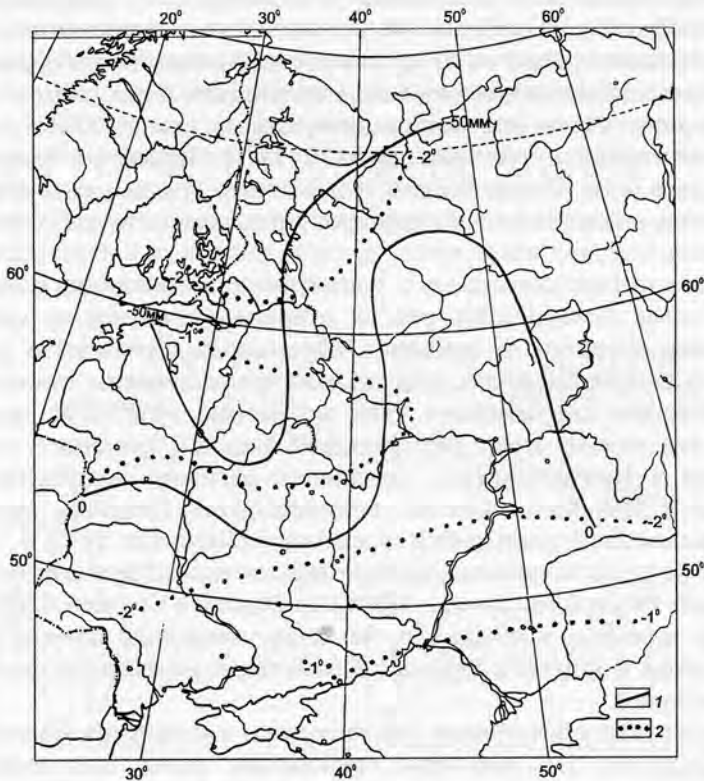


Рис.8.2. Климатические аномалии Восточной Европы для эпохи похолодания (около 4,5 тыс. л.н.)

1 – аномалии среднегодовых сумм осадков (Р мм); 2 – аномалии температуры воздуха (Т°С)

В притихоокеанском секторе умеренного пояса Евразии основным климатическим фактором были в голоцене колебания муссонности, выражавшиеся, в первую очередь, в сезонных различиях температуры и увлажнения [Селиванов, Степанов, 1981, 1982]. При планетарных похолоданиях интенсивность муссонных циркуляций в умеренных широтах увеличивалась, а при потеплениях – уменьшалась. В промежутках между 900 и 300 годами до н.э. (2,9–2,3 тыс. л.н.) в условиях повсеместного понижения температур увлажнение Западной Европы и Русской равнины увеличивалось, возможно, достигая наибольшего за голоцен уровня [Хотинский, 1980]. Изменчивость климата Европы в это время увеличивалась [Раунер и др., 1983]. В середине века повсеместно происходило повышение температур (т.н. малый климатический оптимум). Однако, если в приатлантическом секторе Евразии оно фиксируется уменьшением ледовитости морей и колонизацией Гренландии в XI–XIII вв. [Lamb, 1977], то в центре Русской равнины – в XIV в. [Бучинский, 1957; Ляхов, 1984], а на Дальнем Востоке – еще позже – в XV–XVI вв. [Аракава, 1975, 1973]. В более ранние периоды голоцена есть признаки запаздывания на 300–400 лет изменений увлажненности муссонного Приморья по сравнению с Восточной Европой [Селиванов, Степанов, 1982].

Представляет интерес развитие речных систем в течение голоценового межледниковья. Ряд исследований позволили установить, что в районах Западной и Центральной Европы, не испытавших значительных тектонических и гляциоэвстатических движений, переход от врезания рек, русловой многорукавности и в благоприятных тектонических условиях наращивания пойм вверх к меандрированию произошел более или менее одновременно, около 10 тыс. л.н., т.е. на границе плейстоцена и голоцена [Starkel, 1979]. Подобные закономерности характерны для Дона, Камы, Алдана и некоторых других рек и связываются с относительным, а возможно и абсолютным уменьшением твердого стока [Florek, 1982].

Во время позднеатлантического климатического оптимума голоцена (4,7–6 тыс. л.н.) сток большинства рек, в отличие от оптимума микулинского межледниковья, вероятно, не превышал современный. Сток многих рек европейской России, Западной Сибири, судя по палеоклиматическим данным мог быть на 10–15% меньше современного. Эти же данные позволяют предположить небольшое увеличение стока рек Западной Европы, северного склона ЕТР, Предкавказья и Причерноморья, Срединного региона. Сокращение годового стока на юге Дальнего Востока подтверждается прямыми палеогидрологическими данными об уменьшении стока Амура [Левинтов, 1975].

Из-за сокращения количества зимних осадков высота весенних половодий на большей части Русской равнины, в горах юга России, в Средней Азии и на Дальнем Востоке, вероятно, уменьшалась. Заметное увеличение зимнего увлажнения отмечалось лишь в Западной Европе и Прибалтике, на северном склоне ЕТР и в Западной Сибири.

Влияние на изменения режима рек оказывали и изменения климата меньшей продолжительности. На некоторых равнинных реках, например, на Оби отмечается чередование эрозии и аккумуляции, связанное с изменениями стока периодичностью около 2 тыс. л. [Маккавеев, Чалов, 1969]. Об уменьшении водности рек и проточных озер европейской России, юга Западной Сибири и

фазы уменьшения увлажненности материков свидетельствуют разнообразные данные, обработанные А.В.Шнитниковым [1957]. Это подтверждается данными об уменьшении высоты расположения археологических памятников мезолита, неолита и бронзового века на террасах рек и озер Северного Прикаспия в VII, VI–V, III и I тысячелетиях до н.э. По представлениям А.В.Шнитникова, периоды повышенной водности длятся 300–500 лет, а пониженной – вдвое больше.

Увеличение водности Волги, Оки, Волхова, Нерли, Вязьмы, Днепра и других рек ЕТР отмечалось в VI–II вв. до н.э. и в XIII–XVI вв. н.э. Нами установлено увеличение частоты экстремально высоких весенних половодий во всей европейской России в XIV–XVII вв., т.е. в эпоху, переходную от средневекового климатического оптимума к похолоданию и увлажнению климата, т.н. “малого ледникового периода” [Селиванов, Воронов, 1986]. Это подтверждает вывод об увеличении в эту эпоху неустойчивости климатических условий.

По сравнению с другими экстремальными природными явлениями высокие половодья на реках различных регионов ЕТР и Западной Европы характеризовались разновременностью, связанной со сложным взаимодействием при формировании стока макроклиматических факторов и местных ландшафтных условий.

В горных странах горно-долинные ледники ритмически направлено сокращались в последние 16 тыс. л. Их объем мог уменьшаться за это время в 7–10 раз. В среднем и позднем голоцене (последние 8 тыс. л.) колебания нижней границы альпийских ледников отражают происходившие глобальные климатические изменения (рис. 8.3). Периодам общего похолодания и увлажнения климата (5,0–4,7; 3,8–3,2; 2,5–1,8 тыс. л.н.) соответствовало время относительного роста горных ледников, продвижения их нижней границы значительно дальше современной. В эпохи термических оптимумов (7,8–7,5; 6,9–6,5 и 6,2–5,3 тыс. л.н.), а также в условиях общего снижения осадков (4,6–3,8 тыс. л.н.) горно-долинные ледники могли деградировать и их нижняя граница могла подняться до отметок, близких современным, и даже выше.

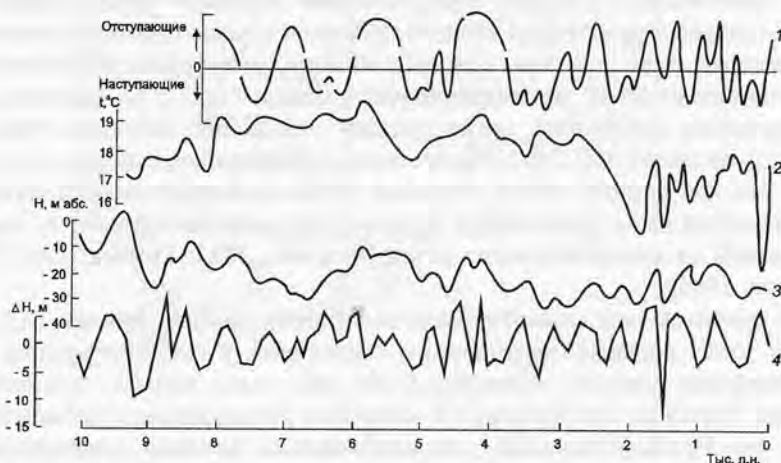


Рис. 8.3. Гидроклиматические изменения в различных районах Европы: границы альпийских ледников (1), температуры озерной воды острова Готланд (2), уровня Каспия (3) и его приращення (4) по [Röthlisberger and Gei, 1985; Mörner, 1980]

Общий характер циркуляции атмосферы и климатической зональности в последние 10 тыс. л., т.е. после распада последнего материкового оледенения, был принципиально сходен с современным. Поэтому климаты послеледникового времени представляют наибольший интерес при выяснении условий формирования современного режима вод суши и их возможных изменений в будущем.

В зависимости от положения территории относительно океанов и основных потоков атмосферной циркуляции изменения режима тепла и увлажнения в голоцене заметно различались. Как в пространстве, так и во времени наиболее теплыми периодами были оптимумы голоцена. Выделяются два или даже три таких промежутка времени: середина бореального периода (8,9–8,8 тыс. л.н.), часть позднеатлантической эпохи (6,2–5,3 тыс. л.н.) и середина суббореального периода (4,2–3,2 тыс. л.н.) [Борзенкова, Зубаков, 1984; Хотинский, Савина, 1985; Антропогенные изменения..., 1987]. В эти периоды в летнюю половину года приход солнечной радиации был на 5–7% выше современного, а концентрация в атмосфере углекислого газа, обуславливающего парниковый эффект, была на 20–25% больше доиндустриального уровня XIX века [Антропогенные изменения..., 1987].

Основным источником информации о климатических условиях голоцена (до начала исторической эпохи) служат палинологические данные, дополненные радиоуглеродными датировками. Спорово-пыльцевой анализ свидетельствует об изменении состава растительности, а затем на определенные древние аналоги современной растительности переносятся соответствующие климатические показатели, установленные по связям между современными климатическими характеристиками и растительными зонами, группами формаций. Достоверность такой информации определяется точностью датировки исходных данных и теснотой их корреляции с показателями климата.

Существующие методы анализа спорово-пыльцевых диаграмм позволяют восстанавливать по отдельным хронологическим срезам (как правило, в аномалиях от современного уровня) приближенные значения среднегодовых сумм осадков и средней температуры воздуха летнего и зимнего сезонов (температуры июля и января), реже – за год. Средняя ошибка существующих реконструкций осадков составляет 25–50 мм, температуры воздуха – до 0,5°C. Средняя ошибка радиоуглеродных датировок органогенных отложений голоцена чаще всего находится в пределах 100–200 л. Известным ограничением служит и то обстоятельство, что для ранних этапов голоцена точность климатической интерпретации уменьшается из-за возможного отличия современных вариантов растительных формаций от существовавших ранее [Величко, 1987; Гричук, 1985; Хотинский, Савина, 1985].

После значительных климатических колебаний, происходивших 13,5–10 тыс. л.н., т.е. в эпоху распада материкового оледенения, в предбореальном и бореальном периодах раннего голоцена (10–8 тыс. л.н.) климат большей части территории Украины, Белоруссии и России был прохладным и довольно сухим, особенно на Русской равнине, где сказывалось влияние сохранившихся в Фенноскандии остатков материкового оледенения [Палеогеография Европы..., 1985]. Возможно, летний приход солнечной радиации и концентрация углекислого газа были в это время максимальными за весь голоцен.

Сложность адекватной климатической интерпретации палинологических данных, особенно для раннего голоцена, и их абсолютной датировки часто приводит к различным оценкам аномалий осадков и температуры воздуха по отдельным временным срезам. Так, для периода 8500 л.н., характеризующего теплую фазу бореального периода [Хотинский, Савина, 1985], на большей части европейской территории страны годовых осадков было на 100–200 мм/год меньше современных, и лишь в северных приморских районах их количество могло быть больше примерно на 100 мм/год. Летние температуры на севере Русской равнины могли быть ниже на 1–2°C, на остальной части – несколько выше (0–1°C). Однако на основании палеореконструкций В.А.Климанова с соавторами [Климанов, Елина, 1984; Климанов, Серебрянная, 1986] можно предположить, что теплая фаза бореального периода по некоторым климатическим показателям на севере и в центральных районах восточной Европы была сходна с современной эпохой. Для Беларуси и западных районов Украины в бореальный оптимум отклонения среднегодовых температур воздуха от современных могли достигать -0,5–1,0°C, осадков при этом было меньше примерно на 25 мм/год; в Приуралье (бассейн р.Белой) отрицательные аномалии этих показателей могли составлять, соответственно, около 3°C и 50–75 мм/год [Палеоклиматы голоцена..., 1988] (рис. 8.4).

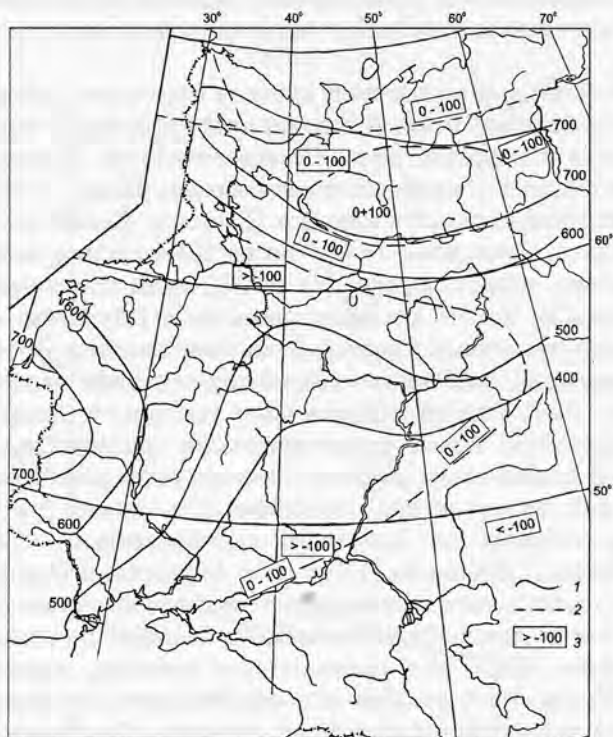


Рис.8.4. Годовые суммы осадков и их аномалии для оптимума бореального периода (8,5 тыс. л.н.) по Н.А.Хотинскому и С.С.Савиной [1985]

1 – изолинии осадков; 2 – изоаномали осадков; 3 – возможные величины аномалий

Похолодание в конце бореального периода вызвало снижение годовой температуры примерно на 1° в центре территории, 3° на северо-западе и до 5°C в Приуралье. Снижение летних температур на юго-востоке региона ($2\text{--}4^{\circ}\text{C}$) [Варущенко и др., 1987] могло быть более ощутимым, чем в северных ($1\text{--}2^{\circ}\text{C}$) и в центральных районах (до 1°C). При этом в северо-западных районах такая тенденция могла сопровождаться уменьшением годовых осадков (до 100 мм от современных), на юго-востоке – их увеличением примерно на 100 мм.

Исключительно высокая температурная контрастность между летом и зимой при пониженном фоне годовых сумм осадков относительно современного уровня, а следовательно, и высокая степень континентальности климата более характерны, вероятно, для начала предбореального периода и относительного похолодания в конце бореального периода.

Это наблюдалось не на всей территории России: в Северо-Восточном Прикаспии на рубеже бореального и атлантического периодов при более низких летних температурах увлажненность была выше современной [Клиге, 1980], что может объясняться усилением влияния циклонической деятельности на климат юго-востока ЕТР. Увеличение среднегодовых температур воздуха при общем росте летних температур и относительном увеличении увлажненности в центре и на севере ЕТР, а также уменьшение годовых амплитуд температуры воздуха на Среднерусской возвышенности в термический оптимум бореала могут свидетельствовать об относительном снижении степени континентальности климата ЕТР в этот период.

Наибольшее за голоцен увлажнение климата отмечалось в бореальное время в Сибири, что было связано с малой ледовитостью Арктики и усилением северо-западного переноса воздушных масс. На северо-востоке России температуры, возможно, более чем на 5°C превышали современные [Швец, 1978]. Существенно увеличивалась континентальность климата [Данилов, Полякова, 1978]. На юге Дальнего Востока в бореальное время также наблюдались максимальные за голоцен температуры летнего периода (на $1,5\text{--}2^{\circ}\text{C}$ выше современных), тогда как сумма осадков была на 100–150 мм ниже современной [Муратова, Суетова, 1983]. Над современными пустынями Средней Азии располагалась фронтальная зона, поэтому их увлажнение, особенно в зимний период, было выше современного [Варущенко и др., 1987]. Ранний голоцен (10–8 тыс. л.н.) в Средней Азии, как и во всем субтропическом поясе, характеризовался плювиальными условиями. Летние температуры здесь были, вероятно, заметно выше современных.

В плювиальный период раннего голоцена сток многих рек Средней Азии значительно увеличивался по сравнению с современным. Согласно водно-балансовым оценкам Д.Д.Квасова [1976], сток Амударьи и Сырдарьи в раннем голоцене был на треть больше современного естественного стока. Одновременно осуществлялся сток из Арало-Сарыкамышского бассейна по ныне сухому руслу Узоя в Каспийское море. Его среднегодовая величина оценивается от 30–35 км³/год [Селиванов, 1987] до 2740 м³ в сек [Мамедов, Трофимов, 1968]. Для периода голоцена характерно постепенное снижение обводненности африканских озер (рис. 8.5) и Каспийского бассейна.

Имеются сведения, что в период существования древнекитайских государств бронзового века Инь и Шан (XXIV–XII вв. до н.э.) в среднем течении р.Хуанхе и

Северо-Восточном Китае господствовали теплые и влажные климатические условия [Селиванов, 1994]. Самые значительные за всю историю Китая наводнения на реках Хуанхе и Янцзы, о которых имеются сведения, происходили как раз в начале этого периода, что вызвало необходимость развития грандиозных мелиоративных работ.

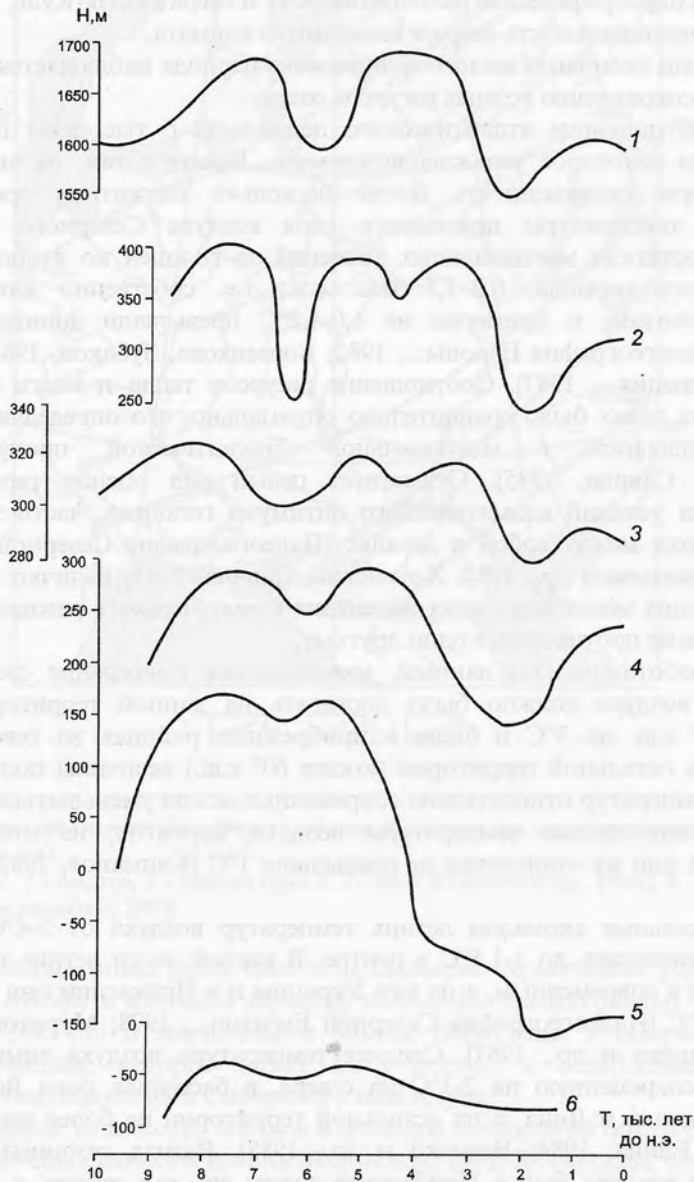


Рис.8.5. Возможные изменения уровня озер Африки в течение 10 тыс. лет до н.э.

1 – Шала; 2 – Аббе; 3 – Чад; 4 – Хэнли-Доби; 5 – Асан; 6 – Афрера

С изменениями климата Средней Азии и развитием оледенения на Тянь-Шане хорошо сопоставляются колебания водного режима озера Иссык-Куль. В период последнего позднеледникового оледенения, когда размеры горных ледников были небольшие (13–14 тыс. л.н.), озеро находилось в регрессивной фазе [Артемьев и др., 1992]. В первой половине голоцена (около 8 тыс. л.н.) происходит гидрографическое разобщение р. Чу и озера Иссык-Куль, что заметно повышает чувствительность озера к изменениям климата.

Со времени окончания малого ледникового периода наблюдается устойчивая тенденция к сокращению водных ресурсов озера.

В первой половине атлантического периода (8–6 тыс. л.н.) происходило потепление и некоторое увлажнение климата. Вместе с тем, на значительной части Сибири увлажненность могла несколько снижаться, среднегодовые глобальные температуры приземного слоя воздуха Северного полушария, вероятно, достигали максимальных значений за голоцен во второй половине атлантического периода, 6,2–5,3 тыс. л.н., т.е. собственно климатический оптимум голоцена, и примерно на 1,0–1,2°C превышали доиндустриальный уровень [Палеогеография Европы..., 1982; Борзенкова, Зубаков, 1984; Антропогенные изменения..., 1987]. Соотношение ресурсов тепла и влаги в основных растительных зонах было сравнительно оптимально, что определяло формирование ландшафтов с максимальной биологической продуктивностью [Хотинский, Савина, 1985]. Существует целый ряд оценок термических и плювиальных условий климатического оптимума голоцена, часто значительно различающихся между собой в деталях [Палеогеография Северной Евразии..., 1978; Бурашникова и др., 1982; Хотинский, Савина, 1985; Величко и др., 1987]. Однако в общих закономерностях изменения климатического режима в оптимуме голоцена они не противоречат один другому.

По палеоботаническим данным, максимальное повышение среднегодовых температур воздуха должно было достигать на данной территории от 2°C севернее 60° с.ш. до 3°C и более в прибрежных районах на севере региона (рис. 8.6). На остальной территории (южнее 60° с.ш.) величины положительных аномалий температур относительно современных могли уменьшаться, и в районе 50° с.ш. среднегодовые температуры воздуха, вероятно, не отличались от современных или же отклонение не превышало 1°C [Климанов, 1982, Методы..., 1985].

Положительные аномалии летних температур воздуха от 3–4°C на севере региона уменьшались до 1–1,5°C в центре. В южной части летние температуры были близки к современным, а на юге Украины и в Прикаспии они могли быть ниже на 1–2°C [Палеогеография Северной Евразии..., 1978; Муратова, Суетова, 1983; Варущенко и др., 1987]. Средняя температура воздуха зимних сезонов превышала современную на 2–3°C на севере, в бассейнах реки Волги (кроме верхнего течения) и Дона, а на остальной территории не более чем на 1–1,5°C [Климанов, Елина, 1984; Величко и др., 1988]. Размах сезонных колебаний температуры воздуха был в Прибалтике таким же, как сейчас, а на Среднем Урале уменьшался на несколько градусов. Еще более значительно амплитуда уменьшилась в Прикаспии: зимой здесь было на 2–3°C теплее, а летом примерно на 1°C холоднее, чем сейчас [Величко и др., 1987; 1988].

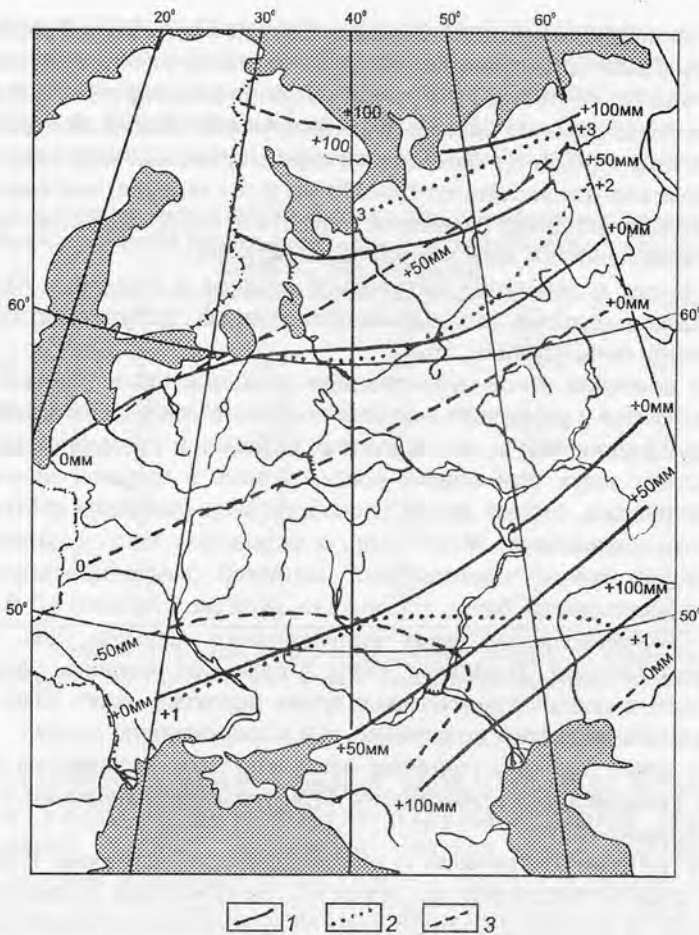


Рис.8.6. Аномалии годовых атмосферных осадков и температуры для климатического оптимума голоцена (5,5 тыс. л.н.)

Аномалии: 1, 3 – осадков, 2 – температуры; 1, 2 – по А.А.Величко и др., [1988], 3 – по [Антропогенные изменения климата..., 1987]

В целом рассматривая различные палеосценарии термических условий голоцена, можно отметить широкий характер изоаномал среднегодовых температур воздуха (см. рис. 8.6) и значительное зимнее потепление в северных и юго-восточных районах, которое может быть связано с ослаблением влияния Арктического антициклона и Сибирского максимума.

Среднегодовое количество осадков в оптимум голоцена на севере было на 50–100 мм больше современного уровня [Климанов, 1982; Хотинский, Савина, 1985; Антропогенные изменения климата..., 1987]. В Карелии, Прибалтике, центральных районах, на Северном Урале осадки практически не отличались от современных и лишь в отдельных точках могли быть меньше на величину порядка 25–50 мм.

В южной половине Восточной Европы, Сибири и юга Российского Дальнего Востока осадки были больше современных на величину от 50 мм на юге Украины и Средней Волге до 75–100 мм в Прикаспии [Величко и др., 1987; Варушенко и др., 1987]. Согласно другим оценкам [Палеогеография Северной Евразии..., 1978; Бурашникова и др., 1982], в южной части территории, как например в бассейне р. Волги, количество могло быть на 100–150 мм в год меньше, чем теперь. По другим данным [Антропогенные изменения климата..., 1987], снижение примерно до 50 мм было характерно для всей южной части региона.

В то же время о заметном увеличении осадков в Северном Прикаспии в позднеатлантическое время свидетельствуют данные, полученные в результате изучения древних почв [Демкин, 1985].

Основная величина столь существенных расхождений в оценках количеств осадков заключается в различиях методик восстановления палеосадков. Наряду с этим можно предположить, что в южных районах в климатический оптимум голоцена частота засух при общем росте осадков в среднем за многолетний период увеличивалась. Этому могло способствовать смещение субтропического пояса высокого давления до 40–45° с.ш., в результате чего выпадение осадков здесь характеризовалось значительной сезонной изменчивостью, и общие изменения увлажненности были достаточно сложны. Эпохой 6,6–5,5 тыс. л.н. датируются заключительные фазы плювиального периода для территории Средней Азии [Мамедов, Трофимов, 1986]. В целом по условиям увлажненности на крайнем юге в позднеатлантическое время вероятнее всего было несколько суше, чем в раннем голоцене, но влажнее, чем в современную эпоху.

В более ранние периоды голоцена возможно запаздывание на 300–400 лет экстремумов увлажненности муссонного Приморья по сравнению с Восточной Европой [Селиванов, 1994].

Во время позднеатлантического климатического оптимума голоцена (6,2–5,3 тыс. л.н.) сток большинства рек, вероятно, не превышал современного. Сток многих рек ЕТР и Западной Сибири, судя по палеоклиматическим данным, мог быть на 10–15% меньше современного. Так, сток рек в бассейне Верхней Волги был на 20–25, а суммарный сток Волги – на 15% меньше современного [Величко и др., 1987]. Палеоклиматические данные позволяют предположить небольшое увеличение стока рек Западной Европы, северного склона ЕТР, Предкавказья и Причерноморья, Срединного региона. Сокращение годового стока на юге Дальнего Востока подтверждается палеогидрологическими данными. Сток по Узбою отсутствовал, а сток Амударьи и Сырдарьи был сравнительно невысок.

Из-за сокращения количества зимних осадков высота весенних половодий на большей части Русской равнины, в горах юга России и Среднее Азии и на Дальнем Востоке, вероятно, уменьшалась. Заметное увеличение зимнего увлажнения отмечалось лишь в Западной Европе и Прибалтике, на северном склоне ЕТР и в Западной Сибири [Клиге, 1992].

На атлантико-суббореальном рубеже значительно похолодало, пик этого периода в северных и центральных районах относится примерно к 4,5 тыс. л.н. Годовые суммы осадков были меньше современных на 50–100 мм, температура воздуха – на 2–2,5°C (табл. 8.1). В начале суббореального периода количество осадков уменьшилось, сезонные изменения температуры воздуха увеличились,

что, по-видимому, было вызвано ослаблением западного переноса и усилением антициклонального режима на европейской территории страны. Увеличение ледовитости арктических морей привело к относительному иссушению севера Восточной Европы [Хотинский, Савина, 1985]. Почти одновременно (4,6 тыс. л.н.) происходило заболачивание озерных водоемов Русской равнины.

Таблица 8.1. Аномалии показателей теплового и водного балансов крупных речных бассейнов Евразийской территории России в эпоху глобального похолодания, около 4,5 тыс. лет назад

Бассейны рек	ΔP	ΔT°	ΔE_0	ΔE	ΔU	$\Delta U\%$
Печора	-25	-1,7	-30	-20	-5	-0
Северная Двина	0	-1,7	-20	-15	+15	+5
Нева	-50	-1,5	-10	-20	-30	-11
Западная Двина	-25	-0,8	-10	-15	-10	-5
Неман	-20	-1,0	-15	-15	-5	-3
Днепр	0	-1,8	-45	-20	+5 – +20	+18
Днестр	0	-1,0	-60	-25	+25	+18
Дон	-20	-1,5	-60	-5	+25	+45
Урал	0	-1,0	-15	-5	+5	+2
Волга	-10	-1,3	-20	-20	+10	+6
Верхняя Волга	-10	-1,0	-20	-15	+5	+3
Ока	-15	-1,3	-30	-25	+10	+7
Кама	0	-1,5	-5	-10	+10	+5

Примечание: отклонения средних многолетних годовых величин от современного уровня – Р (осадки), E_0 (испаряемость), U (речной сток) в мм, T° (температура воздуха в $^{\circ}C$), $U\%$ (речной сток в %)

В послеледниковое время западный перенос влажных воздушных масс ослабевает, и Сибирь с суббореального периода находится под влиянием антициклональных условий. Количество осадков здесь уменьшается, увеличиваются сезонные изменения температур при общем сохранении их среднегодовой величины. Рост ледовитости Арктического бассейна привел к иссушению севера Восточной Европы. Возможно, в этом регионе в середине суббореального периода (4,2–3,2 тыс. л.н.) достигались наибольшие за голоцен температуры воздуха. Некоторое потепление отмечалось в этот период и в других районах, за исключением северо-востока Азии, где происходило похолодание [Хотинский, Савина, 1985]. Количество осадков на большей части Русской равнины, вероятно, несколько снижалось по сравнению с атлантическим периодом. Для эпохи 3,8–3,0 тыс. л.н. характерна (рис. 8.7) наибольшая изменчивость увлажнения данного региона. Значительное уменьшение увлажненности наблюдается в последние 3,5–4 тыс. л. в Средней Азии [Варущенко и др., 1987] из-за усиления и расширения субтропической области повышенного атмосферного давления, особенно в зимнее время. Одновременно наибольшее за голоцен количество осадков наблюдалось на юге Дальнего Востока [Кузьмина и др., 1987].

Несмотря на относительную простоту временной структуры голоцена как межледниковья, в его пределах отмечается несколько климатических ритмов меньшей продолжительности и размаха колебаний. Установлен повсеместный характер по крайней мере пяти таких ритмов. Наиболее значительные периоды похолодания и увлажнения климата фиксируются на границах бореального и

атлантического (около 8 тыс. л.н.), и во второй половине суббореального периода (3,8–3,2 тыс. л.н.).

В максимум суббореального потепления около 3,5 тыс. л.н. среднегодовая температура воздуха на севере региона на 1,0–1,5°C, а температура июля и января – на 1–2°C выше современной [Климанов, Елина, 1984; Колебания климата..., 1988]. Сходные условия положительных аномалий зимних и летних температур воздуха характерны для максимума среднего суббореала практически на всей территории бывшего СССР. Для юго-востока Европейской территории страны климатические показатели, вероятно, были близки к современным.

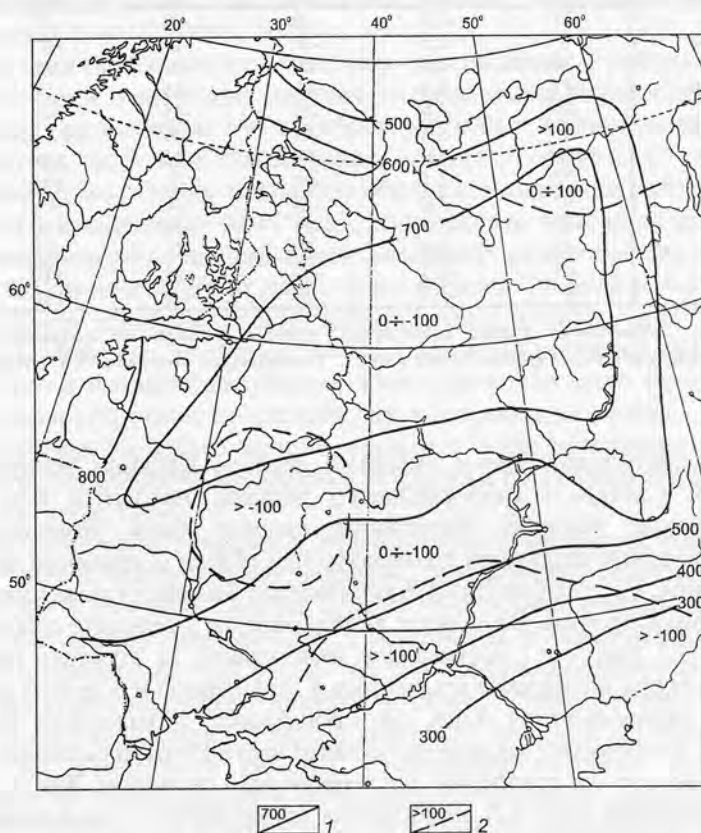


Рис.8.7. Пространственное распределение осадков для оптимума суббореального периода (3,5 тыс. л.н.) по результатам Н.А.Хотинского и С.С.Савиной [1985]

1 – годовые суммы осадков; 2 – их аномалии

В оценке пловияльных условий суббореального оптимума имеются значительные расхождения. По данным Н.А.Хотинского и С.С.Савиной [1985], количество осадков на большей части Русской равнины, очевидно, снизилось по сравнению с позднеатлантическим периодом, а от современного уровня величина их отрицательной аномалии могла составлять 50–100 мм/год. В свою очередь, по данным В.А.Климанова [Климанов, Елина, 1984; Климанов, Серебрянная,

1986], для оптимальной фазы суббореала отмечается относительно повышенный фон среднегодовых осадков в северо-западных и центральных районах европейской территории страны. Согласно исследованиям Ю.Л.Раунера [1981], для эпохи 3,8–3,0 тыс. л.н. характерна наибольшая изменчивость увлажнения региона. Л.Старкель и Н.А.Хотинский [1985] отмечают для времени около 3,2 тыс. л.н. похолодание и увеличение влажности климата в центре Русской равнины.

В притихоокеанском секторе умеренного пояса Евразии основным климатическим фактором в голоцене были колебания муссонности, выразившиеся в первую очередь в сезонных различиях температуры и увлажнения. Предполагается, что при планетарных похолоданиях интенсивность муссонной циркуляции в умеренных широтах увеличивалась, а при потеплении уменьшалась.

Около 3 тыс. л.н. происходило крупное наступление ледников Тибета и подъем уровня оз. Цинхай в Китае со значительным увеличением его площади. Понижение среднегодовой температуры в Китае могло достигать 4°C [Селиванов, 1994].

В промежуток между 900–360 гг. до н.э. (2,9–2,3 тыс. л.н.) в условиях повсеместного понижения температур увлажнение Западной Европы и Русской равнины увеличивалось, возможно, достигая наибольшего за голоценовый период уровня [Палеогеография Европы..., 1982].

Ярким отражением гидроклиматических изменений в Средней Азии является Аральское море. На протяжении всей голоценовой истории его уровень, в зависимости от характера увлажненности его бассейна, и особенно горных районов Памира и Тянь-Шаня, колебался от 70 до 25 м с размахом до 45 м. Периодически его обширная, но неглубокая впадина могла почти полностью высыхать.

Изменение положений русел Амударьи и Сырдарьи приводили к перераспределению стока между Аральской и Сарыкамышской котловинами и тем самым оказывали также большое влияние на водный режим Арала [Лю-Хун, 1993].

В последние тысячелетия определенную роль в изменениях уровня и сокращении продолжительности трансгрессивных фаз Аральского моря играл разбор воды на орошение.

В конце суббореального – начале субатлантического периодов (около 2,9–2,3 тыс. л.н.) на территории суши северного полушария доминирующими были разнонаправленные изменения температуры воздуха и осадков (в отличие от позднеатлантического и суббореального максимумов, когда такой характер изменений был выражен в основном в полосе между 50–60° с.ш.). В условиях повсеместного понижения температур на 1–2°C увлажненность Русской равнины (как и Западной Европы) увеличивалась, возможно, достигая наибольшего за голоцен уровня [Хотинский, 1980; Палеогеография Европы..., 1982]. Практически для всей территории региона годовые суммы осадков были примерно на 25 мм выше современных [Палеоклиматы голоцена, 1988]. В начале субантарктического периода наряду с увеличением влажности климата отмечаются повышение уровня многих озер на западе региона и активизация деятельности рек.

По геоморфологическим данным, относительно низкий уровень воды в гидрографической сети центра Русской равнины, характерный для периода бореального оптимума, мог значительно повыситься к атлантико-бореальному рубежу около 8 тыс. л.н.. В этот же период для рек Западной Европы и Польши могла

быть характерна высокая повторяемость крупных наводнений [Старкель, Хотинский, 1985].

Начало и конец атлантического времени характеризовались сухостью в Европейском регионе, тогда как в середине периода (6,6–6,0 тыс. л.н.) происходили трансгрессии озер и подвижки ледников. В эпоху голоценового оптимума регрессии отмечаются для озер северо-запада Прибалтики [Палеогеография Северной Евразии..., 1978]. Во время позднеатлантического оптимума сток большинства рек европейской территории страны, за исключением северных районов, вероятно, не превышал современный. По различным оценкам, например, для бассейна Волги, сток мог быть меньше современного на 6–7% [Винников, Лемешко, 1987], на 15 [Величко и др., 1988] или 15–25% [Ефимова, 1987]. Сокращение количества зимних осадков могло вызвать относительное понижение весенних половодий на реках большей части региона кроме рек северного склона европейской территории страны, Прибалтики, где по палеоклиматическим данным, зимнее увлажнение могло несколько увеличиваться.

Сравнение максимума вюрмского похолодания (18 тыс. л.н.) и климатического оптимума голоцена (6–5 тыс. л.н.) показывает, что изменение глобальной температуры достигало 4–5°C. Это привело к существенным перестройкам атмосферного давления и изменениям общей циркуляции атмосферы, что определяло характер увлажнения территории суши [Борзенкова, 1992]. Сравнительно теплом климату оптимума голоцена (6–5 тыс. л.н.) соответствовали наиболее высокие уровни озер в субтропических и тропических районах (рис. 8.8). Наиболее значительные глобальные потепления позднеледникового вызвали развитие регрессионных стадий Каспийского моря, а похолодания – наоборот.

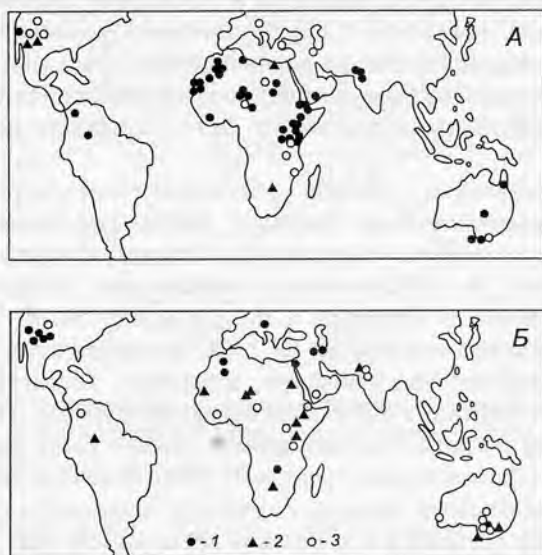


Рис.8.8. Уровень озер по И.И.Борзенковой [1992]

А – оптимум голоцена (5–6 тыс. л.н.); Б – максимум вюрмского похолодания; Уровни: 1 – высокий, 2 – средний, 3 – низкий

На атлантико-суббореальном рубеже регрессия привела к заболачиванию многих озерных водоемов центра Русской равнины [Старкель, Хотинский, 1985]. В начале субатлантического периода по этим же данным отмечалось повышение уровня в гидрографической сети запада региона, активизировалась деятельность рек. С эпохой увлажнения климата некоторые авторы связывают кратковременный период возобновления поверхностного стока до 5–11 км³/год в Каспийское море по Узбою [Селиванов, 1987].

На изменение режима стока рек региона в голоцене могли влиять относительно кратковременные для этого масштаба времени климатические колебания (табл. 8.2). На некоторых равнинных реках отмечается связанное с изменениями стока чередование эрозии и аккумуляции с периодичностью около 2 тыс. л. [Маккавеев, Чалов, 1969, 1986]. Об уменьшении водности рек и проточных озер Европейской России, юга Западной Сибири в фазы уменьшения увлажненности материков свидетельствуют разнообразные данные, обработанные А.В.Шнитниковым [1957] и другими. Согласно этим данным, периоды повышенной водности длятся 300–500 лет, а пониженной – вдвое больше [Шнитников, 1969].

Использование массового материала о фациальном составе озерных осадков, их абсолютном возрасте, изменениях макро- и микрофауны, геохимической обстановке и смене растительных формаций в водоемах и на суше, в их бассейнах, а также материалов по археологии, радиоуглеродному датированию, с помощью комплекса палеогеографических анализов позволяют получить определенные представления об изменениях характера увлажненности и развития циркуляционных процессов в атмосфере за последние 10 тыс. л. практически для всего северного полушария [Варущенко и др., 1987]. От тропиков до 50° с.ш. (исключая центр Русской равнины) в голоцене выявляются две эпохи: плейвиальная и постплейвиальная, засушливая, продолжающаяся до настоящего времени (рис. 8.9).

Берега морей, освободившиеся в голоцене от покровного оледенения, испытали значительное поднятие. Например, относительное поднятие Кольского полуострова за послеледниковое время превысило 100 м. Это оказало значительное влияние на развитие речной и озерной сети. Однако изостатическое воздействие оледенения не распространялось далеко. Так, уже в восточной части Онежского залива Белого моря амплитуда поднятия не превысила нескольких метров.

Значительные изменения климата происходили в субатлантическом периоде голоцена (последние 2,5 тыс. л.) и в азиатской части России. Так, в бассейне оз. Иссык-Куль в этот период отмечаются две эпохи увлажнения [Алешинская и др., 1985].

Это подтверждается материалами по Северному Прикаспию. С эпохой увлажнения климата 2–2,5 тыс. л.н. можно связать кратковременный период стока по Узбою, когда среднегодовой расход составлял 150–300 м³/с.

Исследования изменения высоты снеговой линии в Джунгарском Алатау показывают, что объем горно-долинных ледников сократился со 125 (10 тыс. л.н.) до 25–30 (5 тыс. л.н.) и 16 км³ в настоящее время. Даже в течение XX в. наблюдается значительное сокращение многих горно-долинных ледников.

Таблица 8.2. Аномалии показателей теплового и водного балансов крупных речных бассейнов Европейской территории России для климатических условий термических оптимумов голоцена

Бассейны рек	Оптимум борсала, 8,5 тыс. лет назад					
	Р мм	Т°	Е ₀ мм	Е мм	У мм	У %
Печора	40	0	30	15	25	6
Северная Двина	-10	-0,8	-10	-10	0	0
Нева	-30	-0,8	0	-10	-20	-7
Западная Двина	-50	-1,0	0	-25	-25	-12
Неман	-50	-1,2	-10	-25	-25	-12
Днепр	-30	-1,6	-25	-25	-5	-5
Днестр	-30	-1,8	-40	-25 - -30	0 - -5	-2
Дон	-25	-2,5	-35	-25	0	0
Урал	-10	-3,0	-40	-10	0	0
Волга	-20	-1,6	-20	-15	-5	-3

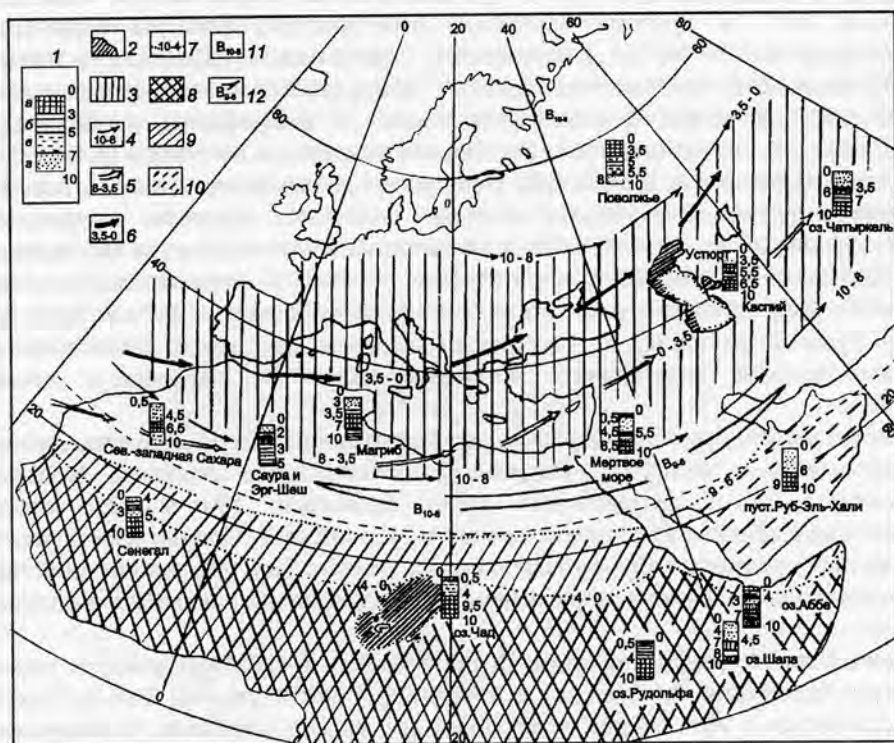


Рис.8.9. Трансформация увлажненности западной Евразии и Северной Африки в голоцене по С.И.Варуценко, А.Н.Варуценко, Р.К.Клиге [1987]

1 – степень увлажненности (а – высокая, б – умеренная, в – неустойчивая, г – низкая); 2 – затопляемые территории; 3 – зона наибольшей частоты прохождения атлантических циклонов и их границы; 4 – 10–8 тыс. л.н., 5 – 8–3,5 тыс. л.н., 6 – после 3,5 тыс. л.н.; 7 – северная граница летних муссонов и соответствующие периоды; 8,9 – область выпадения летних муссонных осадков (8 – в последние 4 тыс. лет, 9 – 10–4 тыс. л.н.); 10 – активизация летних муссонов 9–6 тыс. л.н.; 11 – господство антициклонов 10–8 тыс. л.н.; 12 – ось редуцированных зимнего субтропического максимума и летней тропической депрессии в раннем–среднем голоцене

Таблица 8.2.

(окончание)

Оптимум суббореала, 3,5 тыс. лет назад						Малый климатический оптимум, 1 тыс. лет назад					
Р мм	Т°	Е ₀ мм	Е мм	У мм	У %	Р мм	Т°	Е ₀ мм	Е мм	У мм	У %
70	1,6	45	25	45	11	40	1,5	35	+20 – +25	+15 – +20	4
20	1,4	15	10	10	3	25	1,2	15	15	10	3
10	1,3	35	20	-10	-4	35	1,0	15	15	20	7
0	1,0	35	15	-15	-7	30	0,8	20	20	10	5
0	0,8	10	0 – +5	0 – -5	-2	0	0,7	25	+5 – +10	-5 – -10	-4
10	0,8	20	10	0	0	0	0,5	15	5	-5	-5
0	0,8	10	0 – +5	0 – -5	-2	-25	0,3	25	-5	-20	-15
10	0,8	15	10	0	0	0	0,3	5	5	-5	-11
10	1,0	25	+10 – +15	0 – -5	-2	-20	0	15	0	-20	-13
-5	0,8	30	+5 – +10	-10 – -15	-7	20	0,6	5	5	15	9

Ритмически направленные изменения высоты снеговой линии в различных районах в течение голоцена происходили практически одновременно. Последнее наступление горно-долинных ледников связано по времени с малым ледниковым периодом, а предыдущее, возможно, с малым климатическим оптимумом. На северном склоне Большого Кавказа наступания ледников датируются XIII–XIV и началом XIX в. Сходные датировки получены различными методами для ледников северной части Тянь-Шаня.

8.2. Аральское море как индикатор увлаженности Средней Азии

Имеются сведения, что в позднем плейстоцене основные реки бассейна Аральского моря, Амударья и Сырдарья, текли через Низменные Каракумы в Каспий, и в условиях холодного и крайне сухого климата ледниковой эпохи водоем в Аральской котловине достаточно крупного размера вряд ли мог существовать. Лишь после того, как в конце последней ледниковой эпохи Амударья и Сырдарья достигают Аральской котловины, и именно с этого момента возможно с той или иной степенью подробности представить историю Арала как крупного озерного водоема [История озер..., 1991].

Следует отметить, что фрагмент береговых линий и особенности накопления морских отложений указывают на то, что в голоцене площадь Аральского моря и объем воды в нем могли достаточно резко изменяться. Уровень водоема мог колебаться более чем на 30 м: от +25–30 до +55–59 м, а возможно и до +70–72,5 м, причем эти изменения, возможно, происходили менее чем за тысячу лет [Маева, Маев, 1991]. При этом площадь озера могла меняться почти в 4 раза: от 25–30 до 95–100 тыс. км², а объем – в еще более значительных пределах (рис. 8.10, по А.О.Селиванову) [Клиге и др., 1996].

Одной из важнейших причин изменения уровня Аральского моря в голоцене были колебания увлажненности климата Среднеазиатского района. Менявшиеся

в связи с этим количество атмосферных осадков, объем речного стока и величина испарения с поверхности водоема могли приводить к достаточно резким изменениям размеров озера и высоты положения его уровня [Клиге и др., 1996].

Важной особенностью является то обстоятельство, что впадающие в Аральское море Амударья и Сырдарья берут свое начало в горах Памира и Тянь-Шаня и имеют в значительной степени ледниковое питание. Поэтому изменения их стока существенно зависели от интенсивности таяния горно-долинных ледников.

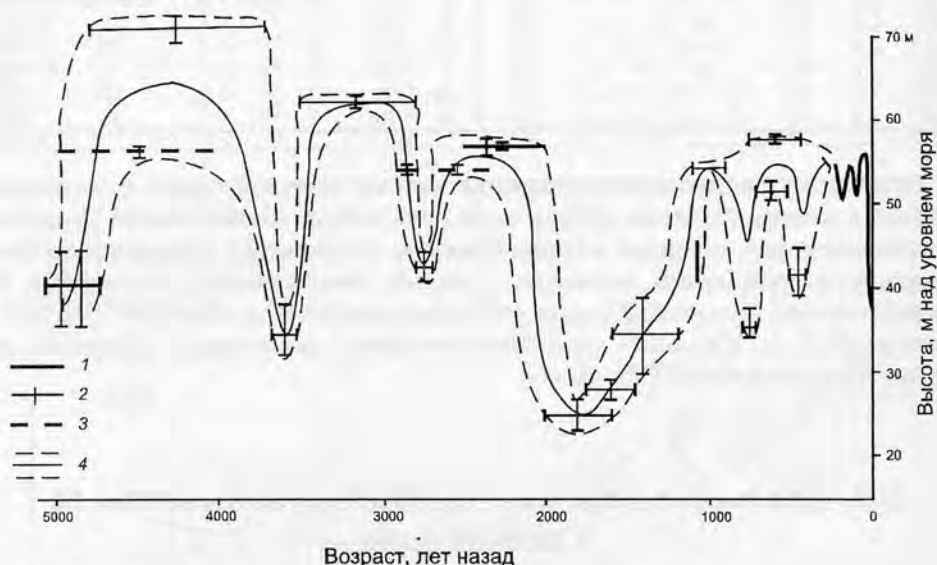


Рис.8.10. Изменение уровня Аральского моря в голоцене по различным данным

1 — исторические и археологические; 2 — геологические и радиоуглеродные; 3 — геолого-геоморфологические; 4 — осредненная кривая возможного диапазона изменений

Помимо климатического фактора, большую роль в истории Арала могли играть блуждания русел рек и, в первую очередь, основной питающей водной артерии — Амударьи. Эта река несет громадное количество наносов, которые со временем заполняют долину, и она, смещаясь то в одну, то в другую сторону, ищет новые пути для стока своих вод. За голоцен Амударья сформировала несколько разновозрастных дельт на южном побережье Аральского моря; возможно, временами ее сток целиком направлялся в Сарыкамышскую котловину, откуда излишки воды через Узбой сбрасывались в Каспийское море. Эти блуждания низовьев Амударьи существенно сказывались на обводненности Арала, из-за чего положение его уровня менялось в значительных пределах.

И.Г.Вейнбергс и В.Я.Стелле [1980] считают, что в истории Аральского моря, начиная с позднеледникового времени, с большей или меньшей степенью вероятности можно выделить паскевичскую, таранглыкскую, шомышкольскую, древнеаральскую, новоаральскую и современную стадии развития.

Паскевичская регрессивная стадия выделяется по времени существования бассейна (или бассейнов), в котором накопилась толща глин с прослоями солей и гипса, залегающая под маломощным слоем более молодых неуплотненных илисто-глинистых отложений. Паскевичская стадия предположительно датируется концом позднего плейстоцена и ранним голоценом, когда климат равнин Средней Азии был холодным и сухим, как и в большинстве аридных районов юга умеренного и севера субтропического поясов Старого Света [Мурзаева и др., 1984; Борзенкова, 1990]. Этот бассейн характеризовался очень низким уровнем, при котором количество воды в море уменьшилось настолько, что началось накопление гипса и мирабилита. Возможно, уровень Арала понижался до 31–36 м [История озер..., 1991]. По всей вероятности, море в это время распадалось по крайней мере на два самостоятельных водоема – Малое море и бассейн, занимающий остальную часть Аральской впадины (рис. 8.11).



Рис.8.11. Палеогеографическая схема Аральского моря по С.Д.Николаеву [1995]

1 – в эпоху максимальной регрессии 1600 лет назад; 2 – в трансгрессивную фазу; 3 – геологические станции; 4 – русла прарек

Таранглыская, куландинская и шомыш-кольская стадии выделяются как время существования регрессивных бассейнов, оставших на подводном склоне Арала береговые линии на абсолютных отметках 35,5–36,0 м, 40,0–41,0 и 43,0–44,5 м. Вопрос об возрасте этих стадий к настоящему времени не решен. Возможно, упомянутые стадии связаны с фазами кратковременной стабилизации уровня моря за время его общего подъема после паскевичской стадии [Вейнбергс, Стелле, 1980], хотя не исключен и их более поздний возраст [Маева, Маев, 1991].

Древнеаральская и новоаральская стадии выделяются по времени существования бассейнов, образовавших береговые линии на современном побережье Арала. Древнеаральский берег гипсометрически наиболее высок (57–58 м абс. высоты). Новоаральский берег, датируемый 2860 ± 80 л.н., расположен на несколько метров ниже: его абсолютные отметки составляют около 54,5 м [Вейнбергс, Стелле, 1980].

На западном и северном берегах Аральского моря описана также террасовидная поверхность на абсолютных отметках +72, +73 м, которую некоторые исследователи считают террасой максимальной в голоцене трансгрессии [Маева, Маев, 1991]. В отложениях террасы найдены раковины моллюска *Cardium edule* (*Cerastoderma glaucum*), появившегося в бассейне Каспия из Черного моря лишь в

голоцене. Это служит основанием для предположения о голоценовом возрасте этой террасы. Однако длительное существование Арало-Сарыкамышского водоема на отметках выше +70 м в условиях современного рельефа маловероятно, поскольку при этом он стал бы заливом Каспийского моря, что не подтверждается данными по голоценовой истории региона [Кесь, 1991].

По мнению Э.Д.Мамедова [История озер..., 1991], данные об археологических памятниках на поверхности террасы подтверждают ее голоценовый возраст, соответствующий периодам раннего, развитого и начала позднего неолита, то есть VII–III тысячелетиями до н.э., когда увлажнение климата региона было особенно велико (т.н. льявляканский плювиал). П.В.Федоров [1980] допускает, что терраса могла сформироваться за сравнительно короткое время в начале древнеаральской трансгрессии. Быстрое пропиливание водораздела, отделяющего Аральскую впадину от Сарыкамышской на юго-западе, возможно, привело к резкому падению уровня водоема до отметок +57, +58 м. Следы заполнения в середине голоцена не только Аральской и Сарыкамышской впадин, но и соседствующей с ними на западе впадины Ассак-Аудан, является 3–4-метровая озерная терраса на бортах последней [Епифанов, 1981].

Между тем, голоценовый возраст и даже озерный генезис поверхности на высоте +72, +73 м подвергается сомнению многими исследователями. Согласно данным группы Л.Г.Серебрянного, соответствующая трансгрессия происходила в конце последнего позднеледникового оледенения, около 12 тыс. л.н. [Серебрянный и др., 1980] или еще раньше. В качестве доказательства приводится единичная радиоуглеродная датировка – около 24820 ± 820 л.н. [Пшенин и др., 1984]. Существует даже мнение, что в позднеледниковое время трансгрессии из Арала распространялись на север по Тургайской ложбине, достигая Западно-Сибирской низменности [Зайонц и др., 1981], либо в Аральскую котловину с севера поступали талые ледниковые воды [Гросвальд, 1983]. Однако геологических материалов в пользу обеих гипотез явно недостаточно. На основе анализа данных по донным колонкам И.В.Рубанов также приходит к выводу о позднеледниковом возрасте первой, наиболее высокой, древнеаральской трансгрессии [Геология Аральского моря, 1987]. И.С.Плещеев [1984] считает поверхность на отметках +70, +72,5 м озерно-пролювиальной, отрицая ее прямую связь с трансгрессиями Арала.

Вероятно, точка зрения о среднеголоценовом возрасте древнеаральской трансгрессии наиболее обоснована, как с точки зрения геолого-геоморфологических данных, так и исходя из палеоклиматических материалов, поскольку с периодам 9–4 тыс. л.н. связано наибольшее увлажнение климата равнин Средней Азии и семиаридных внутриконтинентальных областей Старого Света в целом [Мурзаев и др., 1984; Борзенкова, 1990; Виноградов, Мамедов, 1991].

Согласно А.С.Кесь с соавторами [1980], до начала 11-го тысячелетия до н.э. основной сток Амударьи направлялся в Сарыкамышскую впадину, а затем стал поступать в Арал с юго-востока. По их данным, на рубеже 2 и 1 тысячелетия до н.э. Амударья полностью направилась в Арал с юга по руслу, близкому к современному. По палеогеографическим и археологическим данным климат Туркменистана в эпоху бронзы (1-я половина и середина 1-го тысячелетия до н.э.) был значительно влажнее современного [Виноградов, Мамедов, 1991]. На месте

безводных ныне такыров распространялись водоемы с берегами, покрытыми тугайными зарослями [Ермолова, 1982]. По мнению А.С.Кесь [Кесь и др., 1980; Кесь, 1991], миграция русла Амударьи в начале 1-го тысячелетия до н.э. привела к развитию на Арале первой в голоцене крупной трансгрессии, которую они сопоставляют с древнеаральской, а Сарыкамышская впадина к этому времени почти полностью высохла (рис. 8.12).

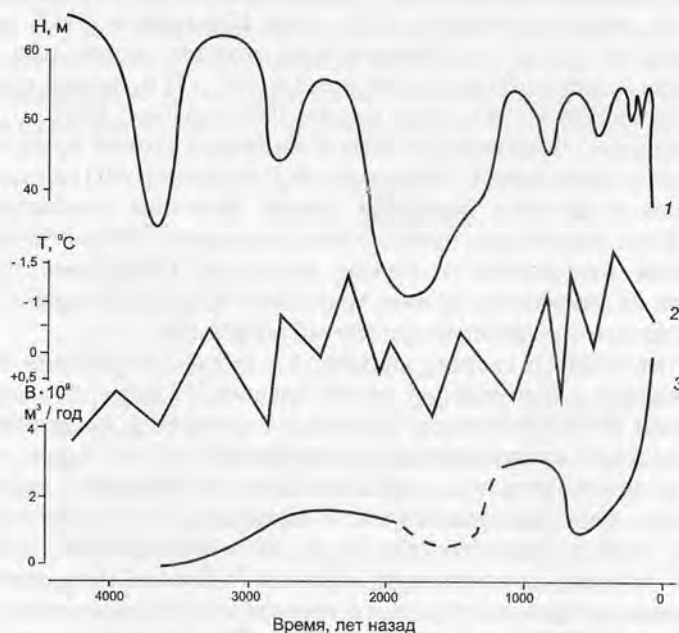


Рис.8.12. Изменения гидроклиматического режима в районе Арала

Изменения: 1 — уровня Аральского моря, 2 — температуры воздуха, 3 — водопотребления в бассейне Арала

Новейшие археологические материалы свидетельствуют о сохранении высокой степени обводнения рукавов Сарыкамышской дельты в течение 1-го тысячелетия до н.э. Сток из Сарыкамышской впадины по Узбою, который, как считалось ранее, прекратился около 2,5 тыс. л.н. [Низовья..., 1960; Кесь и др., 1980; Мурзаев, 1991], судя по распространению на Узбое археологических памятников, продолжался вплоть до I–V вв. н.э. [Юсупов, 1982].

Сток в Сарыкамыш, возможно, возобновлялся в конце IX–XII вв. н.э. одновременно с резким понижением уровня Арала [Толстов, 1962; Кесь и др., 1980; и др.]. В IX–XII вв. на фоне иссушения климата Аральского бассейна [Абрамова, 1991] его уровень, вероятно, вновь повышался.

Результаты археологических и геолого-геоморфологических исследований низовьев Амударьи, Сарыкамышской впадины и долины Узбая свидетельствуют об увлажнении климата и общем обводнении региона в XIII–XV столетиях [Селиванов, 1990; Абрамова, 1991]. Уровень воды в Сарыкамышской впадине подымался до +50, +53 м [Кесь, 1986], а возможно, и до +58 м [Виноградов,

Мамедов, 1991]. Вероятно, в наиболее многоводные годы вновь возникал сток по Узбою, прекратившийся тысячелетием раньше [Шнитников, 1983]. Не исключено, что на Арале этому периоду соответствует последняя средневековая регрессия, датируемая около 600 л.н., хотя при уровне Сарыкамышского бассейна около +58 м это маловероятно.

В XVI в. поступление вод Амударьи в Сарыкамышскую впадину резко сократилось, а приток воды в Арал, судя по всему, увеличился. Прекращение сброса вод Амударьи в Сарыкамышскую впадину датируется 1573 годом [Шнитников, 1983], когда уровень Арала повысился до +52, +53 м. В последующие столетия, скорее всего, происходили колебания уровня Аральского моря около отметок +50, +53 м, причем трансгрессивные фазы наблюдались в 1780-х, 1840-х годах и около 1900 года [Берг, 1908].

Одна из наиболее обоснованных кривых изменений уровня Аральского моря за последние 5 тыс. л. построена С.А.Маевой и Е.Г.Маевым [1991] на основе изучения данных колонок и древних береговых линий. Величина понижения уровня в регрессивные фазы оценивалась ими по литологическим и геохимическим данным о соответствующих отложениях в донных колонках. Обобщение представлений разных авторов об изменениях уровня Аральского моря за последние тысячелетия, позволило построить осредненную кривую его колебаний.

Вариации изотопного состава кислорода карбонатов раковин моллюсков в донных отложениях в центральной части Аральского моря детально изучались С.Д.Николаевым [1991]. Изменения изотопного состава за последние 4 тыс. л. в целом соответствуют представлениям о колебаниях уровня Арала за последние тысячелетия и могут служить дополнительным источником информации по истории водоема. Они свидетельствуют, в частности, об обогащении раковин, а значит и воды, тяжелым изотопом кислорода ^{18}O около 600–1000, 1600 и 3600 л.н., что довольно хорошо соответствует оценкам возраста регрессивных эпох в развитии водоема, во время которых его уровень мог понижаться до отметок +32 м, +33 м, а около 1600–1200 л.н. даже до +23 м, +27 м [Маева, Маев, 1991]. Вместе с тем, изотопно-кислородные данные позволяют подтвердить существование в среднем голоцене лишь двух фаз обеднения воды изотопом ^{18}O , и, видимо, трансгрессивных фаз Арала около 1,1–1,5 и 5 тыс. л.н. Возможно, они отвечают древнеаральской и новоаральской трансгрессиям. Судя по всему, аральская трансгрессия, имеющая возраст 2–3,5 тыс. л. [Маева, Маев, 1991], если и происходила, то была гораздо менее значительной, чем древнеаральская и новоаральская.

Обращает на себя внимание резкая изменчивость изотопного состава фауны моллюсков около 1600 л.н. Совместное нахождение фауны с резко различным изотопным составом кислорода карбонатов в слоях отложений, образовавшихся около 1600 л.н., можно объяснить тем, что в это время на Аральском море происходила глубокая регрессия. Известно, что древние римляне называли Аральскую котловину “Оксийским болотом” [Шнитников, 1983]. Обширные плавни в центральной котловине представляли собой проточный водоем с соленостью, вероятно, неоднородной по акватории и меняющейся от почти нулевой до нескольких промилле, что позволяло кардидам существовать вместе с доминирующей пресноводной фауной.

Осредненная кривая изменения уровня Аральского моря за последние тысячелетия, по данным В.А.Зубакова, обнаруживает хорошее соответствие с изменениями термического режима Северного полушария.

Определенную роль в изменениях уровня Аральского моря, особенно в конце среднего и в позднем голоцене, т.е. в последние 3-4 тысячелетия, могли играть изменения объема воды Амударьи и Сырдарьи, расходуемой на орошение (рис. 8.13). По мнению Д.Д.Квасова [1976], если бы в складывающихся климатических условиях забора воды на орошение не было, уровень Арала мог бы достигать порога стока в Сарыкамышскую впадину, а оттуда излишки воды по сухому ныне руслу Узбоя стекали бы в Каспий. Однако большинство исследователей считает оценки Д.Д.Квасова завышенными, поскольку они основаны на расчетах площади земель, орошавшихся в разное время в течение нескольких столетий. Одновременно же, по некоторым оценкам, могла орошаться лишь одна десятая–одна пятнадцатая часть этой площади (рис. 8.14) [Кесь и др., 1980].

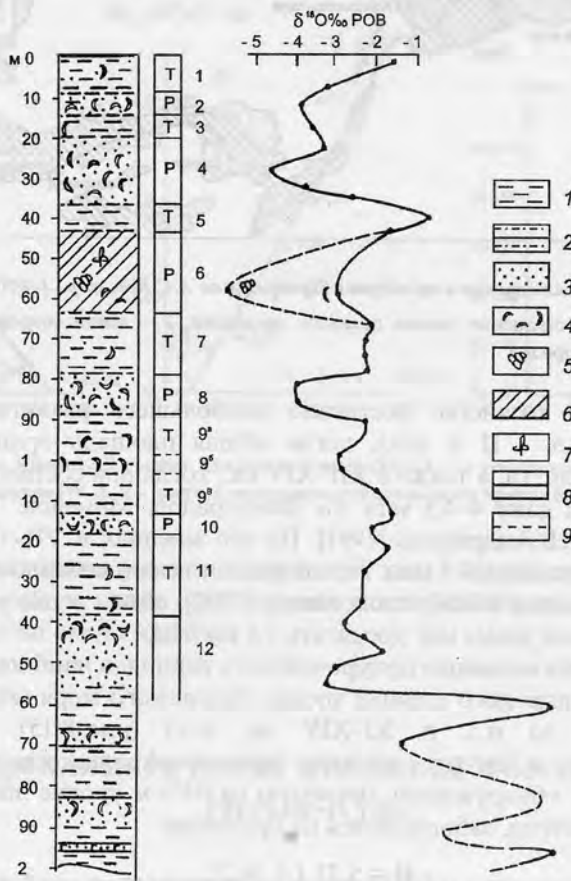


Рис.8.13. Разрез донных отложений центральной котловины Аральского моря и вариации изотопного состава кислорода карбонатов по С.Д.Николаеву [1995]

1 – ил глинистый; 2 – ил глинисто-алевритовый; 3 – глина; 4 – песок; 5 – гравий; 6 – ракуша морская; 7 – ракуша пресноводная; 8 – торфообразные отложения; 9 – растительные остатки; 10 – гипс; 11 – границы резкие; 12 – границы постепенные

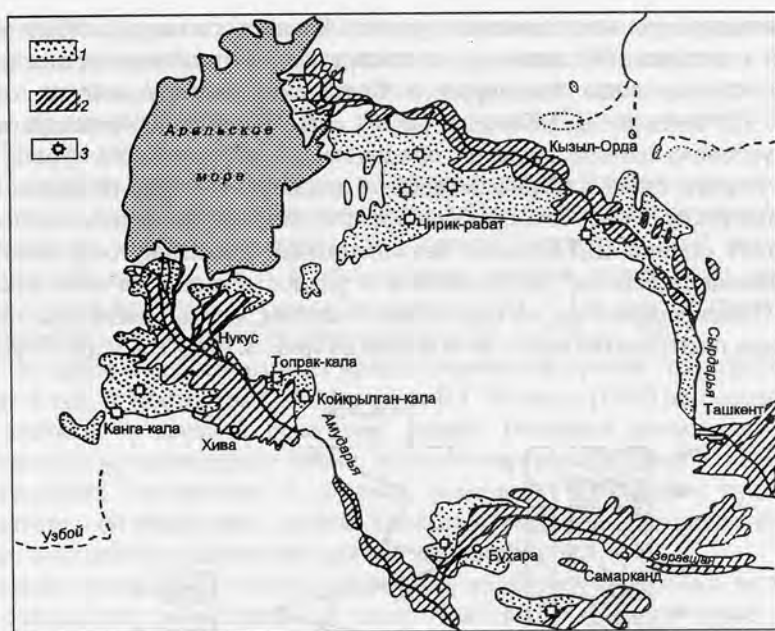


Рис.8.14. Земли древнего орошения в Приаралье по А.С.Кесь и др., [1980 а, б]

1 – районы распространения земель древнего орошения; 2 – земли современного орошения; 3 – развалины древних городов

Ирригационное хозяйство достигало наибольшего развития в античное время (IV в. до н.э. – II в. н.э.), когда общая площадь орошаемых земель достигала 3,5–3,8 млн. га, а также в XII–XIV вв., когда она составляла 2,4 млн. га [Толстов, 1962] или даже 4–4,5 млн. га [Виноградов, Мамедов, 1991]. Сходные оценки приводит В.В.Андрианов [1991]. По его мнению, в VII–IV вв. до н.э. в бассейне Арала орошалось 4,3 млн. га, а в средние века (особенно в XI–XIII вв.) – 4–5 млн. га. По мнению В.И.Костюковского [1992], объем воды, разбираемой на орошение, в античное время мог достигать 1,5 км³/год.

Обращает на себя внимание приуроченность периодов наибольшего развития орошения к фазам высокого стояния уровня Аральского моря (вторая половина 1-го тысячелетия до н.э. и XI–XIV вв. н.э.) (рис. 8.15). По расчетам В.И.Костюковского и других авторов, уровень Аральского моря – Н за последние 3 тыс. л. обнаруживает значимую на 95%-м уровне линейную связь с объемом воды, 1 км³/год, забиравшейся на орошение:

$$H = 5,71 I + 38,22$$

Влияние орошения на изменения уровня Аральского моря могло сказываться в некотором уменьшении высоты его трансгрессивных фаз и, возможно, сокращении их продолжительности, а также в углублении регрессионных стадий водного режима.

Таким образом, уровень Аральского моря на протяжении всей его голоценовой истории был неустойчив и подвергался колебаниям размахом до 30–35,

а, возможно, и до 45-50 м. Периодически его обширная, но неглубокая впадина почти полностью пересыхала. Изменения уровня, а следовательно и солевого режима Аральского моря были обусловлены изменениями климата в районе озера и в его водосборном бассейне, в первую очередь, в горах Памира и Тянь-Шаня, а также блужданием русел Амударьи и Сырдарьи, приводившим к перераспределению стока между Аральской, Сарыкамышской котловинами и Каспием. В последние тысячелетия определенную роль в уменьшении высоты и сокращении продолжительности трансгрессивных фаз Аральского моря играл разбор воды на орошение. Роль этого фактора в современном падении уровня Арала от +52,5 м в 1905 г. до +37,5 м в 1990 г., вероятно, трудно переоценить.

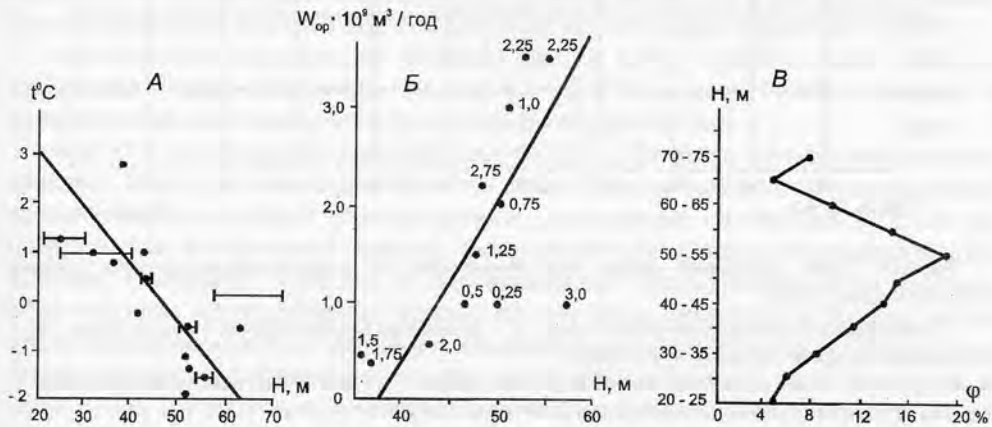


Рис.8.15. Связь изменений уровня Аральского моря (H): А – с температурой воздуха (t°), Б – с объемом вод на орошение ($W_{ор}$), В – частота повторяемости аральского уровня (ϕ)

Уровень Аральского моря за последние 5 тыс. л. неоднократно снижался до отметок +30, +40 м, хотя наибольшей повторяемостью характеризовались уровенные отметки около 50–55 м.

8.3. Гидроклиматические изменения в бассейне озера Иссык-Куль

Озеро Иссык-Куль расположено на высоте 1607 м над уровнем моря и является одним из крупнейших горных водоемов Средней Азии. По ряду природных особенностей бассейна озеро является уникальным среди самых крупных озер мира. Исследования колебаний его уровня в сопоставлении с изменениями климата и развития оледенения на Тянь-Шане позволяет представить динамику гидроклиматических флуктуаций в горных районах Средней Азии в голоценовое время достаточно подробно.

На рубеже плейстоцена и голоцена (рис. 8.16) озеро Иссык-Куль становится проточным. Возобновившийся размыв порога стока понизил к концу рассматриваемого периода его высоту до абс. отметки, близкой к 1620 м, т.е. до высоты современного Кутемалдинского порога [Артемьев и др., 1992].

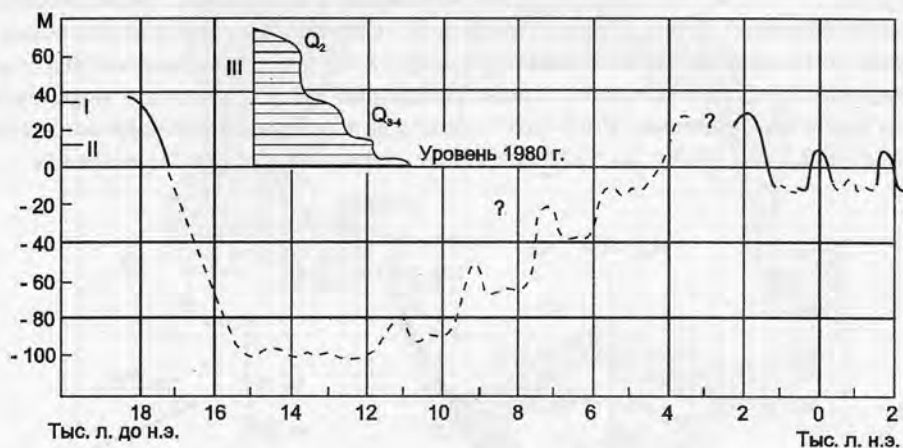


Рис.8.16. Схема колебаний уровня озера Иссык-Куль по историко-археологическим данным Д.В.Севастьянова [1986]

I — положение Караташского порога стока; II — положение Кутемалдинского порога стока; III — обобщенный профиль основных террас озера.

Штриховая линия — предполагаемый ход уровня озера по косвенным данным, сплошная линия — уровень, установленный по положению археологических памятников

Следующий этап осадконакопления, продолжавшийся вплоть до 7,5 тыс. л.н. (самая молодая датировка 7850 ± 150 л.н. — ТА-1577), палинологически не охарактеризован. Предполагается, что климат низкогорной зоны хр.Терской-Ала-Тоо в раннем голоцене отличался значительной сухостью и континентальностью. Сходные условия наблюдаются и в сопредельных районах. Озеро Балхаш переживает древнебалхашскую регрессию. Уменьшается увлажненность климата в предгорной Фергане. Последовательное нарастание аридности климата и деградация горно-долинного оледенения характеризуют развитие природной среды в долинах центрального Таджикистана [Озеро Иссык-Куль..., 1986].

Наметившаяся с начала голоцена аридизация климата вызвала, вероятно, переход озера в бессточный режим и некоторое понижение его уровня. В это же время (ранний голоцен) произошло событие, наложившее отпечаток на всю последующую историю развития озера — гидрографическое разобщение р.Чу и озера Иссык-Куль.

Современная р.Чу, прорываясь из гор Внутреннего Тянь-Шаня в Иссык-Кульскую котловину, направляется к западной оконечности озера, но, не доходя до него нескольких километров, круто поворачивает на север. Некоторое время она течет по касательной к озеру, затем так же резко поворачивает на запад и уходит в Боомское ущелье, соединяющее Иссык-Кульскую котловину с Чуйской долиной.

Анализ космических снимков показывает наличие хорошо выраженного меридионального разлома в крайней западной оконечности Иссык-Кульской котловины, часть которого использовала р.Чу для образования современного русла. Размеры разлома, который прослеживается не только в котловине озера, но и на склонах обрамляющих озеро хребтов, достигая их осевых частей, красноречиво свидетельствуют о масштабах активизации тектонической деятельности. Разлом пересек древнее, направленное в сторону Иссык-Куля, русло р.Чу и положил начало формированию меридионального участка реки, ориентированного по касательной к озеру. В северном конце котловинной части разлома, где в периоды высоких стояний озера происходил сток из Иссык-Куля, условия благоприятствовали повороту р.Чу влево, в сторону Воомского ущелья, что и предопределило разобщение реки с озером. Наносами реки в последующем был сформирован Кутемалдинский порог стока с абс. высотой около 1620 м.

Особенности морфологии конусов выноса р.Чу, заполняющих западное замыкание озера, позволяют, по мнению Л.Г.Бондарева [1985], говорить о раннеголоценовом возрасте гидрографической перестройки.

Около 8 тыс. л.н. регрессивный этап развития Балхаша сменяется трансгрессивным. Озеро, почти пересохшее во время древнебалхашской регрессивной эпохи (радиоуглеродный возраст кровли регрессивных отложений 300 ± 100 л.), превратилось в огромный водоем, включавший акватории современных озер Балхаш, Сасыколь, Алаколь и Джаланашколь. Трансгрессия была вызвана образованием Капчагайского ущелья, по которому произошел прорыв р.Или через Каройское плато в Балхаш-Алакольскую впадину и спуск в Балхаш вод Илийского озера. Очевидно, что решающую роль в образовании Капчагайского ущелья, как и в разобщении р.Чу и озера Иссык-Куль, играла разломная тектоника. Отсюда можно сделать вывод, что возраст упомянутых выше разломов составляет около 8 тыс. л.

Раннеголоценовые озерные осадки в рассмотренных разрезах перекрываются песками и суглинками позднеголоценового возраста. Среднеголоценовый перерыв в осадконакоплении связан, по всей видимости, с глубокой регрессией озера, когда его уровень опускался, впервые со времени позднеплейстоценового оледенения, заметно ниже современной отметки.

Примечательная особенность рельефа дна озера – сформированные во время глубокой и продолжительной регрессии подводные продолжения современных речных долин, которые прослеживаются до глубин 100–110 м. Тот факт, что ингрессионные заливы, представляющие собой как бы продолжения верхних участков затопленных долин, приурочены к врезам, расчленяющим позднеплейстоценовые конусы выноса, позволил отнести эту регрессию к сравнительно недавнему прошлому – эпохе максимального развития позднеплейстоценового оледенения раннему–среднему голоцену или только к среднему голоцену. Позднее эти представления были подвергнуты критике, а время формирования подводных долин и 100-метровой террасы отнесены к последнему межледниковью.

Имеющиеся в настоящее время палеогеографические данные не подтверждают наличия глубокой регрессии ни в конце плейстоцена, ни в раннем голоцене. Что же касается среднего голоцена, то так же, как и Л.Г.Бондарев [1985], можно отметить следующее. Во-первых, как размеры и глубина вреза подводных долин,

так и высота уступа террасы на глубине 100 м указывают на гораздо более длительное время их формирования, нежели продолжительность среднеголоценового интервала. Во-вторых, изменения климата, необходимые для генерации столь глубокой регрессии, больше соответствуют по масштабу переходу от ледниковой к межледниковой эпохе или наоборот. Все это позволяет отнести 100-метровую регрессию ко времени предшествующего позднеплейстоценового оледенения на Тянь-Шане, т.е. за пределы описываемого в данной работе временного интервала. Что же касается вреза в позднеплейстоценовые конусы, то они могли образоваться и при менее глубокой регрессии.

Глубокая регрессия озера едва ли могла занимать весь средний голоцен. Установлено, что на фоне последовательного нарастания аридности от раннего голоцена к среднему отмечался период, когда имело место некоторое понижение температуры и возрастание увлажнения климата. В долинах Центрального Таджикистана этот период датируется приблизительно от 7,5 до 6 тыс. л.н.

В предгорной Фергане относительно влажные условия наблюдались 7,5–6,5 тыс. л.н. Балхашский трансгрессивный этап, начало которому положила гидрографическая перестройка в бассейне озера, продолжался вплоть до 5,8 тыс. л.н. Наконец, на северном склоне хр. Терской-Ала-Тоо, т.е. непосредственно в Иссык-Кульской котловине, также отмечается некоторое увеличение увлажнения в первой половине атлантического периода. Все это позволяет предположить, что уровень Иссык-Куля в период от 7,5 до 6,5 тыс. л.н. оставался выше современной отметки [Артемьев и др., 1992].

Конец среднего голоцена, между 6 и 3,6 тыс. л.н., отличался значительным потеплением и резким возрастанием аридности климата практически во всех горных районах Средней Азии. Оз. Балхаш переживало балхашскую регрессию. Исключением, по всей видимости, являются лишь некоторые высокогорные котловины Внутреннего Тянь-Шаня. Так, в Чатыркольской котловине период 5,8–3,5 тыс. л.н. был не только самым теплым, но и самым влажным в голоцене.

Аридизация климата, прерывавшаяся кратковременной, но довольно четко выраженной фазой увлажнения климата по окончании климатического оптимума (около 5 тыс. л.н.), достигла своего максимума к середине суббореального периода. В бассейне озера Иссык-Куль в это время отмечались очень засушливые условия, когда лесной пояс имел наименьшую ширину, а в ходе значительной деградации оледенения многие ледники могли даже полностью исчезнуть.

Очевидно, в этот временной интервал (около 6–3,6 тыс. л.н.) и происходила глубокая и продолжительная регрессия озера. В настоящее время отсутствуют данные, позволяющие сколько-нибудь надежно оценить глубину регрессии. На поперечных профилях дна озера дешифрируются подводные террасы на глубинах 6–8, 12–14, 19, 24, 63, 83 и 100–110 м, сформированные в результате многократных колебаний уровня за длительный промежуток времени, однако определение времени их формирования представляет собой весьма сложную задачу. Можно лишь полагать, что если во время менее масштабных позднеголоценовых регрессий уровень озера опускался до 12–14 м, то глубина среднеголоценовой регрессии составляла не менее 18 м.

К середине суббореального периода (около 4 тыс. л.н.) относится начало новой волны увлажнения в горах Средней Азии, а уже около 3,6 тыс. л.н.

балхашская регрессия сменяется новобалхашской трансгрессией. В Иссык-Кульской котловине засушливые условия сохраняются по крайней мере до 3,8 тыс. л.н., а затем и здесь отмечается резкое повышение увлажнения, расширение лесного пояса и значительная подвижка ледников в высокогорной зоне. К этому времени как в Иссык-Кульской котловине, так, по-видимому, и в других горных районах Средней Азии, ландшафты приобрели облик, близкий к современному.

Увеличение увлажнения должно было вызвать повышение уровня Иссык-Куля. Уже первые исследователи рельефа голоценовой террасы Иссык-Куля обратили внимание на характерные для южного побережья озера мощные реликтовые аккумулятивные береговые формы, приуроченные по высоте к современному порогу стока. Такое высотное положение дает основание полагать, что во время образования этих береговых форм уровень Иссык-Куля превышал современные отметки на 10–12 м и озеро имело сток в районе урочища Кутемалды. Методами относительной геохронологии установлен их позднеголоценовый возраст и то, что они были сформированы ранее последней трансгрессии озера. Так как до последнего времени были известны только две позднеголоценовые трансгрессии озера, возникновение реликтовых образований относят обычно ко времени первой из них – около 2 тыс. л.н.

При детальном изучении одной из таких береговых форм, расположенной в районе Каджисайского “взморья”, в шурфе, заложенном на высоте 11–12 м над уровнем воды, на глубине 0,2–0,5 м были вскрыты древние лагунные сильноотторфованные отложения, радиоуглеродный возраст которых оказался равным 2985 ± 380 л. (ГЕО-МГУ-14). Возникновение лагуны относится ко времени начала понижения уровня озера после его относительно длительного стояния у порога стока. Полученная радиоуглеродная датировка позволяет говорить о более древнем, нежели считалось ранее, возрасте реликтовых береговых форм и подтверждает высказанное выше предположение о высоком положении уровня и проточности озера приблизительно 3 тыс. л.н.

Для анализа уровня режима Иссык-Куля начиная с VII в. до н.э. имеется возможность использования наряду с палеогеографической информацией и историко-археологических данных. Середина I тысячелетия до н.э. – время распространения в Иссык-Кульской котловине сакской культуры, которая господствовала здесь до III в. до н.э. Памятниками этой эпохи являются главным образом захоронения (курганы), расположенные на высотах >30–40 м над современным уровнем озера, но не поселения. О многочисленных находках медных котлов, ножей и других предметов сакского времени, выбрасываемых на берег волнами озера, сообщали еще столетие назад П.П.Семенов-Тянь-Шанский, В.В.Бартольд и другие [Озеро Иссык-Куль..., 1986].

Все это дает основание полагать, что поселения саков располагались в прибрежной зоне озера, уровень которого находился на более низких отметках, чем в настоящее время. На это же указывают подводные находки быта саков и геоморфологические данные В.М.Букина [1974], по мнению которого, уровень был ниже современного на 6–8 м (рис. 8.17).

В III в. до н.э. саки были вытеснены из Иссык-Кульской котловины союзом усуней. К этому времени относятся первые письменные сведения об Иссык-Куле,

содержащиеся в китайских летописях, а карты времен династии Старшая Хань (II–I вв. до н.э.) указывают на наличие стока из озера. Таким образом, на рубеже нашей эры степень увлажненности Иссык-Кульской котловины была выше, чем в настоящее время, а уровень озера превышал современный на 10–12 м. Увеличение увлажненности в горном обрамлении озера на рубеже нашей эры подтверждается и палеогеографическими данными. Палинологический анализ позднеголоценовых озерных осадков свидетельствует о сохранении относительно высокого фона увлажнения по крайней мере до VIII в. н.э.



Рис.8.17. История озер Иссык-Куль, Сон-Кель и Чатыр-Кель с начала нашей эры по А.В.Шнитникову [1979]

Следующие письменные свидетельства об Иссык-Куле относятся к VIII–X вв. н.э., в них говорится о соленой воде в озере и его замкнутости. Понижение уровня началось, по всей видимости, в первые века нашей эры, а уже к X столетию уровень озера упал ниже современного. Последняя крупная регрессивная эпоха продолжалась вплоть до XV в. Это время значительного иссушения климата в Иссык-Кульской котловине, сужения лесного пояса и отступления ледников в горном обрамлении озера. На значительную регрессию озера указывают и многочисленные археологические находки на дне озера, первые публикации о которых имеют более чем столетнюю давность.

Большая часть подводных находок датируется археологами VIII–XII вв., реже встречаются более поздние — до XV в. включительно. Абсолютные датировки древесины одного из подводных памятников (т.н. “Дворца Тимура”) подтвердили выводы археологов об обитаемости поселения с конца XIII до середины XV в. н.э., когда оно было затоплено водами озера. Все это позволяет утверждать, что с X по XV в. уровень Иссык-Куля был ниже, чем в настоящее время, опускаясь временами не менее чем на 12–14 м ниже своих современных отметок.

Последняя трансгрессия Иссык-Куля началась во второй половине XVI в., и к середине XVIII в. уровень озера вновь достиг Кутемалдинского порога стока. Этот подъем озера надежно фиксируется большим количеством радиоуглеродных датировок и историческими свидетельствами. В XIX в. Иссык-Куль посещают члены Российского географического общества П.П.Семенов-Тянь-Шаньский, М.И.Венюков и другие. Все они сообщают об отсутствии стока из озера. Таким образом, последняя регрессия Иссык-Куля началась в первой четверти XIX столетия и с тех пор уровень озера постепенно понижается.

Сопоставление колебаний уровня Иссык-Куля с изменениями климата и развитием оледенения как в бассейне озера, так и в целом на Тянь-Шане, показало совпадение во времени этапов активизации горного оледенения (ранга ледниковых эпох и более мелких) с плейстоценовыми обстановками и трансгрессиями озера. Особо следует подчеркнуть, что высокий уровень озера коррелируется не с размерами оледенений, а с тенденциями в их изменениях. Например, в период последнего позднеплейстоценового оледенения, когда размеры горнодолинных ледников были наибольшими (14–13 тыс. л.н.), озеро находилось в регрессивной фазе. Подобное развитие событий характерно для большинства бессточных озер юга умеренного пояса.

Важнейшим событием в развитии водных ресурсов озера в позднем плейстоцене–голоцене явилось гидрографическое разобщение р. Чу и оз. Иссык-Куль, произошедшее в первой половине голоцена (около 8 тыс. л.н.). Перестройка гидрографической сети заметно повысила чувствительность озера к изменениям климата, что выразилось в увеличении изменчивости его уровня.

Со времени окончания малого ледникового периода наблюдается устойчивая тенденция к сокращению водных ресурсов Иссык-Кульской котловины, происходит отступление ледников горного обрамления и понижение уровня озера.

8.4. Изменения гидроклиматических условий в историческое время

Наиболее детально изменение гидроклиматических условий можно представить в историческое время, где имеется больше различной информации с более детальными сведениями. Использование различного рода косвенных показателей развития гидроклиматических процессов за историческое время способствует не только увеличению общего объема информации, но и их качественных характеристик. При установлении количественных связей между различными косвенными данными и гидроклиматическими характеристиками за инструментальный период, экстраполируя эти связи в прошлое, можно получить и определенные количественные оценки.

Наличие разнообразных по своей природе причин, обуславливающих глобальные изменения тепло- и влагообмена в прошлом, имевших как периодический характер, так и непериодический, направленный, должно было в течение относительно короткого исторического периода привести к колебаниям

увлажненности суши, в которых трудно определить достаточно четкую периодичность. Данные об истории собственно вод суши довольно немногочисленны, поэтому одним из основных методов их изучения в данный период является совместное рассмотрение комплекса воздействующих на них климатических факторов.

Увеличение водности таких рек, как Волга, Ока, Волхов, Нерль, Вязьма, Днепр и ряда других в Восточной Европе отмечалось еще в VI–II вв. до н.э.

В середине первого тысячелетия нашей эры климат Восточной Европы мог быть сравнительно влажным, в то время как в Средней Азии начинается сокращение горно-долинного оледенения Западного Тянь-Шаня и снижается увлажненность бассейнов бессточных озер, таких, как Иссык-Куль, Арал, Каспий и др. [Варущенко и др., 1987].

Достаточно надежная реконструкция изменения водного баланса в прошлом может быть произведена на основе изучения водного режима бессточных водоемов. Так, исследования составляющих водного баланса Каспийского моря за историческое время, с учетом установленных по инструментальным данным связей их изменений с климатическими условиями, позволяют за последние 2,5 тыс. л. представить их динамику.

Эти данные по существу показывают основные тенденции изменений средне-многолетних величин составляющих водного баланса Каспия. В то же время в отдельные годы изменения могли быть значительно больше.

По этим данным наиболее засушливыми периодами были I в. до н.э., первая половина VI в. н.э., а также конец X и XVI вв., когда разность испарения с поверхности моря и осадков над ними достигала 900 мм/год, а речной приток уменьшался до 550–500 мм/год. Средняя годовая температура воды увеличивалась до 15–16°C, тогда как ныне она составляет 13,8°C. Во II в. до н.э., конце VI и начале XVII в. н.э. речной приток увеличивался до 1000 мм/год, разность испарения и осадков уменьшалась до 750–500 мм, а среднегодовая температура воды понижалась до 12°C. Уровень при этом повышался до –22–24 м [Klige et al., 1989].

Сопоставление различных исторических, археологических и геолого-геоморфологических данных показывает, что падение уровня Каспия происходило при уменьшении увлажнения его водосборного бассейна на Русской равнине, совпадающем с уменьшением количества аномальных климатических сезонов в X–XI и XV–XVI вв.

Аральское море тоже может быть хорошим индикатором климатических изменений в Средней Азии. В то же время определенную роль в изменении водного баланса озера в историческое время могло играть широкое развитие ирригации в его бассейне, особенно в античное время. Повышение уровня Арала происходило 2–2,5 тыс. л.н., а также в XI и XVI вв.

Широко подтверждаются археологическими и геологическими данными регрессия Иссык-Куля на несколько метров во II в. до н.э. – XV в. н.э. и последующая трансгрессия XVII–XIX вв., также сопровождавшаяся эпизодическим стоком из озера. Две последние трансгрессии озера, несомненно, происходили в условиях увлажнения климата [Артемьев и др., 1992].

А.В.Шнитников [1957] путем обобщения большого фактического материала показал, что в период по крайней мере около 2,5 и 0,5 тыс. л.н., т.е. в последние

две фазы максимального увлажнения материков, повышались уровни многих других сточных и бессточных озер Евразии: Балхаша, Алаколя, Ладожского, Балатона и других.

Во II и III вв. в Японии и на равнинах Китая началось резкое похолодание климата. По данным И.Сузуки и Х.Ямото [Селиванов, 1994], в 225 г. впервые замерзла р.Хуанхэ в 150 км севернее Нанкина. В этот же период происходит активизация горно-долинного оледенения Тибета, бассейна озера Цинхай и Восточного Тянь-Шаня.

Период 386–589 гг. также характеризуется суровыми климатическими условиями в Китае (рис. 8.18). Это приводит к уменьшению повторяемости паводков на реках Хуанхе и Янцзы.

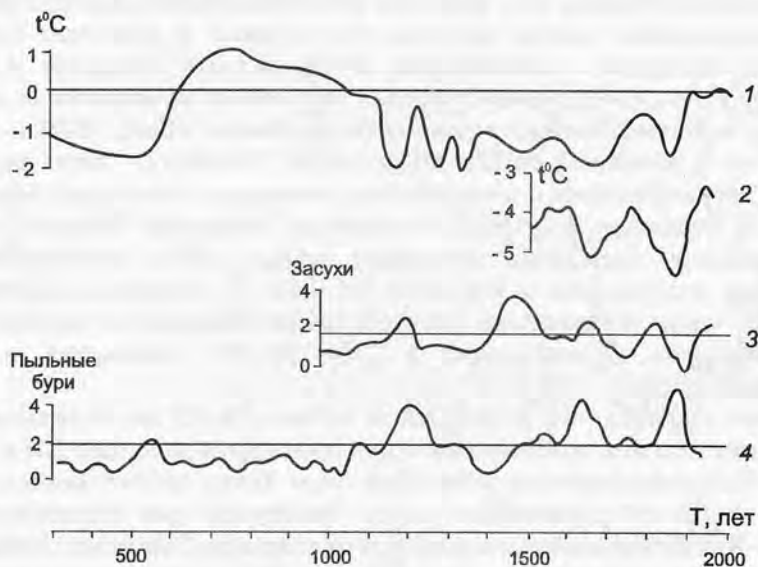


Рис.8.18. Изменения среднегодовой температуры воздуха в районе Великой Китайской равнины (1) и зимней температуры в Юго-Восточном Китае (2), количества засух в бассейне р.Янцзы (3) и количества пыльных бурь в Северо-Восточном Китае (4) по А. О. Селиванову [1994]

В VI–VII вв. равнины Восточного Китая часто подвергаются воздействию суровых засух. Одновременно происходит опустынивание степных районов Внутренней Монголии.

Для климата последнего тысячелетия характерны три тенденции: потепление в VIII–XIII вв., т.н. малый климатический оптимум (МКО) и очередное потепление во второй половине XIX в., достигшее относительных максимумов в 30–40 и 80-е годы XX в.

Наибольшее потепление в период малого климатического оптимума отмечается в Европе на рубеже XII–XIII в. [Lamb, 1977], в том числе в центре Русской равнины [Бучинский, 1957; Ляхов, 1984], а на Дальнем Востоке, например, в XV–XVII вв. [Монин, Шишков, 1979]. Превышение средних температур вегетационного периода в МКО над современными оценивается как для Западной и Центральной, так и для

Восточной Европы, примерно в 1°C [Ле Руа, Ладюри, 1971; Климанов, Серебрянная, 1986] или 2°C [Ляхов, 1984].

Согласно утверждениям Г.Флона [Flohn, 1979], период с 900 по 1050 г. мог характеризоваться увеличением среднеглобальной температуры воздуха на 1°C и учащением засух в Европе.

Рост сухости летних и увлажненности зимних сезонов мог быть характерным для территории Русской равнины [Костин, 1975], а также близлежащих горных районов [Турманина, 1979]. Однако для Прибалтики и северных районов европейской территории страны имеются данные о превышении годовых сумм осадков в МКО относительно современных примерно на 50 мм [Климанов, Елина, 1984; Климанов и др., 1985]. МКО характеризуется в целом пониженной увлажненностью Европы, но в XIII в. на фоне относительно высоких температур воздуха увлажнение быстро возросло, что привело к развитию ледников в Альпах и Исландии, увеличивалась и ледовитость Северной Атлантики. Ю.Л.Паунер [1981; 1983] реконструировал экстремумы увлажнения за последние 4000 л. по восстановленному годовому стоку Днепра [Швец, 1978] и пришел к выводу, что в начальной стадии МКО (около 750–950 гг.) число экстремумов влажных лет повышалось с последующим возвратом относительно засушливых условий. В основную фазу МКО глобальное повышение температуры могло сопровождаться отдельными периодами резкого роста увлажненности. На возрастание дождливости в Европе в 800–1200 гг. указывает К.Брукс [1952]; увеличение числа экстремально влажных летних периодов и высоких весенне-летних паводков и наводнений в 1100–1300 гг. отмечалось в Бельгии [Vanderlinden, 1924].

Следует отметить, что в Восточном Китае в X–XI вв. отмечается начало похолодания климата, максимум которого приходится на начало XII в. В 1111 г. впервые было зафиксировано замерзание озера Тайху, расположенного сейчас в северной части субтропического пояса. Замерзание рек центральной части Восточно-Китайской равнины становится регулярным [Селиванов, 1994].

Увеличение водности Волги, Оки, Волхова, Нерли, Вязьмы, Днепра и других рек ЕТР происходило в VI–II вв. до н.э. и в XII–XVI вв. н.э. Повторяемость экстремально высоких половодий во всей Европейской части страны значительно увеличивалась в XIV–XVII вв., т.е. в эпоху, переходную от средневекового климатического оптимума к малому ледниковому периоду (рис. 8.19), что подтверждает вывод об увеличении в это время неустойчивости климатических условий [Клиге и др., 1993].

С XI в. отмечается начало роста увлажнения климата Закаспия от плато Устюрт до юга Туркмении и оазисов Амударьи и Сырдарьи, а также Ферганской долины [Варущенко и др., 1987].

На европейской территории в период МКО условия увлажненности могли значительно, порой разнонаправленно, колебаться (рис. 8.20). Относительно высокий уровень годовых сумм осадков в западных и северных районах, увеличение толщины иловых отложений на северо-западе и юге ЕТР могут свидетельствовать о повышенной увлажненности региона в середине X в. и на рубеже XII–XIII вв. Засушливость климата могла возрастать соответственно в XIII–XIV вв. Если последний временной интервал признать за максимальную

фазу малого климатического оптимума на ЕТР, то можно сделать вывод о некотором запаздывании ее наступления с запада на восток.

В целом температуры вегетационного периода в Восточной Европе были в средние века на 2°C выше современных [Антропогенные изменения..., 1987]. Вероятно, зимы в этот период были холоднее нынешних, т.е. сезонные различия увеличивались. Уменьшение увлажнения наблюдалось в это время как в лесной, так и в степной зоне Восточной Европы, а также в Закавказье. Характерно, что снижение зимнего увлажнения наблюдалось во всей Европе, а летнее увлажнение сократилось на большей части Восточной Европы, но несколько увеличилось в Прибалтике и Западной Европе.

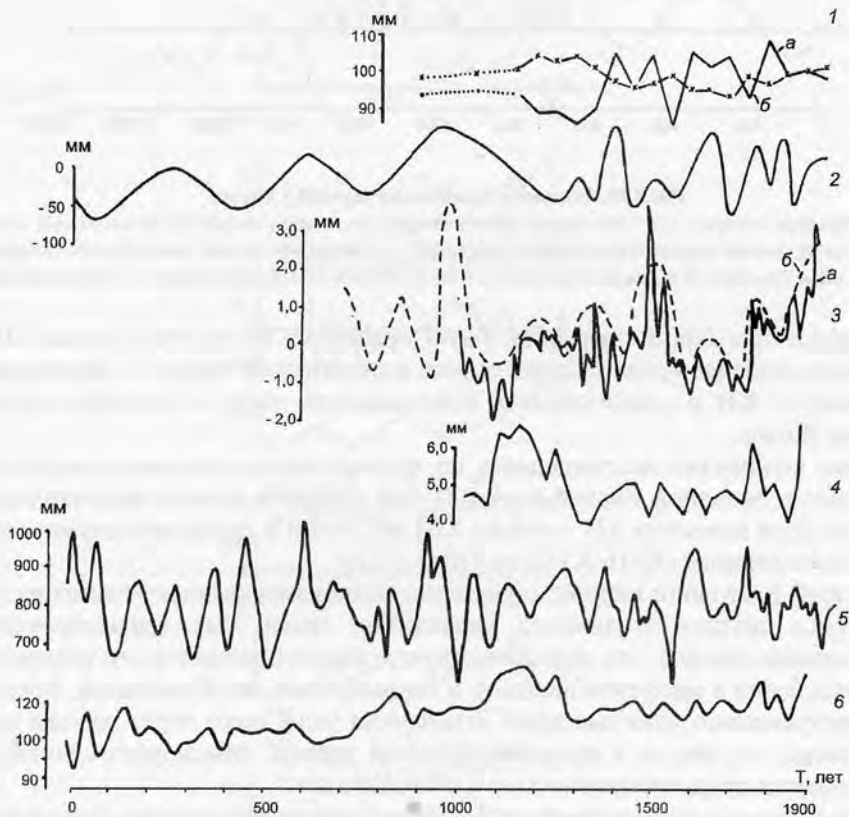


Рис. 8.19. Изменения увлажнения и стока рек в различных частях Европы за последние 2 тыс. лет

1 – среднееголетние суммы осадков по 50-летиям летнего (а) и зимнего (б) сезонов в Англии [Lamb, 1977]; 2 – аномалии летних осадков в Эстонии [Климанов и др., 1985]; 3 – отклонения от среднего мощности озерных отложений Перт-озера на юге Карелии [Schostakowitch, 1931]; 4 – мощность ленточных глин Сакского озера в Крыму [Шостакович, 1934]; 5 – сток реки Волги [Клиге, 1988]; 6 – сток реки Днепра [Швец, 1978]

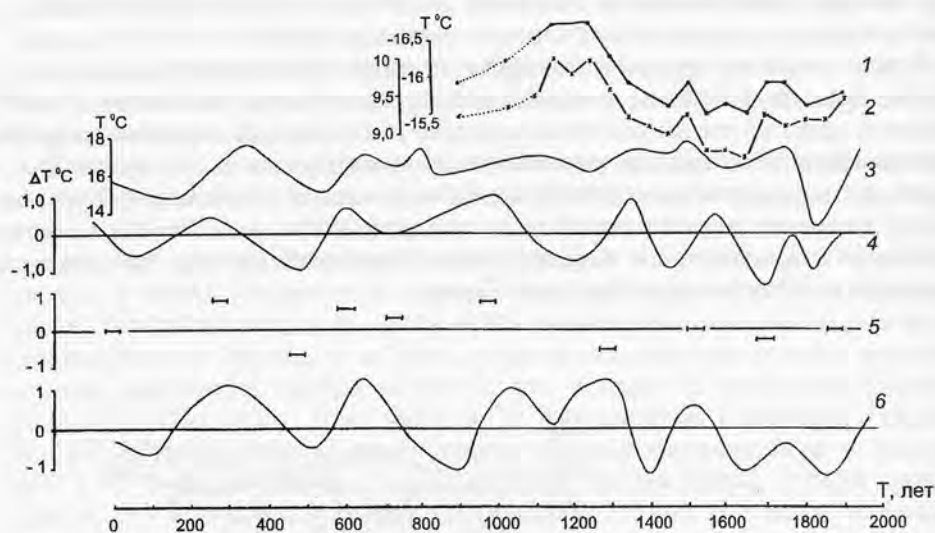


Рис.8.20.Изменения термических условий в Европе

Температура воздуха: 1,2 – Англия, средняя температура воздуха летних (1) и зимних (2) сезонов; 3 – о. Готланд, летняя температура озерной воды; 4,5 – отклонения летней температуры воздуха от современной; в Эстонии (4) в северо-восточной части ЕТР (5); 6 – колебания нижней границы ледников

Исследования Б.П.Вишпер и др. [1990] указывают на то, что с конца XIII в. наступают наиболее сухие условия за весь исторический период в Центральной Монголии. С XII в. увеличивается повторяемость засух в бассейне среднего течения р.Янцзы.

Общее количество экстремальных по климатическим условиям сезонов увеличивалось в Западной Европе и на ЕТР как во время малого климатического оптимума (2-ая половина XII – начало XIII вв.), так и в эпоху максимума малого ледникового периода (XVII–XVIII вв.) (рис. 8.21).

Для всей Восточной Европы характерны разнонаправленные изменения доли экстремумов летнего и зимнего увлажнения среди всех зафиксированных экстремальных сезонов, что свидетельствует о квазистационарности среднегодового увлажнения в масштабе десятков и первых сотен лет [Селиванов, Воронов, 1986]. Экстремально влажные зимы отмечаются чаще всего через год-два после летних засух, т.е. как и в инструментальный период, фиксируются колебания увлажненности продолжительностью в несколько лет.

В фазу малого климатического оптимума летнее увлажнение Европейской России уменьшалось, а Западной Европы – увеличивалось. Зимнее увлажнение, вероятно, уменьшилось во всей Европе.

После МКО повсеместно отмечается общее понижение температуры с отдельными экстремумами потеплений. Так, в Прибалтике потепления были около 600, 300–400 и 150 л. тому назад, но при этом среднегодовые температуры воздуха не поднимались выше современных вплоть до 30–40 гг. XX в. [Климанов и др., 1985]. Самое заметное, отмеченное практически повсеместно на рубеже

XV–XVI вв., дает основание разбить малый ледниковый период (МЛП) на две фазы: XIV–XV и XVII–XIX вв.

В первую фазу МЛП температура воздуха и увлажненность снижались параллельно. В Европе переход к МЛП отчетливо наметился между 1300 и 1450 гг., когда температура воздуха понизилась в среднем на 1,3–1,4°C, и наиболее ощутимо в 1550–1700 гг., при этом промежуточный этап отличался наибольшей изменчивостью климатических условий [Борисенков, Пасецкий, 1983; Lamb, 1977].

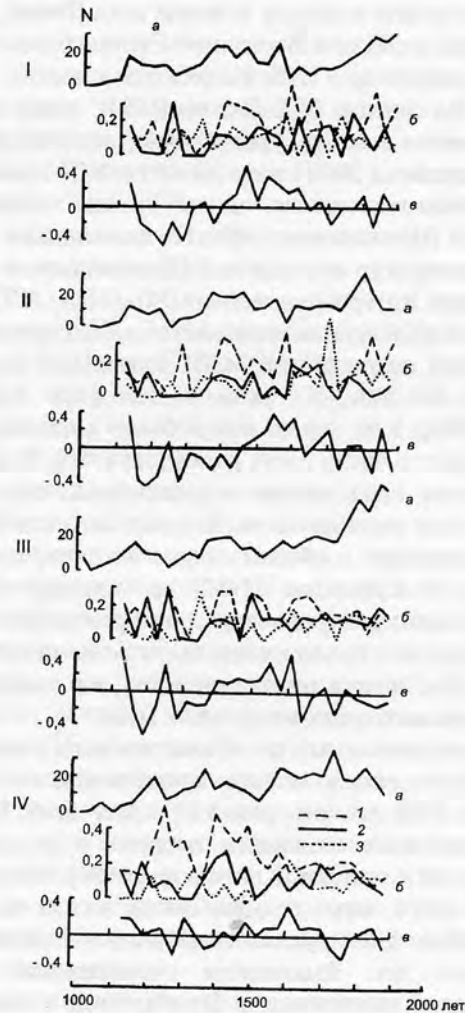


Рис.8.21. Повторяемость экстремальных гидроклиматических явлений за последнее тысячелетие в различных регионах ЕТР по историческим данным

a – общее количество по 30-летиям; *б* – относительные долготы: 1 – экстремально суровых зим, 2 – снежных зим, 3 – высоких половодий; *в* – аномалии увлажнения в теплый период года.
I – Европейский Север, II – Центр, III – Украина (бассейн р.Днепра), IV – Прибалтика и Белоруссия

Во вторую фазу МЛП при общем снижении температуры фона возрастает количество осадков, в том числе и зимних, бурно развивается оледенение, увеличивается лавинная опасность в Альпах, где максимумы оледенений приурочены примерно к 1600 и 1800–1840 гг. [Ле Руа Ладюри, 1971]. Для гор Кавказа, по данным В.И.Турманиной [1979], характерны три периода наступления ледников в данную эпоху: 1640–1660, 1730–1750, 1790–1840 гг. О пониженном фоне температуры воздуха свидетельствует значительный рост количества суровых зим [Дулов, 1983]. Увеличилась ледовитость Балтийского моря, особенно в середине VII в., когда, например, Рижский порт освобождался ото льда на 6–10 дней позднее, чем в начале и конце века [Бетин, Преображенский, 1962]. Летние температуры воздуха в Восточной Европе были ниже современных примерно на 1°C [Климанов и др., 1985; Колебания климата..., 1988; Палеоклиматы голоцена..., 1988]. По данным М.Е.Ляхова [1984], этому времени соответствовали и наименьшие зимние температуры воздуха, ниже современных на 2,5°C. Температура воздуха с середины XVIII в. до 30–40 гг. XIX в. почти повсеместно в Европе держалась приблизительно на одном уровне, испытывая некоторые внутривековые колебания [Шнитников, 1969]. По имеющимся рядам длительных наблюдений годовых температур воздуха А.В.Шнитниковым [1969] к холодным фазам отнесены следующие интервалы времени: 80-е годы XVIII в., 1800–1815 гг. и 40-е годы XIX в. С последним из них связывается и окончание МЛП.

В периоды наибольших похолоданий МЛП количество многолетних летних сезонов в Прибалтике, Польше, а также в Западной Европе увеличилось [Селиванов, Воронов, 1988], в то время как в более континентальных районах Европейской России возросло число засух [Дроздов, 1980]. Рост увлажненности в умеренных широтах может быть связан с увеличением ледовитости северных морей, а засушливость – с ее уменьшением. Ход ледовитости Северной Атлантики за МЛП в целом совпадает с общим ходом осадков, но с запаздыванием примерно на столетие. О.А.Дроздов [1982] на примере МЛП показывает запаздывание минимума температуры воздуха от Гренландии к Таймыру почти на три столетия и отмечает, что похолодания были более четко выражены зимой, летом же они были заметны лишь в низких широтах, а в умеренных проявлялись при отдельных вторжениях холодных воздушных масс.

Общее количество экстремальных по климатическим условиям сезонов увеличивалось так же, как во время малого климатического оптимума (вторая половина XII – начало XIII в.) (см. рис. 8.21). Для всей Восточной Европы характерны разнонаправленные изменения летнего и зимнего увлажнения в масштабе десятков и первых сотен лет [Клиге и др., 1993]. Экстремально влажные зимы отмечаются чаще всего через год-два после летних засух, т.е. как и по инструментальным данным, фиксируются колебания увлажненности продолжительностью в несколько лет. Выявляется значительная разновременность экстремумов температуры и увлажнения в Прибалтике, с одной стороны, и на остальной части ЕТР – с другой.

В целом для малого ледникового периода было характерно увеличение увлажненности климата практически во всей Европе, а также в Западной и Центральной Азии. В Восточной Европе в XVII в. наиболее часто повторялись снежные зимы и дождливые летние сезоны, а речной сток в центре и на юге

Русской равнины был в это время на 20–25% выше средней за последнее тысячелетие величины [Клиге и др., 1993].

К концу XVI – началу XIX в. относятся последние крупные трансгрессии Каспия, Иссык-Куля и многих других озер Средней Азии и озера Цинхай в Китае, которые совпадали как с увлажнением климата в их бассейне, так и с активизацией оледенения Западного Тянь-Шаня и Тибета.

В исторических сведениях о климате прошлого наибольшей информативностью обладают явления экстремального характера (суровые зимы, засухи и т.п.), причем их достаточно точная датировка бывает возможна не только по годам, но и по сезонам, месяцам, а нередко и дням начала и конца определенного события. Исторические данные могут не только дополнять остальные источники информации, но и быть потенциально иным важным источником информации о развитии климатических и гидрологических процессов в прошлом, особенно, если это касается изменений и колебаний в последние тысячелетия [Раунер, 1985].

Для выявления пространственно-временных особенностей климатических и гидрологических условий на ЕТР за последнее тысячелетие были проанализированы сведения об экстремальных природных явлениях XI–XIX вв. в Восточной Европе и некоторых прилегающих районах на основе имеющихся публикаций: М.А.Боголепова [1908; 1911], Е.В.Опшкова [1933], К.Брукса [1952], Б.Д.Зайкова [1954], И.Е.Бучинского [1957], Э.Г.Московкиной [1960], В.В.Бетина и Ю.В.Преображенского [1962], Г.И.Швеца [1972], О.А.Дроздова [1980], Е.П.Борисенкова и В.М.Пасецкого [1983; 1988], М.Е.Ляхова [1984], А.Н.Золотокрылина и др., [1986], а также Е.Вандерлиндер [Vanderlinden, 1924], Х.Лэмб [Lamb, 1977], Т.Виглея [Wigley et al., 1981] и других авторов.

При подготовке исходной информации была выполнена специальная разбивка данных: использовались лишь имеющие достаточно достоверную историческую датировку и пространственную определенность. Одновременно, при возможности проводилось уточнение датировок отдельных сезонов и т.п. В целях более определенной локализации экстремальных событий они впервые рассматривались раздельно по следующим крупным регионам: 1) Северо-западному (Новгород и близлежащие территории); 2) Центральному (бассейны рек Москвы и Верхней Волги); 3) Юго-западному (бассейн р.Днепра до среднего течения); 4) Западному (Прибалтика, Белоруссия, бассейн р.Даугавы).

Общие количества зафиксированных в исторических сведениях экстремальных сезонов разного рода во всех рассматриваемых регионах, а также в Западной Европе [Vanderlinden, 1924] значительно изменялись в течение всего периода XI–XIX вв. и были наибольшими во 2-ой половине XII – начале XIII вв., 2-ой половине XIV – XV вв. и в середине XIX в. (см. рис. 8.21). Первый и последний из этих максимумов приурочены к заключительным фазам МКО и МЛП, а второй – к переходной эпохе между ними.

Несмотря на независимость различных источников, используемых для анализа исторической информации гидроклиматических изменений, наблюдается определенное соответствие между относительными минимумами экстремальных сезонов середины XIII в., на рубеже XV–XVI и XVII–XVIII вв. в различных районах Европы. По мнению ряда исследователей [Lamb, 1977; Борисенков, Кондратьев, 1988] потепления в начале и середине XX в., как и потепления,

происходившие в историческом прошлом, могли определяться повышением повторяемости экстремально теплых зим и жарких летних сезонов.

Все данные по экстремальности гидроклиматических условий объединились хронологически для 4-х выбранных регионов по таким градациям экстремальных сезонов, как суровые, многоснежные, мягкие и бесснежные зимы, засушливые летние, весенне-осенние сезоны, влажные летние, осенние сезоны и высокие половодья. Так как исходная информация до начала XII в. имеет эпизодический характер, для дальнейшей обработки использовались данные начиная с 1120 г., когда во всех регионах они приобретали достаточно массовый характер. Для стыковки исторических сведений с гидроклиматическими характеристиками за период инструментальных наблюдений были использованы имеющиеся для каждого из регионов данные длиннорядных станций – Ленинграда (I регион), Москва (II), Киева (III) и Риги (IV). Начало регулярных измерений температуры воздуха в I регионе – 1752 г., в остальных – 1830 г.

За инструментальный период были определены экстремальные сезоны по градациям, примененным к историческим сведениям. При этом большое значение имеет выбор для каждой стадии граничных условий, выход за которые гидрометеорологической характеристики можно считать аномальным. В качестве такого критерия может быть взят уровень $+0,66\sigma$ ряда [Раунер, 1981]. Однако для данной работы он не может быть использован, т.к. частота экспериментальных сезонов, определенных по такому критерию, значительно превышает максимальную частоту, зафиксированную за исторический период.

В качестве основы был использован критерий нормальных климатических условий (K_n), предложен М.Е.Ляховым [1984]:

$$\frac{N_{\text{ср}} + N_{\text{мин}}}{2} \leq K_n \leq \frac{N_{\text{ср}} + N_{\text{макс}}}{2},$$

где $N_{\text{мин}}$ и $N_{\text{макс}}$ – соответственно наименьшее и наибольшее за период наблюдений значения данной характеристики климата. Если сезон характеризуется параметрами вне указанных граничных условий, то его можно отнести к экстремальным. По возможности использовались имеющиеся письменные упоминания о таких сезонах за инструментальный период. Принималось также, что частота появления определенных экстремальных сезонов не должна превышать максимальную частоту подобных сезонов за историческое время.

Весь период с 1120 по 1980 гг. был разделен на тридцатилетия с шагом в десять лет (1120–1150, 1150–1180, и т.д.). Для каждого тридцатилетия подсчитывалась относительная доля определенных экстремальных сезонов от общего количества зарегистрированных в регионе за данный промежуток времени событий.

В целях уменьшения влияния таких факторов, как неполнота сохранности источников, возможная неправильность датировки событий и некоторых других, производилось рассмотрение не абсолютных количеств положительных и отрицательных экстремумов определенных сезонов, а разности их относительных долей в числе зафиксированных за данный период событий [Клиге и др., 1993].

Для анализа многолетних изменений термических условий и увлажненности за холодный и теплый периоды года последнего тысячелетия может быть использован коэффициент экстремальности (K_e), учитывающий как разность

относительных долей противоположных по характеру экстремумов, так и неравномерность объема зафиксированной за это время информации:

$$K_3 = \frac{N_1 - N_2}{N_{30}} \times \frac{N_1 + N_2}{\Sigma N},$$

где N_1, N_2 – число случаев противоположных по характеру увлажнения или термическим условиям экстремальных сезонов одного рода в данном тридцатилетии (например, многоснежные и бесснежные, суровые и мягкие зимы и т.п.); N_{30} – общее количество зарегистрированных по выбранным категориям сезонов; ΣN – сумма всех зарегистрированных за период (1120–1980 гг.) экстремальных сезонов.

Проверка однородности информации может быть произведена с помощью критерия Краскелла-Уоллиса – $H_{одн.}$:

$$H_{одн.} = \frac{12}{N(N+1)} \sum_{i=1}^k n_i \left(\bar{R} - \frac{N+1}{2} \right)^2,$$

где N – число элементов общего вариационного ряда; n_i – число элементов в i -той выборке; $n_1 + n_2 + \dots + n_k = N$; $\bar{R}$ – средний ранг для каждой выборки; $K = 3$.

При уровне значимости 0,05 принималось, что ряды достаточно однородны и по своим статистическим параметрам отвечают нормальному закону распределения.

Для всех регионов положительные аномалии зимней увлажненности отмечены в периоды 1380–1530, 1630–1720, 1750–1800 гг.; отрицательные – 1720–1760 гг. и с 1800 г. до начала XX в. Повсеместно высокие показатели экстремальности теплого периода года, свидетельствующие о преобладании влажных сезонов, характерны для середины XII и XIII вв., а также для периода примерно с 1450 по 1600–1620 гг., что соответствует эпохе МЛП. Преобладание засушливых сезонов в теплое время года характерно для 1170–1240, 1320–1400, 1610–1680 гг. и первой половины XVIII в. О региональных особенностях можно судить по графикам изменения показателя экстремальности K_3 (рис. 8.22).

По графикам связи (рис. 8.23, 8.24) показателя экстремальности K_3 и рассчитанных по тридцатилетиям средних климатических характеристик за длительный период инструментальных наблюдений были получены оценки этих характеристик для всего периода 1120–1980 гг. ($r = 0,8-0,85$).

Оценка средней ошибки расчета многолетних климатических характеристик по показателю экстремальности составила для температуры воздуха около $\pm 0,2^\circ\text{C}$, а для осадков – до ± 20 мм.

Средние величины осадков рассчитывались отдельно за холодный и теплый периоды года, а затем суммировались в средние за тридцатилетия годовые величины. За границы периодов условно принимались: холодного – XII–II и теплого – III–XI месяцы года.

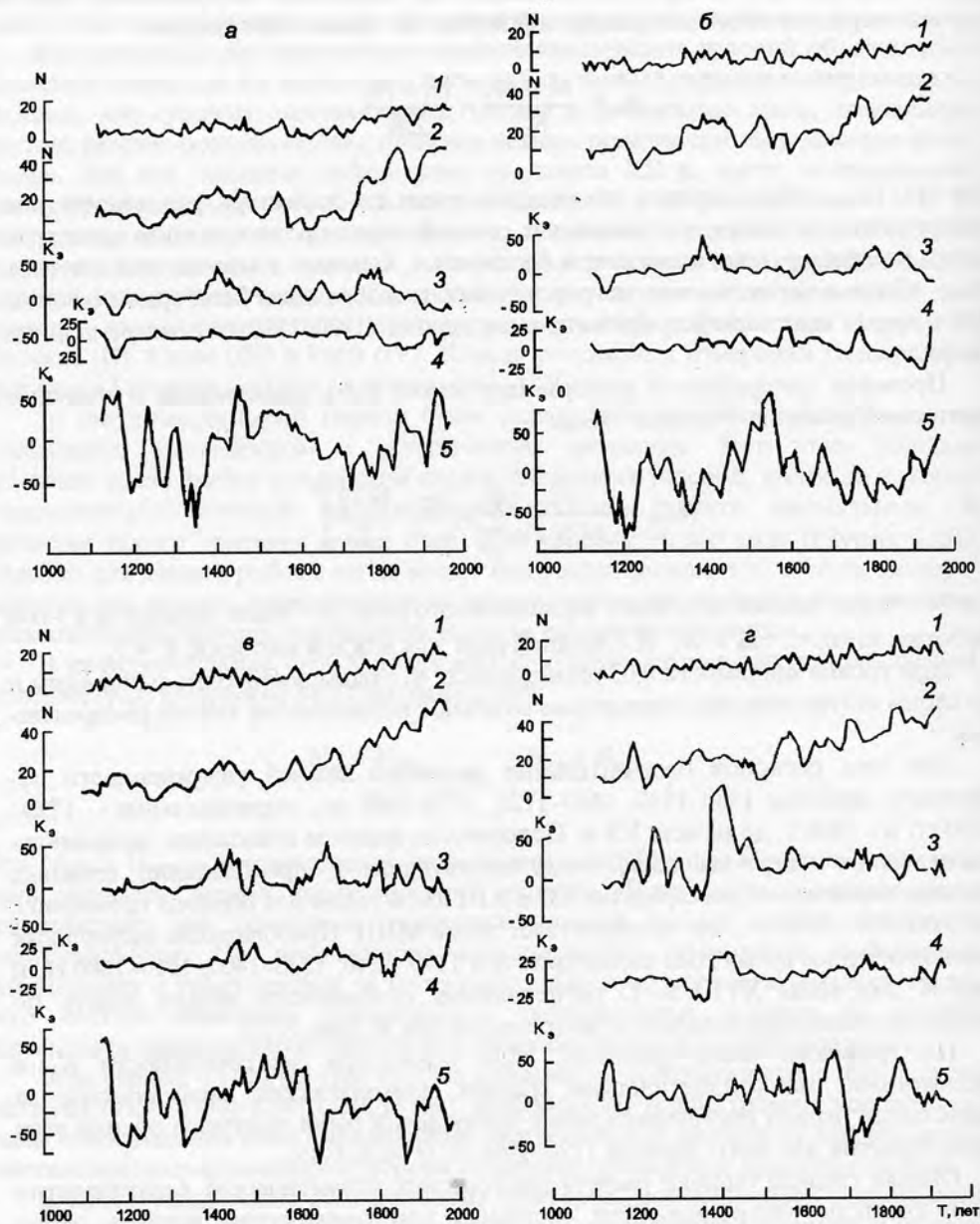


Рис.8.22. Изменения общих количеств (N) экстремальных климатических сезонов по 10-летиям (1); скользящим 30-летиям (2) и показателя экстремальности (K_s) суровых-мягких (3), малоснежных-бесснежных (4) зимних сезонов, влажных-засушливых сезонов теплого периода года (5) по 30-летиям;

Регионы: а – северо-западный, б – центральный, в – юго-западный, г – западный

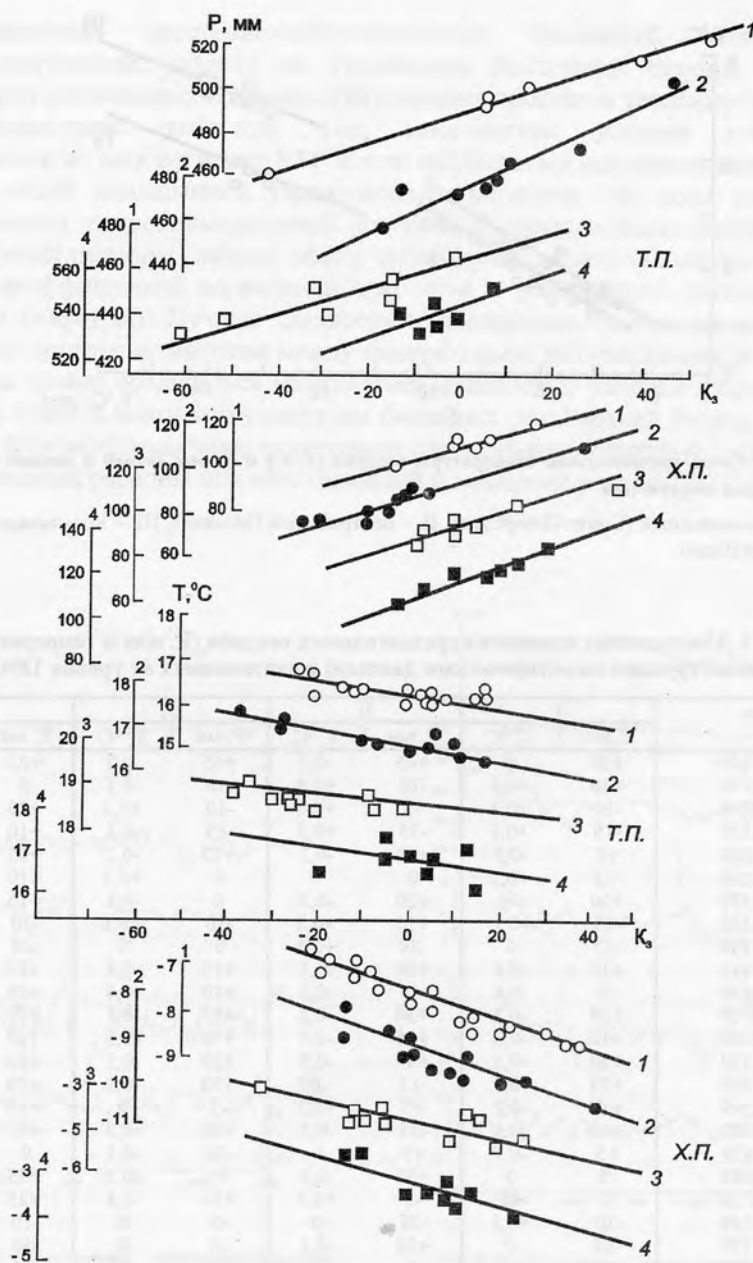


Рис.8.23. Связь показателей экстремальности сезонов (K_s) теплого (Т.П.) и холодного (Х.П.) периодов года со средними за 30-летия суммами осадков (P , мм) и температурами воздуха ($T^{\circ}\text{C}$) по данным инструментальных наблюдений

Регионы: 1 – северо-западный, 2 – центральный, 3 – юго-западный, 4 – западный

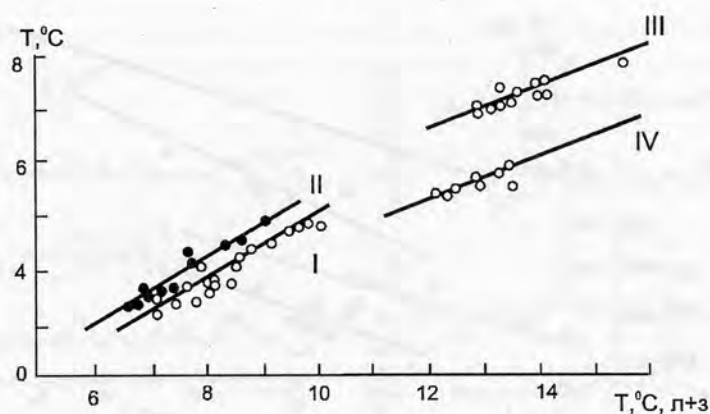


Рис.8.24. Связь среднегодовой температуры воздуха ($T, ^\circ\text{C}$) и суммы летней и зимней температур воздуха ($T, ^\circ\text{C}_{\text{л+з}}$) по регионам

I – северо-западный (Санкт-Петербург); II – центральный (Москва); III – юго-западный (Киев); IV – западный (Рига)

Таблица 8.3. Многолетние изменения среднегодовых осадков (P , мм) и температур ($T, ^\circ\text{C}$) воздуха (реконструкция по историческим данным) в отклонениях от уровня 1890–1950 гг.

Годы	I		II		III		IV	
	P , мм	T , $^\circ\text{C}$	P , мм	T , $^\circ\text{C}$	P , мм	T , $^\circ\text{C}$	P , мм	T , $^\circ\text{C}$
1120–1149	+20	0	+45	-0,5	+45	-0,2	+25	+0,2
1150–1179	+10	+0,6	-10	+0,8	-10	-0,1	0	+0,2
1180–1209	-10	+0,3	-5	+0,6	-10	+0,2	+20	+0,2
1210–1239	-15	+0,1	-35	+0,3	-15	-0,1	+10	-0,2
1240–1269	+5	-0,2	+15	-0,2	+25	-0,2	+15	-0,4
1270–1299	-15	+0,2	0	0	0	+0,1	+10	-0,1
1300–1329	+10	-0,1	+20	-0,3	0	-0,1	+15	-0,1
1330–1359	-15	-0,1	+10	+0,2	-10	+0,1	-10	+0,3
1360–1389	-15	0	-20	+0,5	0	0	-25	+0,5
1390–1419	+10	-0,8	+10	-0,1	+15	-0,4	+25	-0,4
1420–1449	0	-0,4	-5	-0,3	+10	-0,4	+35	-0,7
1450–1479	+25	-0,2	+30	-0,2	+25	-0,1	+20	-0,3
1480–1509	+10	-0,3	+25	-0,3	+30	-0,3	+20	-0,4
1510–1539	+20	-0,1	+45	-0,5	+20	-0,2	+10	+0,1
1540–1569	+25	-0,1	-15	-0,7	+30	-0,2	+20	+0,1
1570–1599	+10	-0,2	+5	+0,1	-5	0	+15	-0,2
1600–1629	+10	-0,1	-35	-0,3	+20	-0,3	+35	-0,2
1630–1659	+5	-0,3	+5	0	-30	-0,1	0	+0,2
1660–1689	-5	0	+30	-0,4	0	-0,3	+35	-0,3
1690–1719	0	+0,1	-5	+0,1	+10	-0,1	+25	0
1720–1749	-10	+0,3	-25	0	-5	0	-10	=0,1
1750–1779	-15	0	+10	-0,1	-5	0	-10	=0,1
1780–1809	0	-0,8	-5	-0,3	+15	-0,3	+5	-0,1
1810–1839	-20	-0,4	-5	-0,7	-15	-0,1	+15	0
1840–1869	+5	-0,3	-20	-0,1	-35	+0,1	+25	+0,1
1870–1899	0	-0,2	0	-0,5	+5	-0,2	0	-0,2
Норма (1890–1950)	580	4,0	550	3,8	535	7,0	645	5,6

Примечание: I – Северо-западный, II – Центральный, III – Юго-западный, IV – Западный регионы

Исследования пространственно-временных изменений экстремальных гидроклиматических условий на территории Восточной Европы позволяет выявить ряд характерных особенностей развития процессов теплообмена на этой территории (табл. 8.3). Так, многолетние условия повышенной засушливости во всех регионах ЕТР могли наблюдаться одновременно чаще, чем условия общей повышенной увлажненности регионов. По всем показателям экстремальных гидроклиматических условий северо-западный, центральный и юго-западный регионы связаны между собой лучше, чем с западным. Наиболее высокие коэффициенты корреляции при этом – у западного региона с юго-западным (Украина). Лучшая связность в показателях экстремально высоких половодий по тридцатилетиям между центральным, юго-западным и западным регионами может объясняться многолетней общностью условий формирования весеннего стока в соответствующих им бассейнах рек Верхней Волги, Днепра и Даугавы. Суровые зимы чаще охватывали одновременно северный, центральный и юго-западный регионы или юго-западный и западный регионы ЕТР (рис. 8.25 – 8.28).

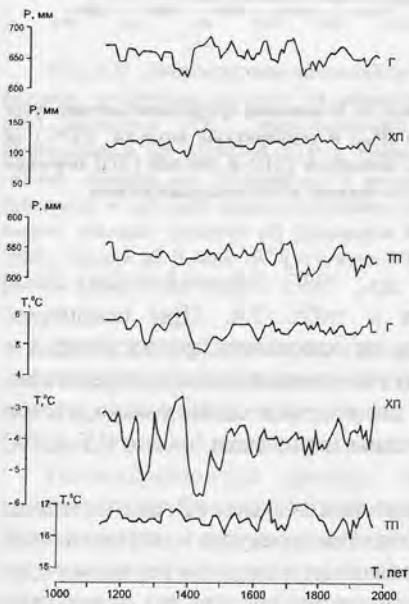


Рис.8.25. Изменения среднееголетних сумм осадков ($P_{\text{мм}}$) и температуры воздуха ($T, ^\circ\text{C}$) за год (Г), холодный (ХП) и теплый (ТП) периоды года по 30-летиям. Западный регион

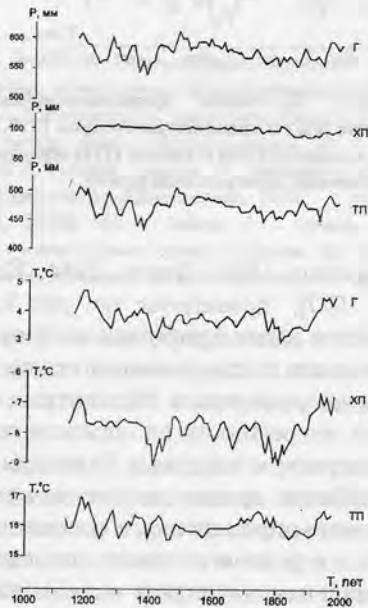


Рис.8.26. Изменения среднееголетних сумм осадков ($P_{\text{мм}}$) и температуры воздуха ($T, ^\circ\text{C}$) за год (Г), холодный (ХП) и теплый (ТП) периоды года по 30-летиям. Северо-западный регион

Реконструированные климатические показатели по регионам европейской территории в сравнении с некоторыми оценками термических условий и увлажненности за последнее тысячелетие, полученные другими авторами

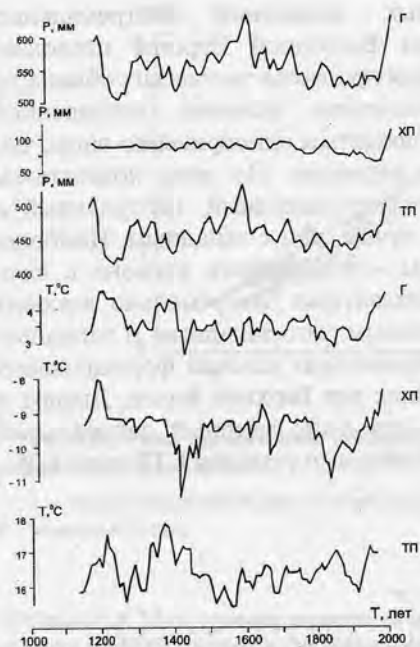


Рис.8.27. Изменения среднемноголетних сумм осадков ($P_{мм}$) и температуры воздуха ($T, ^\circ C$) за год (Г), холодный (ХП) и теплый (ТП) периоды года по 30-летиям. Центральный регион

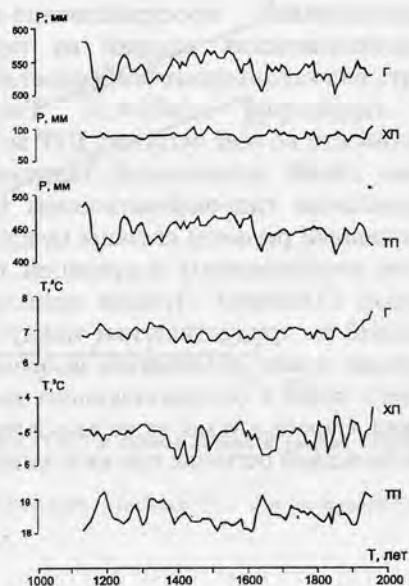


Рис.8.28. Изменения среднемноголетних сумм осадков ($P_{мм}$) и температуры воздуха ($T, ^\circ C$) за год (Г), холодный (ХП) и теплый (ТП) периоды года по 30-летиям. Юго-западный регион

[Шостакович, 1934; Ляхов, 1984; Климанов и др., 1986; Schostakowitch, 1931; Lamb, 1977], приведены на рис. 8.29, 8.30 и в табл. 8.4. При сравнении результатов данной работы с полученными ранее на основании других данных и методических подходов можно сделать вывод об их определенном соответствии. Некоторые различия в абсолютных значениях полученных оценок находятся в пределах погрешности их определения по различным методикам (около $0,5-1,0^\circ C$ для температуры воздуха и 50 мм для осадков).

Колебания среднемноголетних годовых термических условий за последнее тысячелетие определялись в основном изменениями температуры воздуха зимних сезонов, а в режиме осадков – изменением увлажненности теплого периода года. Максимальная амплитуда колебаний зимних температур воздуха по отдельным тридцатилетиям за исторический период наблюдалась в более континентальном центральном регионе европейской территории страны – до $3-3,3^\circ C$, наименьшая – в юго-западном (до $1,5-1,8^\circ C$). Амплитуда средних годовых температур воздуха изменялась от $0,6-1,2^\circ C$ в юго-западном и западном регионах до $1,6-2,0^\circ C$ в центральном и северо-западном.

Наибольшая амплитуда в среднемноголетних суммах осадков теплого периода и года характерна для центрального региона – до 100–120 мм; для остальных она составляет 50–80 мм. При этом изменчивость зимнего увлажнения западного региона относительно других максимальна, а летнего – минимальна.

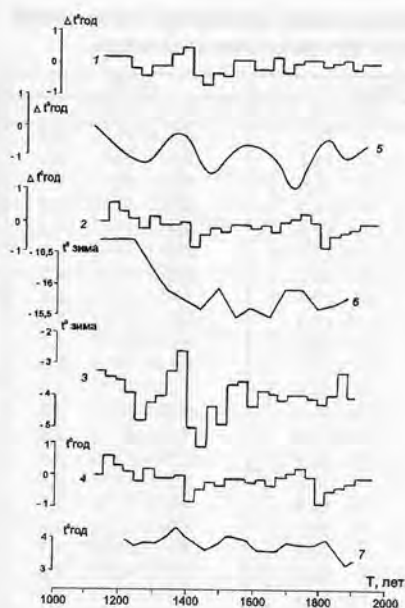


Рис. 8.29. Реконструкции аномалий средних годовых температур воздуха от современных для Западного (1), Северо-западного (2), Центрального (4) регионов ЕТР и температур зимних сезонов для Западного (3) региона в сравнении с другими реконструкциями термических условий: Эстонии (5) [Климанов и др., 1985], Англии (6) [Lamb, 1977] и центра ЕТС (7) [Ляхов, 1984]

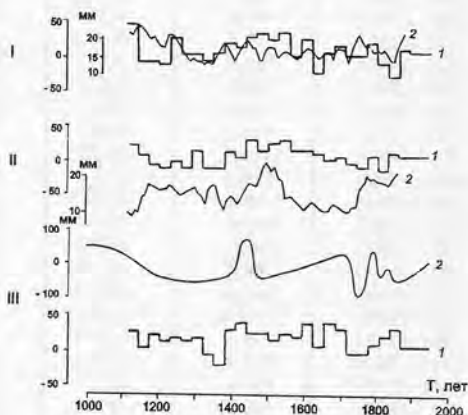


Рис. 8.30. Реконструкция аномалий среднегодовых сумм осадков от современных в ЕТР

I – Юго-запад: 1 – сумма осадков, 2 – мощность ленточных глин Сакского озера; II – Северо-запад: 1 – сумма осадков, 2 – мощность ленточных глин Перт-озера [Шостакович, 1934; Schostakowitch, 1931]; III – Запад: 1 – сумма осадков, 2 – среднегодовые суммы осадков по палинологическим данным в Эстонии [Климанов и др., 1985]

Характерное для всех регионов по тридцатилетним осреднениям в основном разнонаправленное изменение летнего и зимнего увлажнения за исторический период может свидетельствовать об “уравновешивании” климатических экстремумов в этом масштабе времени.

Рассматриваемые данные позволяют сделать выводы о соотношении увлажненности отдельных регионов с глобальными термическими изменениями. Как известно, по материалам инструментального периода делаются прямо противоположные выводы об увеличении увлажненности континентов в умеренном поясе при потеплении или похолодании. Оба процесса физически допустимы, их количественные соотношения могут быть неодинаковы в зависимости от рассматриваемого масштаба времени и физико-географических условий. В западной Европе, например, вследствие океанического характера климата доли экстремальных по температуре и увлажнению сезонов изменяются сходным образом, а на рассматриваемой территории данная закономерность нарушается с ростом степени континентальности климата. В северо-западном и центральном регионах экстремально суровые зимы редко были многоснежными, а при похолодании в XV–XVII вв. в силу возможного смещения преобладающих путей циклонов к югу количество дождливых летних сезонов значительно

Таблица 8.4. Средние 30-летние температуры воздуха по сезонам для центра европейской равнины и для Москвы, реконструированные по историческим сведениям

Годы	Зима		Лето		Год	
	а	б	а	б	а	б
1201–1230	-9,5	-9,1	17,2	17,2	4,0	4,2
1231–1260	-9,4	-9,2	16,7	16,1	3,8	3,5
1261–1290	-9,8	-9,5	17,2	16,4	3,9	3,5
1291–1320	-9,5	-9,0	17,2	16,0	3,9	3,5
1321–1350	-9,4	-9,1	17,9	17,4	4,1	4,3
1351–1380	-9,6	-9,6	18,6	17,9	4,4	4,3
1381–1410	-9,6	-9,8	17,6	16,7	4,1	3,5
1411–1440	-10,2	-10,2	17,6	17,6	3,9	3,8
1441–1470	-10,0	-10,2	16,9	16,5	3,7	3,5
1471–1500	-10,0	-9,1	17,4	16,5	3,9	3,8
1501–1530	-9,4	-9,3	17,8	15,7	4,2	3,2
1531–1560	-9,4	-9,1	17,6	15,8	4,1	3,4
1561–1590	-9,6	-9,3	17,4	16,4	4,0	3,8
1591–1620	-9,6	-9,1	17,0	16,3	3,7	3,6
1621–1650	-10,4	-8,8	17,3	16,5	3,7	3,9
1651–1680	-10,4	-9,7	17,4	16,6	3,7	3,5
1681–1710	-9,6	-8,9	17,0	16,4	4,0	3,8
1711–1740	-9,7	09,0	17,0	16,6	3,9	3,8
1741–1770	-9,9	-9,1	17,3	16,4	3,9	3,7
1771–1800	-9,7	-9,4	17,9	16,6	4,1	3,6
1801–1830	-9,8	-10,2	18,0	16,1	3,7	3,3
1831–1860	-9,8	-9,8	17,3	17,3	3,3	3,7
1861–1890	-9,7	-9,8	16,4	16,5	3,5	3,3

Примечание: а – данные из книги “Колебания климата” [1988], б – наши данные

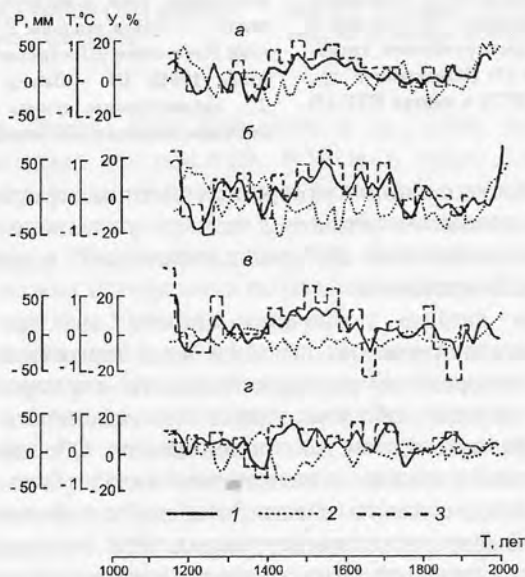


Рис.8.31. Реконструкция аномалий атмосферных осадков (1), температуры воздуха (2) и речного стока (3) на территории Восточной Европы по историческим сведениям

а – северо-запад (бассейн р.Нарвы); б – центр (бассейн р.Москвы); в – юго-запад (бассейн р.Днепра); г – запад (бассейн р.Дaugавы)

Таблица 8.5. Аномалии среднего за 30-летия годового стока в процентах от современного (1900–1950) по бассейнам рек

Годы	Нева	Москва	Днепр	Даугава
1120–1149	+10	+24	+32	+11
1150–1179	0	-10	0	0
1180–1209	-9	-4	-9	+8
1210–1239	-8	-19	-9	+4
1240–1269	0	+9	+18	+9
1270–1299	-9	0	0	+4
1300–1329	+5	+12	0	+7
1330–1359	-5	+3	0	-7
1369–1389	-8	-11	0	-13
1390–1419	+10	+11	+12	+13
1420–1449	+3	0	+9	+18
1450–1479	+15	+16	+12	+11
1480–1509	+5	+13	+24	+11
1510–1539	+10	+24	+15	+4
1540–1569	+12	-2	+22	+9
1570–1599	+5	0	0	+7
1600–1629	+5	+16	+12	+15
1630–1659	0	0	-23	0
1660–1689	0	+17	+3	+15
1690–1719	0	0	+6	+11
1720–1749	-9	-11	0	0
1750–1779	-9	+5	0	0
1780–1809	0	0	+14	+2
1810–1839	-10	0	-9	+7
1840–1869	0	-11	-27	+11
1870–1899	0	0	+4	0
Норма (1900–1950)	200 мм	190 мм	110 мм	235 мм

Примечание: Оценки соответствуют возможным изменениям современного стока (при современных ландшафтных условиях и уровне хозяйственной деятельности в бассейнах) вследствие вековых климатических колебаний, характерных для последнего тысячелетия

превышало здесь количество засух. Доля летних засух увеличивалась в основном при потеплении (особенно во второй половине XII в., в XIV и начале XVIII в.), но и при похолодании в середине XVII в. их число повсеместно возрастало [Блютген, 1972]. В заключительную фазу МКО (XII–XIII вв.) летнее увлажнение Европейской России уменьшалось, а в Западной Европе увеличивалось. Величина среднего за тридцатилетие речного стока (табл. 8.5) в четырех бассейнах, на территории которых расположены рассмотренные исторические регионы, реконструировалась по методике, изложенной в главе 4. Полученные оценки могут рассматриваться как возможные при глобальных климатических колебаниях до $\pm 1^\circ\text{C}$, характерных для последнего тысячелетия. Величина стока могла снижаться на территории регионов в заключительную стадию МКО (на рубеже XII–XIII вв.) до 5–10% за исключением р.Даугавы (Западной Двины), где снижение величины среднего за 30 л. годового стока такого же порядка могло происходить в середине XIV в. В эпоху малого ледникового периода сток мог увеличиться и составить 10–15% для Невы и Даугавы и около 15–25% для Москвы и Днепра. В отдельные периоды относительных потеплений МЛП сток рек мог также быть несколько ниже современного (рис. 8.31). Одновременно нарастало антропогенное влияние на водный режим, особенно Европы и аридных территорий в результате распашки земель и создания искусственных водоемов [Коронкевич, 1990].

Глава 9

СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МИРОВОГО ВОДНОГО БАЛАНСА

9.1. Глобальный водообмен поверхностной гидросферы

Гидросфера Земли находится в постоянном движении и круговороте под воздействием энергии, выделяемой из земных недр, сил гравитации и прихода на земную поверхность солнечной радиации.

Водообмен гидросферы тесно связан с общим глобальным обменом вещества и энергией как между всеми геосферами, так и между всей планетой и космосом. Это не замкнутый процесс, т.к. в том объеме, в котором вода выделяется из магматических пород, она уже не возвращается обратно. Так же, как и при обмене веществом с космическим пространством, преобладает уход водорода над его приходом.

Влагообмен, или круговорот воды, – это постоянный процесс превращения и перемещения ее в природной среде, имеющий циклический и поступательный характер (рис. 9.1, по Л.С.Абрамову [1966]).

В процессе геологического круговорота вода путем дегазации выделяется из пород мантии (около 1 км³ воды в год) и постепенно поднимается к поверхности Земли. Одновременно в результате конвекции в мантии часть ее вещества может выходить по разломам, где земная кора как бы раздвигается со скоростью 2–5 см в год [Монин, 1977].

В районах рифтовых зон мантийное вещество активно реагирует с водами океанов. Происходит процесс связывания вод в серпентинитах. В местах же погружения океанической коры под континенты, в районах зон Беньоффа, происходит высвобождение значительного количества воды. Скорость такого круговорота достигает сотни миллионов лет.

Наиболее быстрый круговорот воды происходит на поверхности Земли. Его активность тесно связана и определяется количеством тепловой энергии, поступающей на Землю. Ежегодно в результате солнечного излучения около 79 ккал/см² поглощается земной поверхностью, из которых 66 ккал/см² расходуется на испарение [Будыко, 1980], а остальное – на турбулентный теплообмен с атмосферой.

Процесс водообмена обеспечивает относительную устойчивость в распределении вод между сушей, океаном и атмосферой. Это равновесие относительное и

может меняться во времени, что приводит к соответствующему изменению гидрологических и климатических условий.

Вода, испаряющаяся с поверхности водоемов, почвы и растительности, поступает в атмосферу в виде водяного пара, где он путем турбулентной диффузии распространяется вверх и воздушными течениями переносится из одних мест в другие. При понижении температуры влажного воздуха как адиабатически, так и вследствие отдачи тепла, водяной пар конденсируется, переходя в жидкое или твердое состояние. При выпадении осадков из облаков вода возвращается на поверхность Земли, где часть ее испаряется, а часть посредством стока поступает в водоемы.



Рис.9.1. Глобальный водообмен [Абрамов, 1966]

Наряду с теплооборотом и общей циркуляцией атмосферы вода является одним из основных климатообразующих факторов.

Вода, испарившаяся с поверхности океанов и морей, в большей своей части (90%) выпадает обратно на морскую поверхность, участвуя в малом поверхностном круговороте (рис. 9.2). Меньшая часть влаги (10%) участвует в большом поверхностном круговороте, переносясь в процессе воздушной циркуляции на территорию суши, где возникает ряд внутренних влагооборотов. Атмосферные

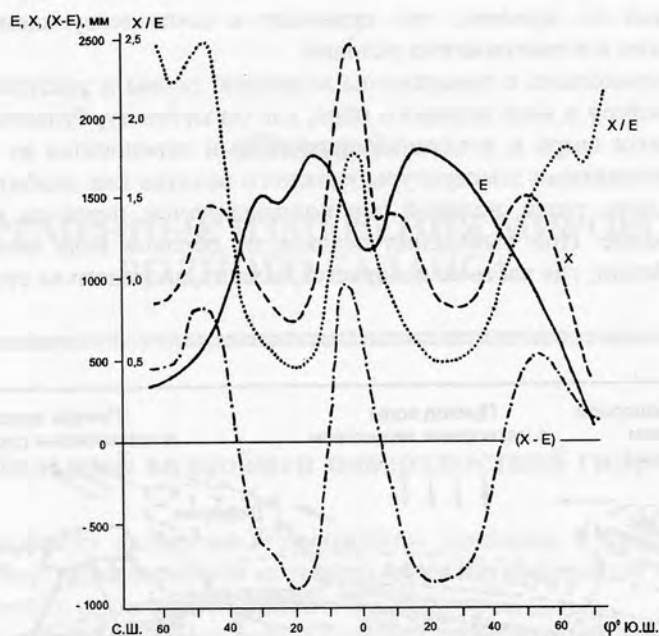


Рис.9.2. Изменение по широтам показателей водообмена океана: испарения (E), осадков (X), (X-E) и X/E

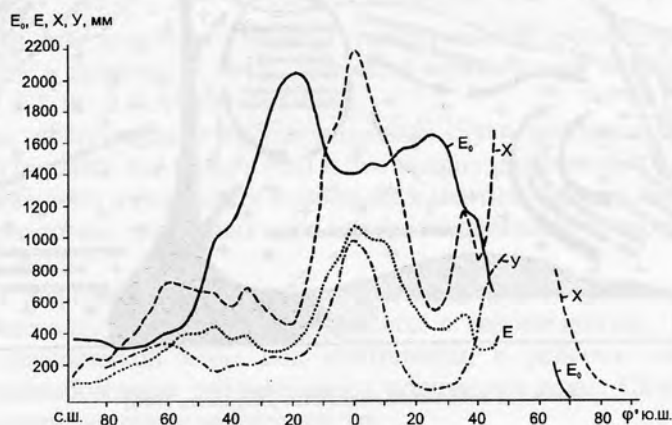


Рис.9.3. Изменения по широтам показателей водообмена суши: осадков (X), испаряемости (E_0), испарения (E) и поверхностного стока (Y)

осадки, выпавшие на суше, в значительной степени опять испаряются (58%), а около 40% образуют поверхностный сток, формирующий ручьи, реки, озера и болота. Около 2% влаги просачивается в почву и образует грунтовые воды, которые в свою очередь формируют подземный сток. Часть вод на континентах

образует внутриматериковый круговорот, когда вода, испарившаяся с территории суши, вновь выпадает на нее же (рис. 9.3).

Поскольку атмосферные осадки, выпадающие над сушей, преимущественно образуются в результате испарения влаги с поверхности Мирового океана и переноса ее вследствие атмосферной циркуляции на территорию континентов, то в период глобального потепления, когда испарение с морской поверхности увеличивается, суммарное количество осадков в целом над поверхностью Земли возрастает, в то же время характер интенсивности переноса влаги на сушу несколько ослабевает из-за уменьшения величины меридионального градиента температур. Чем он больше, тем интенсивнее происходит циркуляция атмосферы и больше влаги поступает на континент, и наоборот.

Вода с континентов путем поверхностного, подземного и ледового стока опять поступает в Мировой океан, завершая большой поверхностный круговорот.

Часть воды связывается и разлагается растениями, а при фазовых переходах изменяется ее химический и изотопный состав.

Часть воды, проникающая в Землю, входит в химические соединения, другая в виде кристаллогидратной, сорбированной и многих других форм связывается рыхлыми осадками земной коры, погребается вместе с ними и на тысячелетия может выходить из общего водообмена. Породы земной коры в процессе метаморфизма и погружения в глубь земли под влиянием давления и высокой температуры теряют воду, которая поднимается по порам пород и появляется вновь на земной поверхности в виде различных источников или пластовых вод [Виноградов, 1973].

Наиболее длительный период водообмена на поверхности Земли имеют воды ледников (табл. 9.1). Он в среднем составляет около 10–15 тыс. л. В центральных частях Антарктиды период оборота ледниковых вод может превышать 200 тыс. л. [Котляков, 1984].

Таблица 9.1. Период водообмена отдельных частей гидросферы на поверхности Земли

Части гидросферы	Объем тыс. км ³	Доля запасов %	Годовой расход тыс. км ³	Период водообмена, лет		
				I – 22%	II – 90%	III – 99%
				$T_1 = W/Q$	$T_2 = 2W/Q$	$T_3 = 4,5W/Q$
Мировой океан	1476000	94,32	507,2	2910	5820	13095
Подземные воды	60000	3,83	12,0	5000	10000	22500
Ледники и мерзлота	30000	1,92	3,8	7895	15790	35528
Озера, водохранилища и болота	290	0,02	39,3	7,4	14,8	33,3
Почвенная влага	16	0,001	14,8	1,1	2,2	4,95
Воды рек	2	0,0001	44,2	0,04	0,08	0,18
Влага атмосферы	14	0,0008	577,1	0,02	0,04	0,09
Поверхностные воды Земли	1566322	100,00	577,1	2714	5428	12213

Глобальный круговорот Земли не является замкнутой системой. Из космоса на Землю поступает лучистая солнечная и космическая энергия, корпускулы Солнца и других звезд, различная пыль, метеориты и осколки астероидов, а Земля, в свою очередь, отдает обратно часть энергии, рассеивает в космосе водород и гелий [Алпатыев, 1983].

В результате обмена веществом и энергией из космоса на Землю ежегодно может поступать около $0,01 \text{ км}^3$ воды (от $0,08 \cdot 10^{-3} \text{ км}^3$ до $0,05 \text{ км}^3$ [Дерпгольд, 1971; Алпатыев, 1969]) в виде межпланетарного вещества и метеоритов.

Некоторая часть водорода может образовываться путем захвата электронов протонами, пришедшими от Солнца в верхнюю часть атмосферы [Черкинский, 1971].

Одновременно происходит процесс безвозвратной потери части гидросферы вследствие диссипации легких газов, утечки или ускользания их за пределы земного притяжения в размере около $0,1 \text{ км}^3$ в год (от $0,03$ до $0,27 \text{ км}^3$ [Юри, 1959; Павлов, 1977; Алпатыев, 1983]).

Таким образом, земной шар в целом постепенно обезвоживается, хотя количество воды на его поверхности постоянно возрастает за счет большего поступления вод из его недр.

С каждым годом все более ощутимо человек вмешивается в природные процессы, что оказывает уже заметное влияние на режим поверхностной гидросферы Земли. В настоящее время под воздействием человека более 20% территории континентов коренным образом преобразована (уничтожается растительность в результате выпаса скота, вырубаются леса под пашню, растет количество городов, дорог и пр.), что приводит к изменению теплового режима и влагооборота.

Быстрый рост населения планеты, развитие промышленного производства и сельского хозяйства вызывают возрастающие темпы водопотребления, которое уже достигает почти 4 тыс. км^3 в год [Шикломанов, 1979]. 80% используемой воды связано с сельским хозяйством и, в первую очередь, с орошением 3 млн. км^2 земной поверхности, что вызывает усиление процессов испарения и интенсификации влагооборота.

С деятельностью человека связано также изменение обмена подземных вод, их некоторого пополнения за счет создания искусственных водоемов и сокращения в связи с развитием интенсивной эксплуатации при водоснабжении населения. Ежегодно из недр Земли извлекается до 20 тыс. км^3 воды [Плотников, 1976]. Это приводит в целом к сокращению водных запасов и снижению уровня подземных вод.

Возникновение дополнительных ядер конденсации в атмосфере в результате ее загрязнения, особенно в районах крупных городов, способствует выпадению дополнительных атмосферных осадков.

Быстрыми темпами развивается опреснение морских вод и их водопотребление в районах недостаточного увлажнения, которое уже составляет около 10 км^3 в год. Этот процесс приводит к усилению влагооборота между океаном и континентами [Степанов, 1983].

В процессе развития водопотребления усиливается испарение и возрастает интенсивность водообмена над территорией суши. Это в свою очередь приводит к возникновению дополнительных атмосферных осадков в размере 1 тыс. км^3 в

год [Дроздов и др., 1976], в результате чего поверхностный сток может увеличиваться до 400 км³ в год.

В то же время, создание огромного количества искусственных водоемов на континентах увеличивает объем речных вод, задерживаемых в русловой сети. Это приводит к замедлению водообмена речных вод в 10-12 раз [Калинин, 1974].

Изменение скорости водообмена природных вод может значительно влиять на их количество в результате дополнительного отставания в искусственных водоемах и накопления загрязняющих веществ.

В настоящее время быстро возрастает загрязнение вод Мирового океана, особенно нефтепродуктами. Это может приводить к сокращению испарения воды с поверхности на 10–50% [Дуванин, 1981]. В результате загрязнений водообмен между материками и океанами может ослабевать.

Таким образом, развитие деятельности человека, с одной стороны, усиливает испарение, ускоряет влагооборот в атмосфере, а с другой стороны, создание водохранилищ замедляет водообмен на поверхности суши.

Интенсивность водообмена природных вод является одной из важных характеристик их режима, помогающая оценить период возобновления их запасов. В различных звеньях гидросферы, хотя они и тесно связаны между собой, скорость водообмена может очень сильно отличаться.

Обычно активность или период водообмена определяют по отношению объема рассматриваемой части гидросферы к приходному или расходному элементу ее баланса:

$$T = \frac{W}{Q}.$$

Следует отметить некоторую условность в определении периода водообмена из-за сложности подсчета как самих запасов вод, так и их расхода.

Оценку активности водообмена по отношению объема вод к их расходу, как показали исследования Г.П.Калинина [1972], следует принимать как наиболее низкий предел коэффициента водообмена, который, по существу, не соответствует периоду полного возобновления запасов воды в водоеме. Он может характеризовать только восстановление массы запасов вод.

Более правильно было бы определять активность водообмена по продолжительности времени, соответствующего расходованию влаги той или иной доли начальных запасов (α) по соотношению:

$$t_{w/\alpha} = -\ln(1 - \alpha) \frac{W}{Q}$$

Понятие полного возобновления природных вод условно, т.к. теоретически оно происходит при $t \rightarrow \infty$. Расчеты показывают, что возобновление около 90% воды должно происходить при $t_2 = 2W/Q$, а возобновление почти 99% при равномерном переливании должно происходить при $t_3 = 4,5W/Q$.

Расчеты показывают, что для поверхности Земли в зоне наиболее активного водообмена средний период возобновления запасов вод может составлять по нижнему пределу около 3,7, а по верхнему – около 12,2 тыс. л.

Наиболее длительный водообмен происходит в ледниках из-за их достаточно большого объема и сравнительно малого расхода вод. Средний период смены

запасов вод составляет от почти 8 до 35,5 тыс. л. В то же время для законсервированных подземных льдов зоны вечной мерзлоты и Антарктиды периоды водообмена могут составлять более сотен тыс. л. Это свидетельствует о том, что для определения периода водообмена с достаточно высокой точностью необходимо проводить расчеты по более дробным частям отдельных звеньев гидросферы.

Мировой океан, несмотря на его огромные размеры и при огромном ежегодном расходе вод на испарение (более 500 тыс. км³), имеет период водообмена, составляющий в среднем от 2,9 до 13,1 тыс. л. Это время водообмена, как уже отмечалось, имеет определенную условность. Так, если взять зону активного перемешивания в океане до глубины 50 м с объемом порядка 18000 тыс. км³, то период водообмена здесь может составить около 40 л.

Большим периодом водообмена обладают также подземные воды. В зоне активного водообмена их смена запасов может составлять от 5 до 22,5 тыс. л. В то же время на больших глубинах период водообмена резко увеличивается и может составить как сотни тысяч, так и более миллиона лет.

Более быстрый водообмен происходит в озерах, водохранилищах и болотах. Здесь он условно может быть оценен в среднем от 7 до 33 л.

Почвенная влага благодаря мощной транспирации воды растениями имеет среднюю смену запасов от 1 до 5 л.

Еще более быстрый водообмен происходит в реках, где он составляет от 15 до 60 дней.

Наиболее быстрая смена влаги происходит в атмосфере – от нескольких дней до одного месяца, и биосфере, где этот процесс может происходить в течение нескольких часов.

9.2. Водный баланс поверхностных вод гидросферы

Водный баланс поверхностных вод Земли в нашу климатическую эпоху определяется сложившимися гидроклиматическими условиями и по существу является количественным выражением круговорота вод: всех форм прихода и расхода воды в атмосфере и на поверхности земного шара.

Обычно при расчетах водного баланса принимается, что количество испарившейся влаги с поверхности океана равно осадкам на его поверхность плюс приток вод с территории суши, баланс которой как бы равен количеству осадков, выпавших на ее территории, минус испарение и сток в Мировой океан [Калинин, 1968; Львович, 1974; Мировой водный баланс., 1974]. В этом случае уравнение водного баланса для океана и территории суши может быть представлено через слой испарения с поверхности океана и морей (Z_0), слой осадков на поверхность океана и морей (X_0), слой стока с территории суши (Y) и соответствующие площади суши и океана (F_C , F_0):

$$F_0 Z_0 = F_0 X_0 + F_C Y$$

$$F_C Z_C = F_C X_C - F_C Y.$$

Из этих уравнений видно, что количество испарившейся влаги с поверхности Земли должно быть равно количеству осадков на ее поверхности.

В действительности же равновесие составляющих водного баланса может быть лишь относительным. На самом деле все составляющие водного баланса непрерывно изменяются и баланс складывается то в пользу океана, то в пользу суши. Это хорошо можно проследить по интегральному показателю изменения соотношения воднобалансовых характеристик – уровню Мирового океана [Gornitz, 1987].

Ежегодно в круговороте на поверхности Земли участвует более 1 млн. км³ воды, что составляет около 0,1% от объема вод активного водообмена. С поверхности морей и океана ежегодно испаряется 510 тыс. км³ воды (38%), а с поверхности суши – около 70 тыс. км³ (12%). Обратно на поверхность океана выпадает 90% испарившейся с нее влаги и 1% возвращается в океан в виде притока речных, подземных и ледниковых вод. На суше в виде атмосферных осадков выпадает около 120 тыс. км³ воды, из которых 58% идет на испарение, а 42% стекает обратно в моря и океаны (табл. 9.2).

Таблица 9.2. Средний годовой водный баланс Земли

Элементы баланса	Объем воды, км ³ / год	Слой воды, мм	% от расхода
Земной шар в целом			
Испарение	-577060	-1132	100
Атмосферные осадки	+577060	+1132	100
Мировой океан			
Испарение	-507150	-1402	100
Атмосферные осадки	+457230	+1264	90,2
Речной сток	+44180	+122	8,7
Ледниковый сток	+3850	+11	0,8
Подземный сток	+2500	+7	0,5
Невязка баланса	+610	+2	0,1
Территория суши			
Атмосферные осадки	+119830	+804	100,0
Испарение	-69910	-469	58,3
Речной сток	-44180	-296	36,7
Ледниковый сток	-3850	-26	3,2
Подземный сток	-2500	-17	2,1
Невязка баланса	610	-4	0,5

На территории суши помимо основных элементов водного баланса, таких как суммарные осадки, испарение и сток, необходимо учитывать и подземную часть стока, количество влаги сформировавшейся за счет конденсации водяных паров атмосферы, поступление глубоких артезианских вод, вод, образовавшихся в процессе биологических превращений, и т.д. В расходную часть следует отнести также пополнение глубоких подземных горизонтов, затраты воды в процессе жизнедеятельности животных и растительных организмов и другие. Необходимо учитывать аккумуляцию вод в почво-грунтах, в руслах рек, в озерах и водохранилищах, в болотах и различных понижениях, ледниках и мерзлоте, влияние различной хозяйственной деятельности [Бабкин, Вуглинский, 1982].

В истории Земли неоднократно отмечались крупные изменения воднобалансовых характеристик. Это обычно было связано с колебаниями прихода

солнечной радиации на поверхность Земли и соответствующих изменений в климатических условиях.

В период развития похолоданий на поверхности Земли происходит изменение мирового водного баланса в сторону большей увлажненности континентов, консервация значительной массы воды в ледниках. Водный баланс океана становится отрицательным и уровень его понижается.

В периоды наступления потепления, наоборот, отрицательный водный баланс устанавливается на континентах — растет испарение, тают ледники, сокращается объем озер и увеличивается сток в океан, водный баланс которого становится положительным.

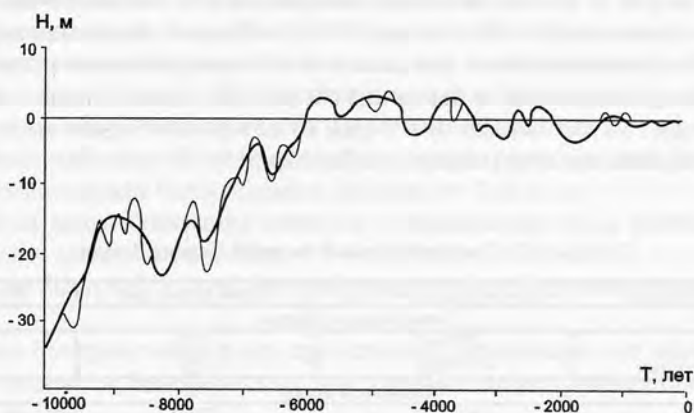


Рис.9.4. Изменение уровня Мирового океана в голоцене с возможными отклонениями



Рис.9.5. Современные изменения уровня Мирового океана

В настоящее время на Земле наблюдается период межледниковья. Хотя после последнего ледникового периода произошло значительное сокращение ледников, но все еще их общая масса достигает 24 млн. км³ воды [Мировой водный баланс..., 1974].

Современные климатические условия, установившиеся приблизительно 10 тыс. л.н., являются достаточно устойчивыми при колебании глобальной

температуры в пределах 1–2°. Это обеспечивает стабилизацию водного баланса, о чем может свидетельствовать ход уровня океана в голоцене и в историческое время, являющегося интегральным показателем глобального водообмена [Shennon et al., 1993] (рис. 9.4, 9.5).

Однако следует всегда иметь в виду существование мощного запаса ледниковой массы на поверхности земного шара. Наличие ледников свидетельствует о том, что сложившийся мировой водный баланс в любой момент может достаточно существенно нарушиться, стоит только по каким-либо причинам измениться термическому режиму земной поверхности.

Так, при потеплении климата до 2–5°, которое не исключают климатологи в недалеком будущем, возможно серьезное нарушение равновесия в мировом водном балансе в результате таяния ледников. При полном их исчезновении уровень океана может подняться на десятки метров, приводя к катастрофическим последствиям в прибрежных районах.

9.3. Изменение глобального водного баланса

В течение последнего столетия температура на Земле повысилась на 1°C. Это сразу вызвало нарушение мирового водного баланса. Он как бы вышел из равновесия. Сейчас для Мирового океана водный баланс положителен, а для территории суши он отрицателен.

Исследования, проведенные в последние годы, показывают, что даже при малейших изменениях глобального климата сразу же начинают происходить изменения в глобальном водообмене и составляющих мирового водного баланса [Mitchell, 1971].

Потепление в текущем столетии на 1°C привело к интенсификации процессов водообмена. Возросло испарение с океанической поверхности (рис. 9.6) приблизительно на 4% [Клиге, 1985]. Одновременно возросло количество облачности как над океанами, так и над континентами, которое составило приблизительно 10% [Hendersen-Sellers, 1992]. Увеличились атмосферные осадки, выпадающие на морскую поверхность (около 3%).

Одновременно происходит повышение количества атмосферных осадков в целом для территории суши в размере около 4%. Наибольший рост осадков отмечается на приокеанических склонах и особенно над островами, в то время как во внутриконтинентальных районах они могли и сокращаться (рис. 9.7).

Суммарный речной сток, поступающий в океан, имея достаточно продолжительные циклы спада и подъема, не имел достаточно четкой тенденции в своих изменениях. Потери части стока с ростом испарения, вероятно, могли компенсироваться за счет более интенсивного таяния ледников, а также за счет увеличения атмосферных осадков в более близких к океану районах. В то же время тенденция к сокращению стока проявилась во внутриконтинентальных областях (более чем на 20%). В стоке островов выявилась тенденция к его увеличению в среднем почти на 12%.

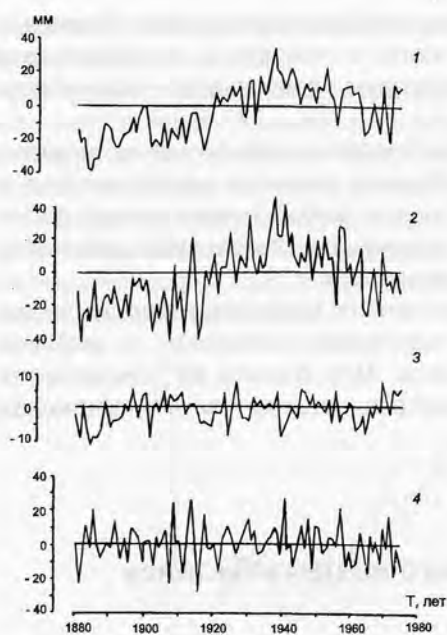


Рис.9.6. Изменения составляющих водного баланса Мирового океана в аномалиях

1 – испарения; 2 – осадков; 3 – речного и ледникового стока; 4 – годового приращения вод океана

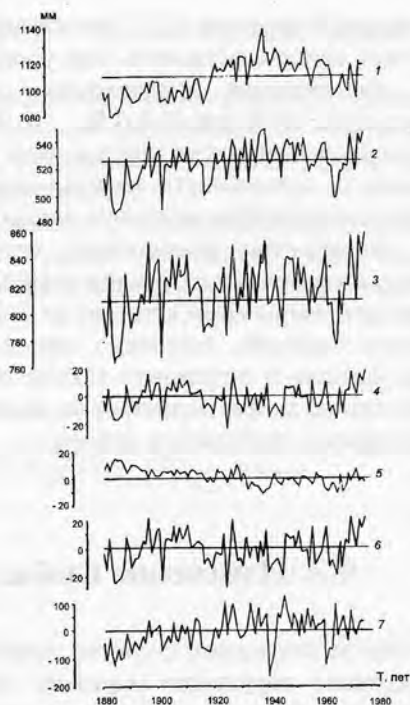


Рис.9.7. Изменения на суше

1 – испаряемости; 2 – испарения; 3 – осадков; 4 – поверхностного стока в целом; 5 – стока внутренних областей; 6 – поверхностного и подземного стока континентов; 7 – стока с островов в океан

Все более ощутимо на изменение режима вод суши влияет деятельность человека, в результате которой, с одной стороны, заметно увеличивается расход вод на испарение в процессе развития орошения и увеличения площади водохранилищ, с другой – вследствие гидротехнического строительства накапливаются воды в искусственных водоемах и соответственно восполняются воды суши. В настоящее время в результате создания водохранилищ накапливаются поверхностные воды в размере около 69 км^3 в год (рис. 9.8).

Сокращение атмосферных осадков и речного стока при увеличении испаряемости внутренних областей суши привело к снижению их общей увлажненности, что нашло отражение в сокращении объемов бессточных озер в среднем приблизительно на 63 км^3 в год.

Потепление оказывало отрицательное влияние на изменение запасов подземных вод зоны активного водообмена. Одновременно, с каждым годом все более сильное воздействие на подземные воды оказывает и деятельность человека. В целом эти факторы приводили к сокращению запасов вод верхних горизонтов земной коры приблизительно на 136 км^3 в год [Клиге, Ковалевский, 1982].

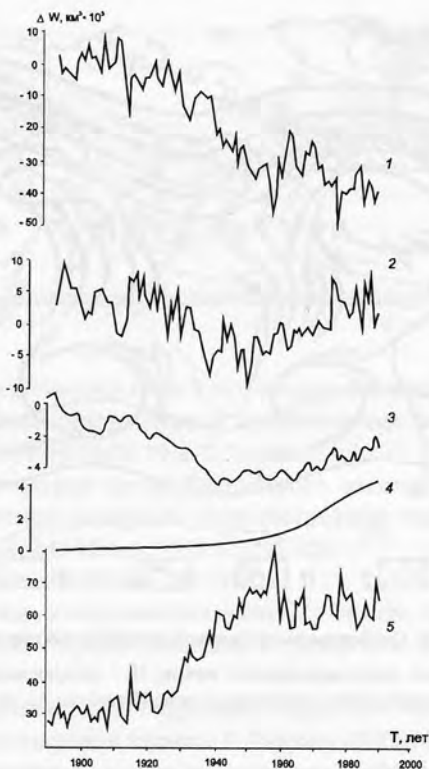


Рис.9.8. Приращение запасов водной массы

1 – ледников; 2 – подземных вод; 3 – озер; 4 – водохранилищ; 5 – Мирового океана

Особенно заметно повлияли изменения климата на оледенения в горах, на Арктических островах, в Гренландии и даже в Западной Антарктиде, которое выразилось в постепенном сокращении объема ледников, достигшее к настоящему времени порядка 430 км^3 в год (табл. 9.3).

Таблица 9.3. Приращение запасов водной массы основных звеньев поверхностной гидросферы

Элементы гидросферы	Изменение объема вод, $\text{км}^3 / \text{год}$		%	
	1890–1990	1985–1990	1890–1990	1985–1990
Мировой океан	+520	+1013	+100	+100
Ледники	-500	-1616	-96	-160
Подземные воды	-40	+593	-8	+57
Озера	-20	-68	-4	-7
Водохранилища	+20	+78	+8	+8

Такие изменения в Мировом водном балансе приводят к повышению уровня Мирового океана в среднем около $1,5 \text{ мм}$ в год. В последние годы подъем уровня океана составляет уже около 2 мм в год [Клиге, 1982].

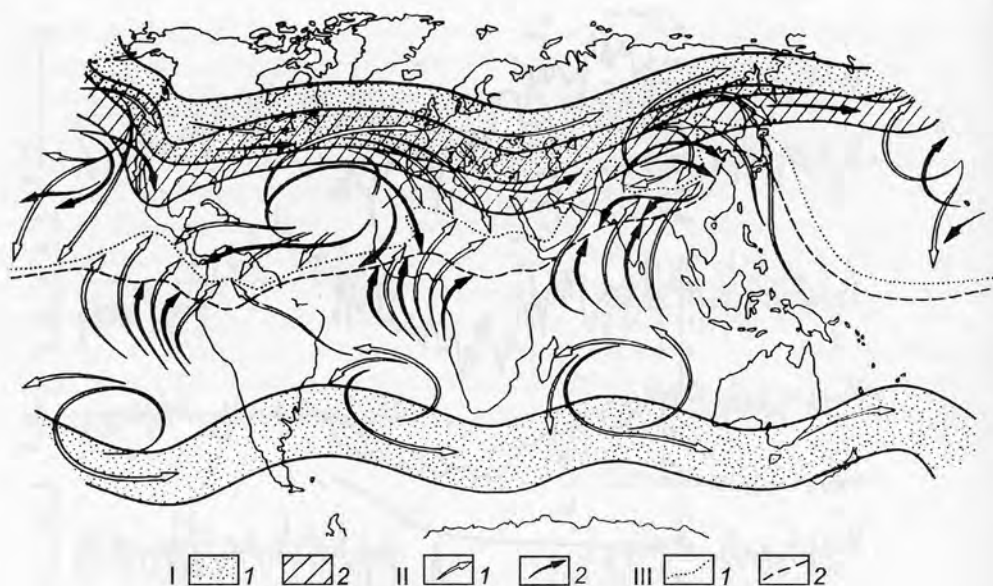


Рис.9.9. Особенности глобальной атмосферной циркуляции

I – расположение границ циркулярного вихря; II – направления ветров областей высокого давления; III – границы проникновения летних муссонов; Периоды: 1 – потепления, 2 – похолодания

Перераспределение водных масс на поверхности Земли приводит к изменению скорости ее вращения, смещению полюсов вращения и в конечном итоге вызывает смещение воздушных потоков всей глобальной атмосферной циркуляции, провоцируя изменения климатических условий и увлажненности территорий континентов (рис. 9.9) [Александр, 1975; Клиге, 1985].

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов Л.С.* Что такое круговорот воды // Круговорот воды. М.: Знание, 1966. С. 6-22
- Абрамова Т.А.* К методике реконструкций климатических условий аридных районов // Вестник МГУ. Сер. геогр. 1978. № 3. С. 36-44
- Абрамова Т.А.* Палеогеография Арало-Каспийского региона в позднем голоцене по новым палинологическим данным // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М.: Наука, 1991. С. 116-121
- Абросов В.Н.* Озеро Балхаш. Л.: Наука, 1973. 160 с.
- Авакян А.Б.* Водохранилища и окружающая среда. М.: Знание, 1982. 48 с.
- Айбулатов Н.А.* Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 271 с.
- Алекин О.А.* Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970, 444 с.
- Александр Т.* Перемены в мировом климате // Америка. 1975. № 223. С. 23-27.
- Алешинская З.В.* Вещественный состав и палеогеографические условия формирования Шарпылдакской свиты Иссык-Кульской впадины // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М. 1972. Сб.3. С. 139-146
- Алешинская З.В., Бондарев Л.Г.* Колебания уровня оз. Иссык-Куль в позднем плейстоцене и голоцене // Вопр. географии. 1978. Сб. 79. С. 133-147
- Алешинская З.В., Гунова В.С.* История озера Неро как отражение динамики окружающего его ландшафта // Пробл. палеогидрологии. М, Наука, 1976. С. 214-222
- Алпатьев А.М.* Влагообороты в природе и их преобразования. Л.: Гидрометеиздат. 1969. 324 с.
- Алпатьев А.М.* Развитие, преобразование и охрана природной среды. Л.: Наука, 1983. 240 с.
- Андрианов В.В.* История воздействия сельского хозяйства на природу Аральского района // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1991. № 4. С. 47-61
- Антропогенные изменения климата. Будыко М.И. и Израэлян Ю.А. - ред. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 407 с.
- Аракава Х.* Изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 104 с.
- Артемьев В.В., Клизе Р.К., Селиванов А.О.* История формирования водных ресурсов и колебания уровня озера Иссык-Куль с позднем плейстоцене и голоцене // Водные ресурсы. 1992. № 4. С. 71-78
- Артюшков Е.В.* Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления // Изв. АН СССР. Сер. физика Земли. 1970. № 5. С. 25-37
- Афанасьев Б.Л., Данилов И.Д., Дедеев В.А.* Методология неотектоники. Сыктывкар: КНЦ УрО АН СССР, 1988. 119 с.

- Бабак В.И. О возможной природе и периодичности эвстатических движений уровня океана в позднем кайнозое // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: МГУ, Сб. 2. 1969. С. 75-93
- Бабкин В.И., Вуглинский В.С. Водный баланс речных бассейнов. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 191 с.
- Бадюков Д.Ф. Влияние изменения формы геоида и деформаций твердой Земли под действием водной нагрузки на изменение уровня моря в послеледниковое время // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 51-77
- Балабанов И.П., Квирквелия Б.Д., Островский А.Б. Новейшая история формирования инженерно-геологических условий и долгосрочный прогноз развития береговой зоны полуострова Пицунол. М.: 2-е ГГУ Мингео СССР, 1981. 202 с.
- Балуховский А.Н., Сеславинский К.Б. Атлас литолого-географических карт мира. Л. 1980. 70 с.
- Бальян С.Н. Новейшая история озер Севан и Ван // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 2. С. 60-66
- Баранов И.Я. Площади распространения многолетнемерзлых горных пород в СССР и на земном шаре // Основы геокриологии (мерзлотоведения). Ч. 1. М.: Изд. АН СССР, 1959. С. 215-218
- Белоусов В.В. Геотектоника. М.: МГУ, 1976. 335 с.
- Белоусов В.В., Люстих Е.Н., Шанцер Е.В. Гидросфера. Земля // БСЭ. Т. 9. М.: Сов. Энци., 1972. С. 480-482
- Берг Л.С. Аральское море // Изв. Туркестан. отд-ния Рус. геогр. о-ва. 1908. Т. 5. Вып. 9.
- Бетин В.В., Преображенский Ю.В. Суровость зим в Европе и ледовитость Балтики. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 110 с.
- Блютген И. География климатов. М.: Прогресс, 1972. Т. 1. 428 с.
- Богданов Ю.А., Каплин П.А., Николаев С.Д. Происхождение и развитие океана. М.: Мысль, 1978, 160 с.
- Боголепов М.А. О колебаниях климата Европейской России в историческую эпоху. М.: Землеведение, 1908, 155 с.
- Боголепов М.А. Материалы к вопросу о колебаниях климата (1501-1800 гг.) // М.: Землеведение, 1911. Кн. 1 и 2. С. 248-257
- Болин В. Критический анализ моделей углеродного цикла // Физич. основы теор. климата и его моделир. Л.: Гидрометеиздат, 1977. С. 141-172.
- Бондарев Л.Г. О возрасте 100-метровой регрессии Иссык-Куля // Проблемы исследования крупных озер СССР. Л.: Наука, 1985. С. 273-276
- Борзенкова И.И. Увлажнение аридных районов Северного полушария в позднеледниковье – голоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1990. № 2. С. 28-38
- Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. С-Пб.: Гидрометеиздат, 1992. 247 с.
- Борзенкова И.И., Зубаков В.А. Климатический оптимум голоцена как модель глобального климата XXI в. // Метеорология и гидрология. 1984. № 8. С. 69-77
- Борисенков Е.П., Кондратьев К.Я. Круговорот углерода и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 320 с.
- Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Экстремальные природные явления в русских летописях XI-XVII вв. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 239 с.
- Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Тысячелетняя летопись необычайных явлений природы. М.: Мысль, 1988. 524 с.

- Боуэн Д. Четвертичная геология. М.: Мир, 1981. 272 с.
- Боярская Т.А. Особенности развития растительности и климата гумидной зоны территории СССР второй половины плейстоцена. Автореф. дис. д.г.н. М.: МГУ, 1982. 48 с.
- Брукс К. Климаты прошлого. М.: ИЛ, 1952. 357 с.
- Будыко М.И. Изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 280 с.
- Будыко М.И. Прошлое и будущее биосферы // Вестник МГУ. Сер. геогр. 1977. № 6. С. 6-19
- Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 351 с.
- Букин В.М. Древние береговые линии на дне Иссык-Куля // Изв. АН КиргССР. 1974. № 4. С. 63-66
- Бурашников Т.А., Муратова М.В., Суетова И.А. Климатическая модель территории Советского Союза во время голоценового оптимума // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 245-251
- Бучинский И.Е. О климате прошлого Русской равнины. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 141 с.
- Бык С.Ш., Макагон Ю.Ф., Фомина В.И. Газовые гидраты. М.: Химия, 1980. 296 с.
- Былинский Е.Н. О глобальном проявлении гляциоизостазии в платформенных областях Земли в плейстоцене // Геоморфология. 1985. № 1, С. 22-36.
- Валяшко М.Г. Эволюция химического состава воды океана // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 97-104
- Варущенко С.И. Плиоциальный и постплиоциальный голоцен Западной Евразии и Северной Африки. М.: МГУ, 1982. С. 155-169
- Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клизе Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 255 с.
- Васильковский Н.П. Непостоянство уровня Мирового океана в геологическом прошлом // Океанология. 1973. № 6. С. 55-76
- Вегенер А. Возникновение материков и океанов. М.: ГИЗ. 1925. 201 с.
- Вейнбергс И.Г., Ульст В.Г., Розе В.К. О древних береговых линиях и колебаниях уровня Аральского моря // Вопр. четвертич. геологии. Рига: Зинатне, 1972. Вып. 6. С. 123-141
- Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я. Позднечетвертичные стадии развития Аральского моря и их связь с изменениями климатических условий этого времени // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 175-181
- Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
- Величко А.А. Современное состояние концепции покровных оледенений Земли // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 3. С. 21-34
- Величко А.А., Климанов В.А., Беляев А.В. Каспий и Волга 5,5-125 тыс. л.н. // Природа. 1987. № 3. С. 60-66
- Величко А.А., Климанов В.А., Беляев А.В. Реконструкция стока Волги и водного баланса Каспия в оптимумы микулинского межледниковья и голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1988. № 1. С. 27-37
- Вербицкий М.Я., Квасов Д.Д. Причины оледенения Антарктиды // Антарктида. М.: Наука. 1980. Вып. 19. С. 23-38
- Вернадский В.И. О геологических оболочках Земли как планеты // Изв. АН СССР. Сер. геол. и геоф. 1942. № 6. С. 7-14
- Вернадский В.И. Очерки геохимии. М.-Л.: АН СССР, 1960. 456 с.

- Вернадский В.И. История минералов земной коры. История природных вод. М.: АН СССР, 1967. 214 с.
- Вернадский В.И. Философские мысли натуралиста. М.: Наука, 1988. 520 с.
- Вильямс В.Р. Почвоведение. М.: Сельхозгиз, 1940. 447 с.
- Винников К.Я., Лемешко Н.А. Влагосодержание почвы и сток для территории СССР при глобальном потеплении // Метеорология и гидрология. 1987. № 12. С. 96-103
- Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: АН СССР, 1959. 357 с.
- Виноградов А.П. Введение в геохимию океанов. М.: АН СССР, 1967. 214 с.
- Виноградов А.П. Круговорот веществ // БСЭ. Т. 13. М.: Сов. энци., 1973. С. 488-491
- Виноградов А.П. Палеогеография СССР. Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР, 1974.
- Виноградов А.В., Мамедов Э.Д. Изменения климата и ландшафтов междуречья Амударьи и Сырдарьи (по археологическим и палеогеографическим данным) // Аральский кризис: Историко-географическая ретроспектива. М.: НИКЦ "Арал", 1991. С. 66-75
- Виппер П.Б., Дорофеев Н.И., Метельцева Е.П., Соколовская В.Т. Ландшафтно-климатические изменения в Центральной Монголии в голоцене // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 160-167
- Волков И.А., Волкова В.С. Великая преледниковая система стока Сибири // История озер в плейстоцене. Л.: Наука, 1975. Т. 2. С. 133-139
- Волков И.А., Волкова В.С. Позднеледниковая и голоценовая история озер южной части Западно-Сибирской равнины по геологическим данным // Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск: Наука, 1982. С. 101-108
- Вольдштедт П. Уровни межледниковых трансгрессий в Северо-Западной Европе как показатель тектонических и изостатических движений // Вопросы геологии четвертичного периода. М.: ИЛ, 1955. С. 175-199
- Воскресенский С.С. Одновременность основных этапов развития рельефа и неотектонических движений на территории СССР // Проблемы тектонических и неотектонических движений и новейших структур земной коры. М.: Наука, 1967. С. 135-172
- Воскресенский С.С. Геоморфология СССР. М.: Высшая школа, 1968. 368 с.
- Гаврилова М.К. Климат и многолетнее промерзание горных пород. Новосибирск: Наука, 1978. 211 с.
- Гармонов И.В., Конплянцев А.А., Лушикова Н.П. Запасы воды верхней части земной коры // Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1974. С. 51-54
- Геология Аральского моря. Ташкент: Фан, 1987. 215 с.
- Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. 464 с.
- Гидросфера. Краткая географическая Энциклопедия. Т. 1. М.: Сов. Энци. 1960. 458 с.
- Гляциологический словарь. В.М.Котляков – ред. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
- Гораи М. Эволюция расширяющейся Земли. М.: Недра, 1984. 107 с.
- Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М.: Наука, 1964. 416 с.
- Горецкий Г.И. Формирование долины Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 412 с.
- Горецкий Г.И. Особенности палеопотамологии ледниковых областей // Минск: Наука и техника. 1980. 288 с.

- Горецкий Г.И. Палеопотамологические эскизы Палео-Дона и Пра-Дона // Наука и техника. 1982. 248 с.
- Граев Н.А. Мерзлые толщи Земли // Природа. 1968. № 1. С. 46-53
- Гричук В.П. Реконструкция скалярных климатических показателей по флористическим материалам и оценка их точности // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 20-28
- Гроссвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: МГУ, 1978. 198 с.
- Данилов И.Д. Проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий в позднем кайнозое // Водные ресурсы. 1982. № 3. С. 119-135
- Данилов И.Д. Криолитозона Земли и ее районирование // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1983. № 1. С. 12-18
- Данилов И.Д. Развитие континентальной окраины Северной Евразии в позднем кайнозое // Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1985. С. 48-57
- Данилов И.Д. К гипотезе покровного оледенения арктического шельфа и прилегающих равнин севера Евразии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. № 2. 1987. С. 80-88
- Данилов И.Д. Плейстоцен-голоценовая история арктических морей // Геология континентальной террасы окраинных и внутренних морей. М.: МГУ, 1989. С. 66-74
- Данилов И.Д. Подземные льды. М.: Недра, 1990. 140 с.
- Данилов И.Д., Полякова Е.И. Палеоклимат позднего плейстоцена и голоцена Западной Сибири и Печорской низменности // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 145-151
- Девдариани А.С. Сигналы из глубин Земли и ее геологического прошлого. М.: Недра, 1974. 105 с.
- Девяткин Е.В. Кайнозой внутренней Азии. Тр. Совместн. Советско-Монгольской геол. эксп. 1981. Вып. 27. С. 117-131
- Дегтяренко Ю.П., Пуминов А.П., Благовещенский М.Г. Береговые линии восточно-арктических морей в позднем плейстоцене и голоцене // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 179-185
- Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975. 255 с.
- Демкин В.А. Влияние изменений климата на эволюцию почв сухостепной зоны в голоцене // Климат почв. Пущино: НЦБИ. 1985. С. 165-167
- Дерпгольц В.Ф. Вода во вселенной. Л.: Недра, 1971. 253 с.
- Добродеев О.П., Суетова И.В. Живое вещество Земли. Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: МГУ, 1976. С. 26-58
- Доценко С.Б. Об оледенении Земли в конце палеозоя // Жизнь Земли. Геодинамика и минеральные ресурсы. М.: МГУ, 1988. С. 46-52
- Дроздов О.А. Засухи и динамика увлажнения. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 78 с.
- Дроздов О.А. О структуре и возможных причинах колебаний температуры и увлажнения в голоцене // Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л.: ЛГУ, 1982. С. 42-54
- Дроздов О.А., Калинин Г.П., Львович М.И. Водообмен в природе // Материалы к гидрологическому съезду. Л.: Гидрометеиздат, 1976. С. 196-218
- Дуванин А.И. К выбору стратегии использования водных ресурсов // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1981. № 2. С. 20-33

- Дулов А.Ф. Географическая среда и история России (конец XV–XIX в.). М.: Наука, 1983. 255 с.
- Дрю Тойт А. Геология Южной Африки. М.: ИЛ. 1957. 217 с.
- Епифанов М.И. Озерные отложения во впадинах Устюрта // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 5. С. 96-101
- Ермолова Н.М. Остатки млекопитающих эпохи бронзы из городища Алтын-Депе // Новые археологические открытия в Туркменистане. Ашхабад: БИлым, 1982. С. 144-150
- Еришов Э.Д., Лисицына О.М. Докайнозойская криолитозона Земли // Вестник МГУ. Сер. геолог. 1993. № 2. С. 3-16
- Ефимова Н.А. Возмещения условий увлажнения на части территории Евразии при возможном глобальном потеплении климата // Метеорология и гидрология. 1987. № 11. С. 54-58
- Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 414 с.
- Забилов Р.Д., Коротаев В.Н., Никифоров Л.Г. Некоторые вопросы четвертичной истории Иссык-Куля // Геоморфология. 1973. № 4. С. 63-68
- Зайков Б.Д. Высокие половодья и паводки на реках СССР за историческое время. Л.: Гидрометеиздат, 1954. 135 с.
- Зайонц И.Л., Бойцова Н.М., Кольцова З.И., Шохина Т.Н. Плейстоценовые трансгрессии в Тургайском прогибе // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1981. № 12. С. 16-20
- Зонарев К.А., Фролов Ю.С., Черняева Ф.А. Новые данные по морфометрии Мирового океана // Докл. к XXII междунар. геогр. конгр. Л.: ЛГУ, 1972. С. 75-105
- Зимы нашей планеты. Б.Джон – ред. М.: Мир, 1982. 336 с.
- Золотокрылин А.Н., Кренке А.Н., Ляхов М.Е., Попова В.В., Чернявская М.И. Колебания климата Европейской части СССР в историческом прошлом // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1986. № 1. С. 26-36
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 317 с.
- Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат. 1986. 288 с.
- Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеиздат. 1990. 223 с.
- Зубаков В.А. Ледниково-межледниковые циклы плейстоцена Русской и Сибирской равнин в пыльцевых диаграммах. С-Пб.: ГГИ, 1992. 122 с.
- Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеиздат. 1983. 216 с.
- Зубаков В.А., Бабинова В.П., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Плейстоцен: Каспийская область // Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974. Т. 3. С. 134-145
- Иванов Г.И., Шмуратко В.И. Об особенностях колебаний уровня Черного моря в послеледниковое время // Водные ресурсы. 1982. № 3. С. 139-146
- Историческая геология. М.: Недра, 1974. 319 с.
- История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал. Д.В.Севастьянов - ред. Л.: Наука, 1991. 301 с.
- Казанский А.Б. Модель палеоклимата в плейстоцене // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1990. Т. 26, № 5. С. 461-466
- Казанский Ю.П. О непостоянстве солевого и газового состава вод Мирового океана в геологической истории Земли // Моделирование и физико-химия литогенеза. Новосибирск: Наука, 1976. С. 39-43

- Казанский Ю.П. Оценка взаимосвязи развития органического мира докембрия с изменением термобарических параметров внешних геосфер Земли // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 764. Новосибирск, 1990. С. 13-17
- Калинин Г.П. Проблемы глобальной гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 376 с.
- Калинин Г.П. Некоторые вопросы теории управления режимом вод суши // Проблемы изучения и использования водных ресурсов. М.: Наука, 1972. С. 7-49
- Калинин Г.П. Некоторые проблемы водообмена в природе // Влагооборот в природе и его роль в формировании ресурсов пресных вод. М.: Стройиздат, 1974. С. 27-40
- Калинин Г.П., Клизе Р.К. К вопросу о вековых колебаниях уровня Мирового океана // Формирование ресурсов вод суши. М.: Наука, 1972. С. 21-34.
- Калинин Г.П., Клизе Р.К., Леонтьев О.К., Шлейников В.А. Анализ изменения уровня Каспийского моря как одного из показателей глобального водообмена // Проблемы палеогидрографии. М.: Наука, 1976. С. 191-213
- Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: МГУ, 1973. 265 с.
- Каплин П.А. Последледниковая история развития современного шельфа морей и океанов // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: МГУ, 1976. С. 173-178
- Каплин П.А. Изменения уровня океана и их влияние на эволюцию окраин континентов // Тенденция развития природы в новейшее время. М.: МГУ, 1993. С. 36-83
- Каплин П.А., Щербаков Ф.А. Реконструкции палеогеографических обстановок на шельфе в позднечетвертичное время // Океанология. 1986. Т. XXVI. Вып. 6. С. 976-980
- Каррей Д. Позднечетвертичная история материковых шельфов США // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. Т. 1. С. 451-472
- Каттерфельд Г.Н. Основные закономерности планетарного рельефа // Ученые записки ЛГПИ им. А.П.Герцена. 1958. Т. 151. С. 33-57
- Каттерфельд Г.Н. Лик Земли и его происхождение. М.: Географгиз, 1962. 204 с.
- Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
- Квасов Д.Д. Причины прекращения стока по Узбою и проблемы Аральского моря // Проблемы освоения пустынь. 1976. № 6. С. 24-29
- Кесь А.С. История периодических затоплений Сарыкамышской впадины // История современных озер: Тез. докл. 7-го Всесоюз. симп. по истории озер, 25-28 ноября 1986 г. Л.-Таллин. 1986. С. 216
- Кесь А.С. Естественная история Арала и Приаралья // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1991. № 4. С. 36-46
- Кесь А.С., Андрианов Б.В., Итина М.А. Динамика гидрографической сети и изменения уровня Аральского моря // Колебания увлаженности Арало-Каспийского региона. М.: Наука, 1980а. С. 185-197
- Кесь А.С., Костюченко В.П., Лисицына Г.И. История заселения и древнее орошение юго-западной Туркмении. М.: Наука, 1980б. 125 с.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.

- Кларк Д.П., Моррис Т.Г. Типы кайнозойского осадконакопления в связи с историей развития Северного Ледовитого океана: район от Канадского бассейна и Альфа-Чукотского хребта до хребта Ломоносова // Геология Арктики. 27-й Межд. геол. конгресс. М. 1984. С. 151-159
- Клиге Р.К. Современные изменения уровня Мирового океана // Уровень, берега и дно океана. М.: Наука, 1978. С. 136-179
- Клиге Р.К. Уровень океана в геологическом прошлом. М.: Наука, 1980. 111 с.
- Клиге Р.К. Тенденции в изменении поверхностных вод гидросферы // Водные ресурсы. 1982. № 3. С. 92-105
- Клиге Р.К. Изменения глобального водообмена. М.: Наука, 1985. 247 с.
- Клиге Р.К. Влияние глобальных климатических процессов на режим гидросферы // Взаимодействие региональных и глобальных процессов в атмосфере и гидросфере. Тбилиси: КАПГ, АНГРССР, 1988. С. 17-19
- Клиге Р.К. Изменение водообмена в палео- и историческом времени // Водные ресурсы. 1992. № 4. С. 5-6
- Клиге Р.К. Об истории формирования водного режима Земли // Знания. М.: Терика, 1997. С. 66-73
- Клиге Р.К., Ковалевский В.М. Многолетние изменения ресурсов подземных вод Северного полушария // Водные ресурсы. 1982. № 3. С. 57-66
- Клиге Р.К., Шлейников В.А. Изменения уровня океана в геологическом прошлом // Уровень, берега и дно океана. М.: Наука, 1978. С. 114-135
- Клиге Р.К., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г., Шлейников В.А. Уровень, берега и дно океана. М.: Наука, 1978. 189 с.
- Клиге Р.К., Воронов А.М., Селиванов А.О. Формирование и многолетние изменения водного режима Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1993. 128 с.
- Клиге Р.К., Лю Хун, Селиванов А.О. Режим Аральского моря в историческом прошлом // Водные ресурсы, 1996. Т. 23. № 4. С. 407-412
- Климанов В.А. Климат Восточной Европы в климатический оптимум голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 251-258
- Климанов В.А., Елина Г.А. Изменение климата на северо-западе Русской равнины в голоцене // Докл. АН СССР. 1984. Т. 44. № 5. С. 1163-1168
- Климанов В.А., Серебрянная Т.А. Изменения растительности и климата на Среднерусской возвышенности в голоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1986. № 2. С. 93-102
- Климанов В.А., Кофф Т.А., Пуннинг Я.-М.К. Климатические условия за последние 2000 лет на северо-западе Прибалтики // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 4. С. 93-97
- Колебания климата за последнее тысячелетие. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 408 с.
- Конищев В.Н. Эволюция криосферы в различные исторические этапы Земли // Вестник МГУ. Сер. геогр. 1995. № 1. С. 8-15
- Коронкевич Н.И. Водный баланс Русской равнины и его антропогенные изменения. М.: Наука, 1990. С. 66-73
- Короткий А.М., Шумова Г.И. Геоморфологические и литолого-фациальные критерии распознавания плейстоценовых береговых линий // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 208-221
- Костин С.И. Засухи на Русской равнине за последнее тысячелетие // Тр. ГГО. 1975. Вып. 330. С. 66-73

- Костюковский В.И. Динамика природных комплексов равнин Туркменистана в условиях естественных и антропогенных изменений увлажненности // Водные ресурсы, 1992. № 4. С. 85-93
- Котляков В.М. Проблемы современной гляциологии // Природа. 1979. № 9. С. 27-90.
- Котляков В.М. Снежный покров // Гляциологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1984. С. 416-418
- Котляков В.М. Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 285 с.
- Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г. Изотопная и геохимическая гляциология. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 287 с.
- Котляков В.М., Лориус К. Изменения климата за последний ледниково-межледниковый цикл по данным ледяных кернов // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1989. № 3. С. 5-16
- Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 160 с.
- Краткая географическая энциклопедия. Гидросфера. М.: Сов. Энци., Т. 1. С. 458.
- Кривошукский А.Е. Рельеф и недра Земли. М.: Мысль, 1977. 300 с.
- Кригер Н.И. Террасовые ряды // Вопросы географии. М.: Географгиз, 1963. Сб. 63. С. 27-41
- Кузьмина Н.Н., Шумова Г.М., Полякова Е.И., Недешева Г.Н. Палеогеографические реконструкции голоцена северо-западного побережья и шельфа Японского моря // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 4. С. 78-89
- Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 247 с.
- Лавров А.С. Позднеплейстоценовые подпрудные озера на северо-востоке Русской равнины // История озер в плейстоцене. Тезисы доклада 4-го Всесоюзн. симпоз. по истории озер. Л. 1975. Т. 2. С. 119-127
- Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР: Восточно-Европейская платформенная равнина. М.: МГУ, 1980. 270 с.
- Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР. М.: Высш. шк., 1989. 318 с.
- Ласточкин А.Н. Рельеф дна Карского моря // Геоморфология. 1977. № 2. С. 84-91
- Ле Пишон К., Франишо Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 395 с.
- Ле Руа Ладюри Э. История климата с 1000 года. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 101 с.
- Левинтов М.Е. Голоценовая история озер Нижнего приамурья // История озер в голоцене. Л.: Наука, 1975. Т. 3. С. 181-188
- Лемке Р., Лэрд У., Типтон М., Линдвелл Р. Четвертичная геология севера великих равнин // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. Т. I. С. 25-43
- Леонтьев О.К. Геоморфология дна Мирового океана. М.: МГУ, 1965. 217 с.
- Леонтьев О.К. Эволюция берегов Каспия в верхнем плейстоцене и четвертичном периоде // Геоморфологический анализ при геологических исследованиях в Прикаспийской впадине. М.: МГУ, 1968. С. 102-141
- Леонтьев О.К. Об изменении уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое // Океанология. 1970. Т. 10. № 2. С. 215-233
- Леонтьев О.К. Структурно-морфологический анализ дна Мирового Океана // Уровень, берега и дно океана. М.: Наука, 1978. С. 61-113
- Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Калинина Л.И. Батиграфическая кривая и размеры планетарных морфоструктур Мирового океана // Геоморфология. 1974. № 4. С. 137-145

- Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Калинина Л.И. О предполагаемых масштабах вертикальных движений дна океана и изменениях объема океанических впадин в кайнозой // Проблемы палеогеографии. М.: Наука, 1976. С. 69-80
- Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: МГУ, 1977. 209 с.
- Лилиенберг Д.А. Геоморфолого-геодинамическое направление в оценке подвижности морфоструктур и изменчивости земной поверхности // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1988. № 6. С. 155-171
- Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах: количественное распределение осадочного материала. М.: Наука, 1974. 438 с.
- Лисицын А.П. История вулканизма океанов // Океанология. Геология океана. М.: Наука, 1980. С. 278-319
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Левитан М.А. и др. История мезозойско-кайнозойской седиментации в Мировом океане // Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 407-427
- Личков Б.Л. О геологическом прошлом европейских рек // Пробл. физ. геогр., 1936. № 3. С. 53-75
- Лукьянова С.А., Холодильни Н.А. Протяженность береговой линии Мирового океана и различных типов берегов и побережий // Вестник МГУ. Сер. геогр. № 1. 1975. С. 48-54
- Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. К вопросу о раннечетвертичной истории Каспийского бассейна // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: МГУ, 1970. С. 41-48
- Лунгерсаузен Г.Ф. О фацальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала // Советская геология. 1947. Сб. 18. С. 18-25
- Львович М.И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М.: Мысль, 1974. 448 с.
- Лю Хун. Изменение природных условий региона Аральского моря в условиях антропогенной нагрузки. М.: МГУ, 1993. 23 с.
- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 241 с.
- Люстих Е.Н. Твердая Земля // БСЭ. Т.9. М.: Сов. энци., 1972. С. 481-482
- Ляхов М.Е. Климатические экстремумы в центральной части Европейской территории СССР в XIII-XX вв. // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 6. С. 68-74
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 217 с.
- Маев Е.Г., Ильина Л.Б., Маер Е.Н., Найдина Н.Н., Сорокин В.К., Маева С.А., Николаев С.Д., Вронский В.А. Разрез донных отложений центральной части Аральского моря // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозой. М.: МГУ, 1983. С. 119-133
- Маев Е.Г., Маева С.А., Карпычев Ю.А. Аральское море в голоцене // Аральский кризис: Историко-географическая ретроспектива. М.: НИКЦ "Арал", 1991. С. 76-86
- Маева С.А., Маев Е.Г. Изменения уровня Аральского моря за последние тысячелетия // Изв. ВУЗов. Геодезия и аэрофотосъемка. 1991. № 1. С. 124-132
- Маккаев Н.И., Чалов Р.С. Некоторые особенности дна долин больших рек, связанные с периодическими изменениями нормы стока // Ритмы и цикличность в природе. М.: Мысль, 1969. С. 156-167
- Маккаев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: МГУ, 1986. 115 с.
- Мамедов Э.Д., Трофимов Г.И. К вопросу о долгопериодических колебаниях стока среднеазиатских рек // Пробл. освоен. пустынь, 1968. № 6. С. 5-14

- Мамедов Э.Д., Трофимов Г.И. Водный баланс Арала в голоцене // История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал. Л.: Наука, 1991. С. 222-225
- Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. М.: Географлит, 1948. 344 с.
- Марков К.К. Палеогеография М.: МГУ, 1960. 268 с.
- Марков К.К. Проблемы ледниковой и четвертичной геологии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. № 5. С. 140-143
- Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период // Материки и океаны. М.: Недра, 1967. Т. 3. 440 с.
- Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. 1965. Т. 1. 371 с.
- Марков К.К., Величко А.А., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Плейстоцен. М.: Высшая школа, 1968. 303 с.
- Мартинсон Г.Г. Современная палеолимнология и общие закономерности развития древних озерных бассейнов Азии // Проблемы исследования древних озер Евразии. Л.: Наука, 1974. С. 3-8
- Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.
- Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. 200 с.
- Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 391 с.
- Мещеряков Ю.А. Общие закономерности морфоструктуры Земли // Рельеф Земли. М.: Наука, 1967. С. 43-61
- Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.-Л.: ГОНТИ НКТП, 1939. 207 с.
- Милановский Е.Е. Расширяющаяся и пульсирующая Земля // Природа. 1982. № 8. С. 46-59
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 315 с.
- Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 638 с.
- Монин А.С. История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
- Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 407 с.
- Моррисон Р. Четвертичная геология Большого бассейна // Четвертичный период США. М.: Мир, 1968. Т. 1. С. 305-336
- Москвитин А.И. Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. М.: Наука, 1976. 203 с.
- Московкина Э.Г. Паводки на р. Даугаве за историческое время. Рига: Изд-во Риж. Ун-та, 1960. 165 с.
- Муратов М.В. История Земли в докембрии // Историческая геология. М.: Недра, 1974. С. 6-15
- Муратова М.В., Суетова И.А. Сравнительный анализ природы высоких и средних широт северного полушария в климатический оптимум голоцена // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1983. № 3. С. 38-46
- Мурзаев Э.М. Краткий обзор исследований Арала и Приаралья // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1991. № 4. С. 22-35
- Мурзаев В.Э., Коноплева В.И., Девяткин Е.В., Серебрянный Л.Р. Плиоциальные обстановки позднего плейстоцена и голоцена в аридной зоне Азии и Африки // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 4. С. 15-25
- Мысливец В.И., Калинина Л.И., Соловьева Г.Д. Опыт расчета изменения объема Мирового океана в плейстоцене // Проблемы палеогидрологии. М.: Наука, 1976. С. 102-112
- Мяжков С.М. Антарктида. Прошлое и будущее оледенения. М.: МГУ, 1989. 160 с.

- Николаев С.Д.* Развитие Арала по изотопно-кислородным данным // История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал. Л.: Наука, 1991. С. 246-250
- Николаев С.Д.* Изменение природной обстановки океанов и морей в кайнозое. Дис. д. г. н. М.: 1986. 394 с.
- Никифорова Л.Д.* Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке Европейской части СССР. Автореф. дис. канд. г. н. М.: МГУ, 1980. 24 с.
- Николаев С.Д.* Изотопная палеогеография внутриконтинентальных морей. М.: ВНИРО, 1995. 126 с.
- Обедиентова Г.В.* Формирование речных систем Русской равнины. М.: Недра, 1975. 174 с.
- Обедиентова Г.В.* Унаследованность развития долины Волги и цикличность накопления аллювия // История речных долин и проблемы мелиорации земель. Новосибирск: СОАН СССР, 1977. С. 7-13
- Озеро Иссык-Куль и тенденции его природного развития. Л.: Наука, 1986. 256 с.
- Оппков Е.В.* Колебания водности рек в историческое время // Исследования рек СССР. Л.: ГГИ, 1933. Вып. 4. 320 с.
- Орленок В.В.* Воды в истории Земли и планет. Калининград: Калинин. ун-т, 1989. 129 с.
- Павлидис Ю.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С., Никифоров С.Л., Павлидис М.А., Щербаков Ф.А.* Геоморфология Евразии в эпоху последнего межледникового // Геоморфология. 1997, № 2. С. 20-28
- Павлов А.Н.* Геологический круговорот воды на Земле. Л.: Недра, 1977. 143 с.
- Палеогеография Северной Евразии в позднем плейстоцене-голоцене и проблемы географического прогноза. М.: Наука, 1978. 76 с.
- Палеогеография Европы за последние 100 тыс. лет. Атлас-монография. М.: Наука, 1982. 155 с.
- Палеоклиматы голоцена европейской территории СССР // Н.А.Хотинский, В.А.Климанов – ред. М.: ИГ АН СССР. 1988. 196 с.
- Пармузин Ю.П.* Палинологическая характеристика озерных отложений Центральной части Пutorана. История больших озер Центральной Субарктики. Новосибирск: Наука, 1981. С. 9-29
- Плещеев И.С.* Морфология и возраст чинков Устюрта // Геоморфология. 1984. № 2. С. 79-85
- Плотников Н.И.* Подземные воды – наше богатство. М.: Недра, 1976. 208 с.
- Попов В.П.* Ядра роста материков и развитие земной коры // Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964. С. 17-31
- Посохов Е.В.* Формирование химического состава подземных вод. Л.: Гидрометеониздат, 1969. 334 с.
- Пуннинг Я.-М.К.* Эвстатические колебания уровня Балтики в голоцене // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 134-143.
- Пишенин Г.Н., Стекленков А.П., Черкинский А.Е.* Новые данные о происхождении и абсолютном возрасте доголоценовых террас Арала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276. № 3. С. 675-677
- Разрез новейших отложений Иссык-Кульской котловины. М.: МГУ, 1971. 164 с.
- Разрез новейших отложений Мамонтовой Горы. М.: МГУ, 1973. 160 с.
- Разрез новейших отложений Северо-Восточного Приазовья. М.: МГУ, 1976. 256 с.
- Разрез новейших отложений Нижнего Приамурья. М.: Наука, 1978. 199 с.
- Разрезы отложений ледниковых районов центра Русской равнины. М.: МГУ, 1977. 250 с.

- Разумихин Н.В. Основные черты эволюции палеоклиматов мезокайнозоя и проблемы палеогидрологии // Проблемы палеогидрологии. М.: Наука, 1976. С. 267-274
- Раунер Ю.Л. Динамика экстремумов увлажнения за исторический период // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981. № 6. С. 5-22
- Раунер Ю.Л. Реконструкция экстремальных климатических явлений исторического прошлого // Методы реконструкций палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 158-165
- Раунер Ю.А., Золотокрылин А.Н., Попова В.В. колебания влажности климата на европейской территории СССР за 4000 лет // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1983. № 1. С. 50-59
- Резанов И.А. Крупные опускания дна и постоянство уровня океана // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1978. № 8. С. 3-12
- Розанов Л.Л. Особенности развития речных долин Европейского Севера СССР в связи с проектированием гидротехнического строительства // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель: Европейская часть СССР. Новосибирск: Наука, 1979. С. 113-116
- Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: МГУ, 1993. 139 с.
- Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. XX чтения им. В.И.Вернадского АН СССР. М.: Наука, 1980. 77 с.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Новая модель химического строения земной коры // Геохимия. 1976. № 12. С. 1763-1795
- Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. Автореф. дис. д.г.н. М.: МГУ, 1977. 62 с.
- Сафронов В.С. Эволюция допланетного облака и образование Земли. М.: Наука, 1969. 315 с.
- Сафьянов Г.А. Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль, 1978. 264 с.
- Свиточ А.А. Развитие Каспийского моря в плейстоцене // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: МГУ, 1976. С. 178-197
- Свиточ А.А. Палеогеография: теория и актуальные вопросы. М.: МГУ, 1995. 146 с.
- Севастьянов Д.В. Горные озера Средней Азии - индикаторы изменчивости природных процессов // Озеро Иссык-Куль и тенденции его природного развития. Л.: Наука, 1986. С. 200-219
- Селиванов А.О. Возможные изменения водного режима и берегоформирующих процессов Онежского залива Белого моря в условиях искусственного регулирования // Особенности и закономерности формирования вод суши: Поверхностные подземные воды. М.: ИВП АН СССР, 1968. С. 277-295
- Селиванов А.О. Изучение гидрологического режима Узбоя в прошлом в целях реконструкции характеристик увлажненности Средней Азии // Эколого-географические аспекты особенностей пустынь. Тез. докл. Ашхабад: Ылым, 1987. С. 45-47
- Селиванов А.О. Изменения климата и уровня озер Средней Азии за последние тысячелетия // Вопросы геоморфологии и палеогеографии Иссык-Кульской котловины и Внутреннего Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1990. С. 15-37
- Селиванов А.О. Изменения климата Восточной и Центральной Азии за последние тысячелетия // Изв. Рос. АН. Сер. геогр. 1994. № 3. С. 116-124
- Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М.: Рос. АН, Инст. Водных проблем, 1996. 268 с.

- Селиванов А.О., Воронов А.М. Некоторые закономерности изменений климата и стока рек Европейской части СССР за последнее тысячелетие // Всес. конф. Гидрология 2000 года. Тез. докл. М.: ИВП АН СССР, 1986. С. 215.
- Селиванов А.О., Воронов А.М. Пространственно-временные закономерности изменения климата и речного стока Европейской части СССР в доинструментальный период (по историческим данным) // Вопросы гидрологии суши. Докл. конф. мол. уч. и спец. Гос. гидрол. ин-та. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 243-248
- Селиванов А.О., Степанов В.П. Изменения уровня Японского моря и влажности климата приморья в голоцене // Океанология. 1981. Т. 21. Вып. 4. С. 673-677
- Селиванов А.О., Степанов В.П. Опыт геохронологических исследований на морском побережье // Изменение уровня моря. М.: МГУ, 1982. С. 115-133
- Серебрянный Л.Р. Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1978. 270 с.
- Серебрянный Л.Р., Пшенин Г.Н., Пунинг Я.-М.К. Оледенение Тянь-Шаня и колебания уровня Арала (позаппный анализ позднечетвертичной истории Средней Азии) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1980. № 2. С. 52-65
- Сидоренко А.В., Борщевский Ю.А. Участие поверхностных вод в формировании оболочки Земли // Докл. АН СССР. 1975. Т. 223. № 2. С. 321-345
- Сидоренко А.В., Розен О.М., Теняков В.А. Метаморфизм осадочных толщ и освобождение воды при формировании земной коры // Докембрий и формирование земной коры. М.: Наука, 1978. С. 57-64
- Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию Л.: Недра, 1980. 246 с.
- Сладкопечев С.А. Новейший этап развития речных долин. М.: Недра, 1974. 200 с.
- Соловьев В.А., Гинсбург Г.Д. Гидратообразование как особый тип криолитогенеза в океане // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1989. № 10. С. 115-120
- Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
- Сорохтин О.Г. Тектоника литосферных плит и природа глобальных трансгрессий // Проблемы палеогидрологии. М.: Наука, 1976. С. 59-68
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: МГУ, 1991. 446 с.
- Сорохтин О.Г., Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б. Возможный механизм образования земной коры // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199. № 2. С. 1089-1091
- Софер М., Скурстымонская Б. Вода под землей // Наука и жизнь. 1994. № 8. С. 2-19.
- Спиридонов А.И. О развитии долин Волги и Оки и предполагаемом их соединении с Доном в четвертичное время // Землеведение. Новая серия. 1957. Т. 4 (44). С. 31-39
- Старкель Л., Хотинский Н.А. Природные и антропогенные рубежи голоцена на территориях центра Европейской части СССР и Польши // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 5. С. 27-39
- Стейен Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.
- Степанов В.Н. Водные ресурсы Мирового океана и его роль в планетарном влаго-, тепло- и солеобмене // Водные ресурсы. 1982. № 3. С. 4-28
- Степанов В.Н. Океаносфера. М.: Мысль, 1983. 270 с.
- Страхов Н.М. Основы исторической геологии. М.-Л.: Госгеоллиздат, 1948. Ч. 1-2.
- Страхов Н.М. Этапы развития внешних геосфер и осадочное породообразование в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1962. № 12. С. 3-22
- Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеоллиздат, 1962. 535 с.

- Суетова И.А. Основные морфометрические характеристики Антарктиды. М.: Наука, 1968. 72 с.
- Суетова И.А. Площади и объемы древних ледниковых покровов Земли в четвертичном периоде // Географические исследования четвертичного периода. М.: МГУ, 1982. С. 22-33
- Сумгин М.И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. М.: 1937. 215 с.
- Тарakanов Ю.А. Неровная поверхность океанов // Природа. 1976. № 11. С. 17-31
- Тарakanов Ю.А., Гросвальд М.Г., Камбаров Н.Ш., Приходько В.А. Новые данные о связи фигуры Земли с древними оледенениями // Докл. АН СССР. 1987. Т. 295, № 5. С. 1084-1089
- Тарakanов Ю.А., Камбаров Н.Ш., Клизе Р.К., Приходько В.А. Плотностные зоны нижней мантии Земли по спутниковым наблюдениям // Тихоокеанская геология. 1990. № 2. С. 84-91
- Тарakanов Ю.А., Клизе Р.К., Селиванов А.О. исследование древнего геоида по данным о высотах морских террас // Водные ресурсы. 1992. № 4. С. 24-29
- Тарakanов Ю.А., Черевко Т.Н. Интерпретация крупнейших гравитационных аномалий по потенциалу, силе притяжения и отклонению отвеса // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 1. С. 54-57.
- Тарakanов Ю.А., Черевко Т.Н. Интерпретация крупнейших гравитационных аномалий Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 4. С. 25-43
- Тарakanов Ю.А., Шлейников В.А. Оценка предельных изменений гравитационного поля в плейстоцене // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 4. С. 802-805
- Тимофеев П.П., Холодов В.П., Зверев В.П. Гидросфера и эволюция Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 6. С. 3-19
- Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188. № 2. С. 338-341
- Толстов С.П. По древним дельтам Окса и Яксарты. М.: Изд-во вост. лит-ры, 1962. 324 с.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 315 с.
- Турманина В.И. Пути восстановления природных условий последнего тысячелетия и основные результаты // Ритмы гляциальных процессов. М.: МГУ, 1979. С. 24-55
- Уровень, берега и дно океана. М.: Наука, 1978. 191 с.
- Ушаков С.А., Ясаманов Н.А. Дрейф материков и климаты Земли. М.: Мысль, 1984. 206 с.
- Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. ГИН АН СССР. 1957. Вып. 10. 308 с.
- Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 166 с.
- Федоров П.В. О некоторых вопросах голоценовой истории Каспия и Арала // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 19-22
- Фейрбридж Р.В. Значение известняков и их C/Mg отношения для палеоклиматологии // Проблемы палеоклиматологии. М.: Мир, 1968. С. 258-308
- Фейрбридж Р.В. Морские осадки. Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеиздат, 1974. С. 299-302
- Ферронский В.И. О происхождении гидросферы Земли по данным изотопного состава воды // Водные ресурсы. 1974. № 4. С. 39-55
- Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопы гидросферы. М.: Наука, 1983. 280 с.
- Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: ИЛ, 1967. 575 с.

- Флинт Р.Ф. История Земли. М.: Прогресс, 1978. 355 с.
- Фролов Ю.С. Новые фундаментальные данные по морфометрии океана // Вестн. ЛГУ. 1971. № 6. С. 25-41
- Фурмарье П. Проблемы дрейфа континентов. М.: Мир, 1971. 255 с.
- Хаин Е.В. Место процессов океанообразования в тектонической эволюции Земли // История мирового океана. Геологическое строение, происхождение и развитие. М.: Наука, 1971. С. 31-45
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 224 с.
- Хаин В.Е. Основные фазы раскрытия современных океанов в сопоставлении с событиями на континентах // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1985. № 3. С. 3-22
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995. 476 с.
- Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Парадокс позднепротерозойских оледенений и дрейф материков // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1987. № 1. С. 15-25
- Холленд Х. Химическая эволюция океанов и атмосферы. М.: Мир, 1989. 552 с.
- Хотинский Н.А. Три типа изменения климата Северной Евразии в голоцене // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 5-12
- Хотинский Н.А., Савина С.С. Палеоклиматические схемы территории СССР в бореальном, Атлантическом и суббореальном периодах голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 4. С. 18-34
- Хрусталева Ю.П. Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных водоемах аридной зоны. Л.: Наука, 1989. 284 с.
- Цейнер Ф. Плейстоцен. М.: ИЛ, 1963. 417 с.
- Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. М.: МГУ, 1979. 198 с.
- Чалов Р.С. Русловые исследования. М.: МГУ, 1995. 106 с.
- Чепалыга А.Л. Палеогеография и палеоэкология бассейнов Черного и Каспийского морей в плио-плейстоцене. Автореф. дис. д. г. н. М.: ИГАН, 1980. 48 с.
- Черкин С.Н. Вода // БСЭ. Т. 5. М.: Сов. Энци. 1971. С. 171-175
- Чернов Г.А. Основные этапы псефитонакопления в истории Земли // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1983. № 3. С. 3-12
- Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 308. М.: Наука, 1978. 202 с.
- Чумаков Н.М. Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 7. С. 35-53
- Чумаков Н.М. Оледенения в геологической истории // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 44-69
- Шамов Г.И. Речные наносы. Л.: Гидрометеиздат, 1959. 378 с.
- Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 240 с.
- Шараф Ш.Г., Будникова Н.А. Вековые изменения орбиты Земли и астрономическая теория колебаний климата // Тр. Ин-та теорет. астрономии АН СССР. 1969. Вып. 14. С. 48-85
- Шатский Н.С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. № 11. 1960. С. 17-31
- Швец Г.И. Выдающиеся гидрологические явления на юго-западе СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 243 с.
- Швец Г.И. Многовековая изменчивость стока Днепра. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 82 с.

- Шепард Ф.П. Морская геология. Л.: Недра, 1976. 488 с.
- Шикломанов И.А. Антропогенные изменения водности рек. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 302 с.
- Шлейников В.А. Изменение уровня Мирового океана в мезо-кайнозой // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975. С. 45-50
- Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария // Записки ГО СССР. Нов.сер. 1957. Т. 16. 337 с.
- Шнитников А.В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л.: Наука, 1969. 244 с.
- Шнитников А.В. Эволюция объема некоторых горных ледников СССР в голоцене // Проблемы палеогидрологии. М.: Наука, 1976. С. 174-181
- Шнитников А.В. Иссык-Куль. Природа, охрана и перспективы использования озера. Фрунзе: Илим, 1979. 85 с.
- Шнитников А.В. Арал в голоцене и природные тенденции его эволюции // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозой. М.: МГУ, 1983. Ч. 2. С. 106-119
- Шопф Т. Палеоокеанология. М.: Мир, 1982. 311 с.
- Шостакович В.Б. Иловые отложения озер и периодические колебания в явлениях природы // Зап. ГГИ. Т. XIII. 1934. 94 с.
- Шуйский Ю.Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 240 с.
- Шуколюков Ю.А. Часы на миллиард лет. М.: Атомиздат, 1977. С. 189.
- Шумм С. Палеогидрология четвертичного периода. Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968. Т. 1. С. 541-559
- Шумский П.А., Кренке А.Н. Современное оледенение Земли и его изменения // Геофизич. бюлл. 1965. № 14. С. 128-158
- Щербаков Ф.А. Палеогеография и новейшие отложения подводных окраин материков в позднем плейстоцене и голоцене. М.: МГУ, 1984. 53 с.
- Щербакова Е.М. Палеогеография позднего плейстоцена и голоцена на территории СССР. М.: МГУ, 1981. 160 с.
- Эмери К.И. Континентальные шельфы // Океан. М.: Мир, 1971. С. 62-80
- Юинг Д., Эдгар Т. Абиссальные осадки // Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеиздат, 1974. С. 8-10
- Юри Г.К. Первоначальные атмосферы планет // Природа. 1959. № 4. С. 25-29
- Юсупов Х. Новые сведения о древних кочевниках Узоя // Новые археологические открытия в Туркменистане. Ашхабад: Ылым, 1982. С. 52-70
- Яниш А.Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48(2). С. 26-58
- Berrgman K. Tectonic processes and their impact on the recording of relative sea-level changes. Sea-surface straties: A Global View. L.e.a. Croom Helm, 1987. P. 127-161
- Bloom A.L. Glacial-enstatic and isostatic controls of sea level since the last glaciation // The Late Cenozoic Glacial Ages. K.K.Turekian – ed. New Haven, 1971. P. 355-380
- Broecker W.S. Climatic change: are we on the brink of a pronounced global warming? // Scienc, 1975. V. 189. P. 460-463
- Brooks C.E. Climate through the ages. Ernst Benn – ed. London: 1949. 395 p.
- Calder N. The weather machine and the threat of ice. L. BBC, 1974. 143 p.

- Caputo M.V., Crowell J.C. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic era // Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. V. 96. P. 1020-1036
- Carter L.D., Galloway J.P. Engineering geologic maps of northern Alaska, Harrison Bay quadrangle. U.S. Geol. Surv. Open-File report. 85-256. 1985. 49 p.
- Carter R.W.G. Near-future sea level impacts on coastal dune landscapes // Landscape Ecol. 1991. V. 6. N 1-2. P. 29-39
- Chappell J., Shackleton N.J. Oxygen isotopes and sea level // Natura. 1986. V. 324. P. 137-140
- Clark J.A., Farrell W.E., Peltier W.R. Global changes in postglacial sea level // Quatern. Res. 1978. V. 9. N 3. P. 51-67
- CLIMAP Project Members. The surface of the ice age Earth Science. 1976. V. 191. N 4232. P. 1131-1137
- Cronin T.M. Rapid sea level and climatic change: evidence from continental and island margins // Quatern. Sci. Rev. 1983. V. 1. N 3. P. 177-214
- Curray J.R. Transgressions and regressions // Papers in marine geology. 1964. N 7. P. 173-203
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Langway C.C.Jr. Climatic record revealed by the Camp Century ice core// Late cenozoic glacial Ages. N.Y. New Haven. Yale Univ. Press, 1977. P. 37-56
- Dansgaard W., White J.W., Johnson S.J. New data from the Greenland ice cores // Nature. 1989. V. 339. P. 532-534
- Dionne J.-C. How drift ice shapes the lawrence // Can. geogr. journ. 1974. 88. N2. P. 4-9
- Douglas R.G., Savin S.M. Oxygen-isotopic evidence for the depth stratification of Tertiary and Cretaceous planktonic foraminifera // Marine Micropaleont., 1978. V. 3. P. 175-196
- Dury G.H. Test of a general theory of misfit streams // Inst. Brit. Geogr. Trans. Publ. 1958. N 25. P. 111-131
- Dusheck J. Arctic dinosaurs raise questions // Sci. news. 1985. V. 128. N 9. 135 p.
- Eardley A.J., Shney R.T., Grey P.C., Kukula G.J. Lake cycles in the Bonneville Basin Utah // Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. V. 84. N 4. P. 211-216
- Egyed L. A new dynamic conception of the internal constitution of the Earth // Geol. Rdsch. 1957. Bd. 46. N 1. P. 33-45
- Emery K.O. The continental shelves // Sci. Amer. 1969. V. 221. N 3. P. 107-122
- Emery K.O., Aubrey D.G. Sea levels, land levels and tide ganges. N.-Y.: Springer-Verlag, 1991. 237 p.
- Emiliani C. Paleotemperature analysis of core 280 and Pleistocene conditions// Journ. Geol. 1958. V. 66. P. 532-545
- Emiliani C. Cenozoic climatic changes as indicated by the stratigraphy and chronology of deep-sea cores of Globigerinaozone facies // Ann. N.-Y. Acad. Sci. 1961. N 95. P. 131-182
- Emiliani C. The amplitude of Pleistocene climatic cycles at low latitudes and isotopic composition of glacial ice // The Late Cenozoic glacial ages. New Haven. Univ. Press, 1970. P. 183-197
- Fairbanks R.G. A 17000-year glacio-eustatic sea level record // Nature. 1989. V. 342. P. 637-642
- Fairbanks R.G., Matthews R.K. The marine oxygen isotope record on Pleistocene coral reefs // Barbados, West Indies. Quatern. Res. 1978. V. 10. N 2. P. 184-196
- Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea level // Phys. and chem. of the Earth. N.-Y.: Macmillan, 1961. V. 4. P. 99-185
- Fairbridge R.W. Mean sea level related to solar radiation during the last 20 000 years changes of climate. UNESCO. Belgique. 1963. 117 p.

- Fairbridge R.W.* Holocene sea-level oscillations // *Striae*. 1980. V. 14. N 1-4. P. 23-60
- Fischer A.G.* Long-term climatic oscillations recorded in stratigraphy // *Climate in Earth history*. Wash.: Nat. acad. press, 1982. P. 97-104
- Flemming N.C., Webb C.O.* Tectonic and eustatic coastal changes during the last 10000 years derived from archaeological data // *Z. Geomorphol.* 1986. Supplement Bd. 62. P. 1-29
- Flint R.F.* Glacial and Quaternary geology. N.-Y.: Wiley, 1971. 892 p.
- Flohn H.* On time scales and causes of abrupt paleoclimatic events // *Quatern. Res.* 1979. V. 12. N 1. P. 135-149
- Florek W.* Development of the lower Bobr valley floor, with emphasis on the Late Holocene // *Quaestiones Geographicae*. 1982. V. 8. P. 91-119
- Frakes L.A.* Climates throughout geological time. Amst.-Oxf.-N.-Y.: Elsev. Sci. Publ. Comp., 1979. 310 p.
- Gardner Th.W., Yorgensen P.W., Shuman C., Lemieux C.R.* Effects of measured time interval // *Geology*. 1987. V. 15, N 3. P. 254-261
- Gastil G.* Continents and mobile Belts in the light of the mineral dating // *Congr. geol. intern., XXI session, Copenhagen, section G*, 1960.
- Goldschmidt V.M.* Geochemistry. Oxford University Press, 1954. P. 115-123
- Gornitz V., Lebedeff S.* Global sea-level during the past century // *Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ.* 1987. N 41. P. 3-16
- Gribbin J.* The climatic threat L.: Angur and Robertson, 1978. 266 p.
- Hallam A.* Pre-Quaternary sea-level changes // *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* 1984. V. 12. P. 205-243
- Hambrey M.J.* The Late Ordovician – Early Silurian glacial period // *Paleogeogr., paleoclimat., paleoecol.* 1985. N 51. P. 273-289
- Harrison C.G.A., Brass E., Saltzman E., Sloan J., Southam J., Whitman J.N.* Sea level variations, global sedimentation rates and the hypsographic curve // *Earth and Planet. Sci. Lett.* V. 54. 1981. P. 1-16
- Hay W.W., Southam J.R.* Calcareous plankton and loss of CaO from the continents // *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.* 1975. P. 1105
- Hays J.D.* A review of the Late Quaternary climatic history of Antarctic Seas // *Antarctic glacial history and world palaeoenvironments*. Rotterdam: Balkema, 1978. P. 57-71
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J.* Variation in the Earth orbit: pacemaker of the ice ages // *Science*, 1976. V. 194. P. 1121-1132
- Hays J.D., Pitman W.C.* Lithosphere plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences // *Nature*. 1973. V. 246. P. 18-22
- Henderson-Sellers A.* Continental clondiness changes this century // *GeoJourn.* 1992. V. 27. N 3. P. 255-262
- Hinton A.* Holocene tides in the wash, UK // *Mar. Geol.*, 1995. V. 124. N 1/4. P. 87-111
- Hsü K.J.* When the Mediterranean driftup // *Sci. Amer.* 1972. V. 227, N 6. P. 26-36
- Hughes T.J.* The weak underbelly of the West Antarctic ice sheet // *J. Glaciol.* 1981. V. 27. N 97. P. 518-525
- Hughes T., Denton G.H., Grosswald M.G.* Was there a last wurm arctic ice sheet? // *Nature*. 1977. V. 266. N 5603. P. 596-602
- Jourel J., Barkov N.J., Barnola J.M., Chapelaz J.* Extending the vostok ice-core record of palaeoclimate to the penultimate glacial period // *Nature*. 1993. V. 364. P. 407-412
- Karlen W.* Holocene glacier fluctuations in Scandinavia // *Striae*. 1982. V. 18. N 1. P. 26-34

- Keith M.L., Weber J.N.* Systematic relationships between carbon and oxygen isotopes in carbonates deposited by modern corals and aglae // *Science*, 1965. V. 150, N 3695. P. 498-501
- King L.C.* The Morphology of the Earth. N.-Y.: 1962. 515 p.
- Klige R.K., Myagkov M.S.* Changes in the water regime of the Caspian Sea // *GeoJourn.* 1992. V. 28. P. 299-307
- Klige R.K., Selivanov A.O., Voronov A.N.* Use of historical and palaeogeographical data for the analysis of climatic and gidrological changes in Eastent Europe // *Climatic change is historical and instrumental period*. Brno: 1989. P. 34-38
- Kossina E.* Pie erdoberfläche handbuch der geophysik. Berlin. 1933. Bd. B. 417 p.
- Kvenvolden K.A., McMenamin M.A.* Hydrates of natural gas: a review of their geologic occurrence. U.S. geological Survey. 1980. Circular 825. 11 p.
- Lamb H.H.* Climate: present, past and future. L.: Methuen, 1977. V. 2: Climate history and the future. 835 p.
- Lamb H.H.* Climate, history and the modern world. L.: Methuen, 1982. 387 p.
- Lambeck K.* Late Pleistocene, Holocene and present sea levels // *Palaeogeography. palaeoclimatology, palaeoecology*. 1990. V. 9. N 2-3. P. 205-217
- Laparrant A.* Traite de geologie. Paris, 1883.
- Last Great Ice sheets. G.H.Denton, T.J.Hughes – ed., N.-Y.: Wiley, 1981. 477 p.
- Lloyd Ch.R.* Pre-Pleistocene paleoclimates // *Advances in geophysics*. 1984. V. 26. P. 35-140
- Lorentz E.N.* Nondeterministic theories of climatic change // *Quatern. Res.* 1976. V. 6. N 4. P. 495-505
- Marmo J.S., Ojakangas R.W.* Lower Proterozoic glaciogenic depos its, Eastern Finland // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1984. V. 95. P. 1055-1062
- Matthews R.K.* Quaternary sea-level // *Sea-level change*. Washington. Nat. Head. Press, 1990. P. 88-103
- Menard A.W., Smith S.M.* Hypsometry of ocean Basin Provinces // *Journ. Geoph. Res.* 1966. V. 71, N 18. P. 50-55
- Menard H.W.* Insolar erosion, isostasy and subsidence // *Science*. 1983. V. 220. P. 913-918
- Milliman J.P., Meade R.H.* Worked-wide delivery of river sediments to the oceans // *Journ. Geology*. 1983. V. 91. N 1. P. 23-44
- Milliman J.P., Syvitski J.P.M.* Geomorphology and tectonic control of sediment discharge to the ocean // *Journ. Geology*. 1992. V. 100. P. 525-544
- Mitchell J.M.* The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the earth surface // *J. Appl. Met.* 1971. V. 10. N 4. P. 71-85
- Mitchell J.M.* A preliminary evaluation of atmospheric pollution as a cause of the global temperature fluctuation of the past century // *In global effects of environmental pollution*. Holland, Springer-Verlag, 1976. P.1-13
- Morel P., Irving E.* Tentative paleocontinental maps for the Early Phanerozoic and Proterozoic // *Journ. Geology*. 1978. V. 86. N 5. P. 535-561
- Mörner N.A.* Eustasia, paleoglaciacion and paleoclimatology // *Rundschau*. 1981. Bd. 70. N 2. P. 691-702
- Mörner N.A.* Fennoscandian aplift and Late Cenozoic geodinamics geological evidens // *GeoJournal*. 1979. N 3. P. 287-318
- Mörner N.A.* 10700 years' palaeotemperature record from Gotland and Pleistocene/Holocene boundary events in Sweden // *Boreas*. 1980. V. 8. N 4. P. 283-287

- Mörner N.A.* Eustasy, paleoglaciation and paleoclimatology // *Geol. Rundschau*. 1981. Bd. 70. N 2. P. 691-702
- Mörner N.A.* Pre-Quaternary long-term changes in sea-level // *Sea-surface studies: a global view*. L.e.a.: Croom Helm, 1987. P. 231-264
- Nakagawa H.* Quaternary sea-levels of the Japanese Islands // *Journ. Geosci. Osaka: City Univ*, 1967. V. 10. P. 29-37
- Newman W.S., Marcus L.F., Pardi R.R., Paccione J.A., Tomecek S.M.* Eustasy and deformation of the geoid, 1000-6000 radiocarbon years B.P. // *Earth rheology, isostasy and eustasy*. N.-Y. etc.: Wiley, 1980. P. 555-567
- Olausson E., Jonsson U.* The Arctic ocean during the Wurm and Early Flandrian // *Geol. fören. Stockholm förhandl.* 1969. Bd. 91. S. 67-78
- Ota Y.* Marine terraces as reference surfaces in Late Quaternary tectonic studies // *Royal Soc. New Zealand Bull.* 1986. V. 24. P. 357-375
- Ota Y., Inner I.P., Long A.I., Zong I.* Study on coral reef terraces of the Huon Peninsula, Papua New Guinea. Tokyo: Matsumoto Int. Res. Progr., 1994. 171 p.
- Pegens E.T., Kempe S., Kiches J.E.* Biogeochemistry of Major World rivers // *Biogeochemistry of major world rivers*. L.: Wiley, 1991. P. 323-347
- Pias I.* Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la luvette tchadienne et les sols quinderivent // *Mem. ORSTOM*. 1970. N 43. P. 57-83
- Pirazzoli P.A.* Les anciens rivages, témoins des déformations de la lithosphère // *Bull. Soc. Geol. France*. 1985. V. 1. N 3. P. 343-351
- Pirazzoli P.A.* Sea level changes the Last 20000 years. N.-Y. Etc.: Wiley, 1996. 177 p.
- Pitman W.C.* Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1978. V. 89. P. 1389-1403
- Robin G. de Q.* Ice cores and climatic change // *Philosoph. transactions. Ser. B*. 1977. V. 280. N 972. P. 143-168
- Röthlisberger F., Geih M.A.* Glacier variations in Himalayas and Karakorum: Climate and palaeoclimate of lakes, rivers and glaciers // *Ztschr. Gletscherk. und Glaziegeol.* 1985. Bd. 21. S. 425-443
- Rubey W.W.* Geologic history of sea origin and evolution of atmospheres and oceans. N.-Y.: Wiley, 1964. 415 p.
- Ruddiman W.E., Duplessy J.-C.* Conference on the last deglaciation: timing and mechanism // *Quatern. Res.* 1985. V. 23. N 1. P. 1-17
- Salop L.J.* Precambrian of the northern hemisphere and general features of early geological evolution. Amsterdam: Elsevier, 1977. 378 p.
- Schermerhorn L.J.* Late precambrian mixtites: glacial and/or nonglacial // *Amer. Journ. Sci.* 1974. V. 274. P. 673-824
- Schostakowitch W.B.* Die bedeutung der untersuchung der bodenablagerungen der seen für einige fragen der geophysik // *Intern. verein. theor. und angew. Limnol.* 1931. Bd. 5. S. 310-317
- Schoell M., Risch H.* Oxygen and carbon isotope analyses on planktonic foraminifera of core VA 01-188 p // *Geol. Jahrb.* 1986. V. 17. P. 15-32
- Servant M., Sermant S.* Les formations lacustres et les diatomeas du Quaternaire récent du fond de la cuvette Tchadienne // *Rev. geogr. phys. et geol. dyn.* 1970. V. 12. N 2. P. 63-76
- Shackleton N.J., Kennett J.P.* Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation // *Rept DSDP*. 1973. V. 29. P. 743-754

- Shackleton N.J., Opdyke N.D.* Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of pacific core V. 28-239. Late Pliocene to Latest Pleistocene // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1976. V. 145. P. 449-464
- Shennan J Innes I.P., Lon A.I., Zong I.* Late Pevensian and Holocene relative sea-level changes and Rumach, near Arisaing, northwest Scotland // *Norsk Geol. Tidsskrift*, 1993. V. 73. P. 161-174
- Spencer T.* Geomorphology of coral reefs // *Int. Gleomorphol. Conf. Hamilton.* 1993. P. 102
- Starkel L.* Typology of river valleys in the temperate zone during the last 15 000 years// *Acta Univ. Quluensis.* 1979. V. A82. N 3. P. 9-18
- Street F.A., Grove A.T.* Environmental and climatic implications of Late Quarternary lake-level fluctuations in Africa// *Nature.* 1976. V. 261. N 3. P. 83-118
- Taira K.* Holocene palaeoceanography in Japan // *Rev. Taisetsuran Univ.* 1992. V. 4. N 12. P. 1-7
- Tarakanov Y.A., Klige R.K., Selivanov A.O.* Marine terraces at indicators of global geoidal and hudrological changes // *GeoJournal.* 1992. V. 27. N 3. P. 493-497
- Termier H., Termier G.* Histoire geologique de la biosphere. Paris: Masson, 1952. 525 p.
- Turekian K.K., Clark J.S.P.* Inhomogeneous accumulation of the Earth from the primitive solar nebula // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1969. V. 6. P. 217-243
- Turcotte D.L., Burke K.* Global sea-level changes and the thermal structure of the Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 41. P. 341-346
- Vail P.R., Mitchum R.M. Thompson S.* Global cycles of relative changes of sea level // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1978. V. 26. P. 83-97
- Van Ponk J.* An ^{18}O record of the Atlantic Ocean for the entire Pleistocene // *Geol. Soc. Am. Memoir.* 1976. V. 145. P. 147-164.
- Vanderlinden E.* Chronique des evenements meteorologique en Belgique jusqu'en 1831. Bruxelles. 1924. 32 p.
- Watts W.A., Stuiver M.* Late Wisconsin climate of Northern Florida and the origin of species-rich deciduous forest // *Science*, 1980. V. 210. N 4467. P. 165-167
- Wenner D.B., Taylor H.P.* δO and $\delta^{18}\text{O}$ studies of serpentinization of ultramafic rocks // *Geol. Soc. Amer., Abstr. Programs for 1969. Pt. 7*, 1969. P. 284-286
- Wigley T.M.L., Ingram M.J., Farmer G.* Climate and history: studies in past climates and their impact on man. Cambridge: U.P., 1981. 530 p.
- Woerkom J.J.* The astronomical theory of climate change// *Climatic change.* Cambridge. 1953. P. 17-31
- Worsley T.R., Nance D., Moody J.B.* Global tectonics and eustasy for the past two billion years // *Mar. Geol.* 1984. V. 58. P. 373-400
- Yang Huai-jen, Xu Xin.* Quaternary environmental changes in eastern China // *Journal of the Nanjing University.* 1980. P. 121-142 (in Chinese)

Научное издание

Р.К.Клиге, И.Д.Данилов, В.Н.Конищев

ИСТОРИЯ ГИДРОСФЕРЫ

“Научный мир”

109017. Москва, Пыжевский пер. 7

ЛР № 030671 от 09.12.95 г.

Подписано к печати

Формат 70×100 1/16

Гарнитура Таймс Нью Роман

Печать офсетная. Усл. печ. л.

Тираж 1000 экз. Тип. Заказ.