

А. А. СВИТОЧ, О. Г. СОРОХТИН, С. А. УШАКОВ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Под редакцией профессора Г. А. САФЬЯНОВА

*Допущено
Министерством образования Российской Федерации
в качестве учебника для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по географическим специальностям*

УДК 551.8(075.8)
ББК 26.33я73
С24

Рецензенты:

д-р геогр. наук, в.н.с. Института географии РАН *А. К. Маркова*;
д-р геол.-минералог. наук, проф. *А. А. Константиновский*

Свиточ А. А.

С24 Палеогеография: Учебник для студ. высш. учеб. заведений /
А. А. Свиточ, О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков; Под ред. Г. А. Сафьянова. — М.: Издательский центр «Академия», 2004. — 448 с.
ISBN 5-7695-1701-8

В учебнике рассмотрена палеогеографическая история Земли начиная с ее формирования как планетарного тела. Построение книги нетрадиционно для учебных курсов по палеогеографии: в ней большое место занимают сведения, полученные на основе геофизических и геологических данных о строении и глубинных процессах в земных недрах. Основные разделы посвящены описанию геологического строения Земли, ее происхождению и палеогеографическим аспектам, обусловленным тектоникой литосферных плит, глубинными энергетическими ресурсами и конвективными движениями в мантии. Большое внимание уделено палеогеографии последнего геологического периода — плейстоцена.

Для студентов высших учебных заведений, обучающихся по географическим специальностям.

УДК 551.8 (075.8)
ББК 26.33я73

© Свиточ А. А., Сорохтин О. Г., Ушаков С. А., 2004
© Образовательно-издательский центр «Академия», 2004
ISBN 5-7695-1701-8 © Оформление. Издательский центр «Академия», 2004

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ НАУЧНОГО РЕДАКТОРА	3
ПРЕДИСЛОВИЕ	4
Глава 1. Место палеогеографии в системе наук о Земле	7
1.1. Предмет изучения, задачи и классификация палеогеографии	7
1.2. Методология и методы	12
1.3. Проблема пространства— времени	14
Глава 2. Современная Земля	17
2.1. Общие сведения о Земле	17
2.2. Атмосфера и гидросфера Земли	20
Атмосфера Земли	20
Гидросфера Земли	22
2.3. Земная кора	23
Океаническая кора	25
Континентальная кора	30
2.4. Мантия Земли	32
2.5. Ядро Земли	35
Состав земного ядра	38
Глава 3. Происхождение Земли и Солнечной системы. Догеологическая палеогеография	41
3.1. Происхождение Солнечной системы	41
3.2. Образование двойной планеты Земля— Луна	48
Модели образования Луны	48
Ранняя стадия системы Земля— Луна	53
Поздняя стадия (разрушение Протолуны)	55
3.3. Происхождение метеоритов	58
3.4. Эволюция системы Земля— Луна	61
3.5. Развитие первичной Земли (Земля в катархее — 4,6—4,0 млрд лет назад)	68
3.6. Палеогеография Земли в катархее	73
Глава 4. Тектоника литосферных плит	78
4.1. Краткая история развития теории тектоники литосферных плит	78
4.2. Основные положения тектоники литосферных плит	81
4.3. Палеомагнитная шкала инверсий главного магнитного поля Земли и возраст дна океана	93
4.4. Кинематика литосферных плит и палеогеографические следствия	98

Глава 5. Энергетические основы развития Земли и палеогеографические условия формирования земной коры	102
5.1. Энергетические источники развития Земли	102
Энергия аккреции и гравитационной дифференциации Земли.	103
Радиогенная энергия	106
Энергетический баланс Земли	109
5.2. Геотектонические и палеогеографические следствия приливного взаимодействия Луны с Землей	113
5.3. Процесс плотностной дифференциации Земли и архейская палеогеография	116
Начало плотностной дифференциации Земли	117
Новое проявление эндогенной активности	124
5.4. Изменение средних скоростей перемещения литосферных плит и глубины океана в истории Земли	128
Глава 6. Формирование гидросферы и атмосферы Земли	132
6.1. Эволюция мантии Земли	132
6.2. Дегазация мантии и гидротермальные процессы	134
6.3. Формирование и эволюция гидросферы Земли и закономерности накопления воды в Мировом океане	137
Вода мантии	137
Эволюция гидросферы	138
6.4. Природа глобальных изменений уровня Мирового океана	143
6.5. Формирование и эволюция атмосферы Земли	146
Глава 7. Конвекция в мантии и смена палеогеографических обстановок	156
7.1. Структура мантийной конвекции и дрейф материков	156
7.2. Этапы эволюции литосферы и лика Земли	161
Глава 8. Эволюция климата Земли	167
8.1. Изменение климата в геологической истории Земли	167
8.2. Перестройка литосферных плит	176
Позднемеловая эпоха	176
Кайнозойская эпоха	179
Глава 9. Эволюция географических условий и жизни на Земле	183
9.1. Начальный этап формирования жизни на Земле	183
9.2. Развитие форм жизни в протерозое	187
9.3. Фанерозой — время явной жизни	190
Палеозойская эра	193
Мезозойская эра	196
Кайнозойская эра	203
Глава 10. Палеогеография мезозоя и раннего кайнозоя	210
10.1. Рельеф поверхности Земли	210
Общие предпосылки реконструкций палеорельефа	210
Методы реконструкций глубин дна океанов	220

10.2. Эволюция рельефа поверхности Земли в мезозое	225
Триас	226
Юра	230
Мел	234
10.3. Рельеф поверхности Земли в кайнозое	243
Палеоцен — ранний эоцен	244
Поздний эоцен — ранний олигоцен	245
Поздний олигоцен — плиоцен	249
10.4. Дрейф материков и эволюция климата Земли в мезозое и кайнозое	258
Мезозой	258
Кайнозой	269
Глава 11. Палеогеография плейстоцена	287
11.1. Палеогеографические критерии выделения плейстоцена	287
11.2. Развитие основных компонентов и процессов природы	290
Неотектоника	290
Климат	294
Рельеф	299
Осадконакопление	302
Оледенения	306
Колебания уровня океана	316
Растительность и фауна	319
11.3. Особенности палеогеографии плейстоцена	323
11.4. Актуальные вопросы палеогеографии плейстоцена	330
Глава 12. Диагностика и корреляция палеогеографических событий плейстоцена	335
12.1. Приемы диагностики и корреляции палеогеографических событий	336
Палеонтологические методы	337
Почвенно-литологические методы	343
Методы абсолютного датирования	344
12.2. Палеогеографические корреляции	351
Корреляция природных событий в системе «континент — шельф — океан»	351
Корреляция природных событий позднего плейстоцена (палеогеографические реперы)	356
Глава 13. Ландшафтная сфера (географическая оболочка)	370
13.1. Современные и древние ландшафты	370
13.2. Систематизация палеоландшафтов (палеогеографические шкалы)	374
13.3. Ландшафтные обстановки фанерозоя	378
13.4. Ландшафтная зональность плейстоцена	397
Глава 14. Колебательный характер природных процессов	402

14.1. Проявления свойства колебательности в разных природных процессах	403
14.2. Причины периодичности природных явлений	408
14.3. Периодичность природного процесса и долгосрочное географическое прогнозирование	411
Глава 15. Древний человек и его природная среда	416
15.1. Основные этапы развития человека	416
15.2. Развитие материальной культуры	421
15.3. Природа и геоэкологическая обстановка существования древнего человека	429
Природа древнего человека	430
Палеогеоэкология и древний человек	434
Список литературы	438

МЕСТО ПАЛЕОГЕОГРАФИИ В СИСТЕМЕ НАУК О ЗЕМЛЕ

В настоящее время резко возросло внимание общества к окружающей среде, ее экологии, охране и прогнозированию возможного развития. Природа, наиболее полно воспринимаемая через окружающие ландшафты, возникла в результате длительной эволюции всех ее компонентов, изучаемых различными науками. Общую историю развития природы, ее географическую оболочку можно проанализировать с помощью палеогеографии. Материалы этой науки — основа для летописи истории Земли — учения, закономерности которого необходимо знать с раннего возраста нашей планеты. Без них невозможна достоверная оценка прошлого и нынешнего состояния окружающей среды.

1.1. Предмет изучения, задачи и классификация палеогеографии

Палеогеография — наука молодая, однако ее элементы отмечались еще в трудах выдающихся натуралистов — Бируни, Авиценны, Леонардо да Винчи, Ж.-Б. Ламарка, Ч. Ляйеля, М. В. Ломоносова, Н. Стенона, К. Ф. Рулье и др. Как самостоятельное естественно-историческое научное направление палеогеография возникла относительно недавно, в конце XIX — начале XX в. после работ М. Неймара, А. П. Карпинского, И. Вальтера, А. А. Иностранцева, С. Шухерта, А. Вегенера, И. Д. Лукашевича и других ученых. Как сложившаяся научная дисциплина палеогеография оформилась в середине прошлого столетия, когда были опубликованы капитальные сводки И. П. Герасимова и К. К. Маркова, Л. Б. Рухина и Р. Флинта, а также специализированные палеогеографические работы Б. П. Жиженко, В. М. Сеницына, М. Ф. Веклича, А. А. Величко, В. А. Зубакова, А. А. Свиточа, С. А. Ушакова, Н. А. Ясманова и ряда других исследователей.

Становление палеогеографии как науки связано с запросами практики и с научно-познавательными целями и стимулировалось выдающимися достижениями в геологии, геофизике, биоло-

гии и географии. Особенно большую роль в развитии палеогеографии сыграли разработка методов актуализма Ч. Ляйелем и фациального анализа Грессли, эволюционное учение Ж. -Б. Ламарка и Ч. Дарвина, установление закона географической зональности почв В. В. Докучаева и представления А. Вегенера о дрейфе материков, в дальнейшем развитые рядом исследователей (Ле Пишон, О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, А. П. Зоненшайн и др.) в теорию литосферных плит.

По-видимому, в России термин «палеогеография» впервые употребил Н. А. Головкинский (1870) как синоним понятия «геологическая география», а за рубежом — Т. Хант (1872), считавший, что палеогеография — это географическая история древних геологических периодов.

Большинство исследователей сходятся в том, что палеогеография — это физическая география древних геологических периодов. Скорее всего ее можно определить как *науку, изучающую географическую оболочку геологического прошлого, ее строение, состояние и историю развития*. Академик А. А. Григорьев, выделивший понятие физико-географической оболочки, понимал ее как зону взаимообусловленных взаимодействий атмосферы, гидросферы, литосферы и биосферы. Отсюда вытекает главная задача палеогеографии — *пространственно-временное изучение строения, состава, структуры и закономерностей развития древней географической оболочки Земли, возникновения и эволюции основных геосферных оболочек*.

Следовательно, предмет исследования и задачи его изучения в палеогеографии, как и само название науки (переводимое как древняя география), — географические. Конкретные цели и задачи палеогеографической науки обширны и разноплановы, при этом выделяют общие и специальные задачи палеогеографических исследований. Первые составляют предмет исследования в целом, т. е. древнюю географическую оболочку в ее совокупности. Вторые связаны с анализом ее отдельных компонентов, а также с разработками прикладных, прогностических и методических задач.

До настоящего времени нет общепринятого мнения о палеогеографии как самостоятельной науке и ее месте в системе наук о Земле. Часть исследователей — А. А. Борисяк, Н. М. Страхов, Ю. А. Жемчужников, В. В. Белоусов и А. А. Богданов — относили палеогеографию к исторической геологии, Л. Б. Рухин считал ее самостоятельной геологической наукой, тесно связанной с литологией, исторической геологией и географией, Б. П. Жижченко — синтетической наукой, которой свойственны собственные методы анализа, М. Ф. Веклич отмечал ее самостоятельность и близость задач с физической географией. По К. К. Маркову, палеогеография — это часть общей физической географии, имеющая самостоятельные научные задачи и методы их решения. В. И. Сла-

вин, Н. А. Ясаманов и Г. И. Лазуков поместили палеогеографию на стыке геологических и географических наук.

Как известно, основные признаки науки и ее самостоятельности следующие: наличие предмета исследования и методов его изучения, отличных от приемов в смежных научных дисциплинах, установление общих закономерностей, создание гипотез и теории.

Современное положение палеогеографии позволяет считать ее самостоятельной наукой. Она имеет свой объект исследования и систему методов изучения, основанных на открытых закономерностях развития природы Земли во времени. В палеогеографии еще не создана общая теория, в настоящее время — это период поступления обильного фактического материала, его синтеза и обобщений регионального и тематического характера. Появились и крупные научные разработки, не только раскрывающие особенности палеогеографической обстановки прошлого, но и позволяющие прогнозировать развитие природы в будущем (принцип пространства-времени К. К. Маркова, концепция гиперзональности А. А. Величко).

Самостоятельность палеогеографии как науки определяется и ее отличием от ближайших к ней естественно-исторических дисциплин: физической географии, исторической геологии и литологии.

Палеогеография родственна, но не тождественна физической географии. Л. Б. Рухин, возражавший против отнесения палеогеографии к географическим наукам, отмечал, что главное их отличие заключается в том, что географ непосредственно изучает поверхность Земли, а палеогеограф из-за неполноты геологической летописи обычно лишен возможности анализировать детали древних ландшафтов и реконструирует лишь их устойчивые компоненты.

Однако главное различие между физической географией и палеогеографией — это временной аспект и методические приемы анализа. Физическая география (в том числе историческое землеведение) изучает современное состояние географической оболочки географическими методами, а палеогеография — сумму таких состояний во времени преимущественно геологическими методами.

С исторической геологией и геотектоникой палеогеографию сближает сходство рассмотрения предмета исследования в геологическом времени. Тем не менее предметы изучения этих наук различны — *геологическая обстановка* (строение) прошлого и древняя *географическая оболочка*. Это обстоятельство столь существенно, что не позволяет отнести палеогеографию к исторической геологии либо к геотектонике.

Тесно связана палеогеография и с литологией, особенно с ее разделом, посвященным изучению условий накопления осадков посредством формационно-фациального анализа. Цели и задачи палеогеографии более обширные, охватывающие природную среду в целом; палеогеографы идут дальше литологов и реконструи-

руют древние ландшафты либо совокупность нескольких природных компонентов, а не только фациальную обстановку. Справедливо замечено, что и формально нельзя отождествлять палеогеографию с частью исторической геологии или литологии, ибо объект ее исследований более общий, чем у этих наук. Не может быть общее частью частного.

Традиционно палеогеография близка палеонтологии, поскольку при анализе использует различные палеофаунистические и палеофлористические методы. В последние годы палеогеография все больше сближается с другой областью биологии — палеоэкологией, а также с такими прикладными науками, как поиски и добыча полезных ископаемых, инженерная геология, рациональное природоведение и охрана геологической и географической среды.

Таким образом, палеогеография располагается на стыке трех наук: географии, геологии и биологии, при этом особенно тесно палеография связана с физической географией, исторической геологией, геотектоникой и литологией, палеонтологией и палеоэкологией (табл. 1).

Определяя положение палеогеографии в системе наук о Земле, можно заключить: это *самостоятельная наука*, так как у нее свой объект исследования, цели и методы. По предмету изучения это *частная наука, синтетическая* по характеру, *переходная* (промежуточная) по положению и *конкретная* по задачам. Девиз палеогеографии «*От настоящего к прошлому, от прошлого к настоящему и будущему*» означает познание прошлого посредством настоящего, а настоящего и будущего — посредством прошлого.

Специфика палеогеографии в первую очередь заключается в своеобразии предмета исследования — древней географической обстановки, реконструируемой преимущественно геологическими методами. Следовательно, цель географическая, а методы геологические. Сочетание таких задач и приемов обусловило специ-

Таблица 1

Положение палеогеографии в системе наук о Земле

Географические науки	Геологические науки	Биологические науки
Физическая география (ландшафтоведение, геоморфология, гидрология, климатология, океанология, биогеография, почвоведение, гляциология и др.) Картография	Литология (учение о фациях) Геотектоника (мобилизм) Палеонтология Историческая геология	Экология (палео-экология)
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ		

фику используемых методов, выбор и набор которых связаны с получением палеогеографической информации.

Классификация палеогеографии. Н. М. Страхов разделил палеогеографию на собственно палеогеографию, занимающуюся пространственными реконструкциями, и биономию, восстанавливающую физико-географические условия прошлого. К. К. Марков отметил географическое и геологическое направления в палеогеографии. Эти представления о двуединой палеогеографии получили дальнейшее развитие в работах А. А. Величко, вычленившего из палеогеографии новое научное направление — эволюционную географию.

Предмет исследования палеогеографии — реконструкция природных условий прошлого, установление закономерностей их временного развития для анализа происхождения современной оболочки, ее структуры и дальнейшего развития.

А. В. Хабаков характеризовал динамическую палеогеографию как дисциплину, изучающую динамику природных процессов прошлого. Л. Б. Рухин подразделил палеогеографию на общую и региональную. Дробная тематическая классификация палеогеографии предложена М. Ф. Векличем и вслед за ним В. И. Славиным и Н. А. Ясамановым.

В зависимости от задач палеогеографию можно классифицировать по-разному. По целевым задачам палеогеография подразделяется на общую, частную и прикладную. Главная цель *общей палеогеографии* — синтез палеогеографических данных и рассмотрение прошлого географической оболочки в целом. К этому разделу наук можно отнести и теоретическую палеогеографию, широко использующую математические методы и моделирование.

Частная палеогеография занимается анализом конкретных палеогеографических аспектов и состоит из компонентной, региональной и исторической палеогеографии.

В задачу первого (компонентного) направления входит исследование нескольких отдельных компонентов и процессов природы прошлого — реконструкция ландшафтов прошлого, палеоклиматической, палеогидрологической, палеофаунистической, палеофлористической, палеогеоморфологической и палеоэкологической обстановок.

Второе и третье направления представляют собой пространственно-временную тематику палеогеографии. Региональная палеогеография занимается реконструкциями на определенных площадях (области, регионы, районы, участки и т. д.), а историческая палеогеография воспроизводит природу по временным вехам.

Палеогеографию, как и любую историческую науку, можно разделить хронологически, например по основным подразделениям геологической шкалы (эры, периоды, эпохи, века и т. д.).

И наконец, *прикладная палеогеография* — это сфера применения палеогеографических данных для практических задач. В ней выделя-

ют следующие направления: поисковое, занятое преимущественно выявлением полезных ископаемых осадочного происхождения (уголь, нефть, горючие сланцы, бокситы, железные руды, фосфориты и т.д.); прогностическое, при котором палеогеографическую информацию используют для долгосрочного и сверхдолгосрочного географического прогноза; охраноприродоведческое, связанное с рациональным природоведением и защитой окружающей среды от вредного антропогенного воздействия и тесно примыкающие к нему экологическое и геоэкологическое направления.

Разработка этих вопросов выявила новое направление палеогеографической науки — «нетрадиционную палеогеографию», занимающуюся палеоэкологическими проблемами. В настоящее время большую роль играет геоэкология — наука о природной среде и ее развитии под влиянием антропогенных факторов, резко изменяющих природную обстановку. В круг ее интересов вошло новое направление — палеогеоэкология, связанное с временным анализом природных геоэкологических событий прошлого и ее состоянием относительно каких-либо организмов.

1.2. Методология и методы

Гносеологическая основа палеогеографии — главные закономерности развития древней природы Земли. Эти закономерности включают: 1) единство природы; 2) всеобщность и взаимосвязь явлений и процессов; 3) направленность, неравномерность и полихронность развития; 4) зональность (региональность) и индивидуальность проявления; 5) сочетание близких (неорганическая природа) и неповторимых (органическая природа) черт развития. В своей совокупности они и составляют *методологию палеогеографии* как науки об исчезнувшей географической обстановке и методах ее изучения.

Палеогеографические методы можно разделить на аналитические (частные), поставляющие фактический материал, и синтетические (общие), с помощью которых осмысливается совокупный аналитический результат (табл. 2). При анализе в современной палеогеографии используют методы геологии, географии, биологии и т.д.

Среди них преобладают аналитические приемы различных геологических наук — литологии, исторической геологии, геофизики, геохимии и т.д., что в первую очередь связано с конкретным объектом анализа — геологической породой и содержащимися в ней ископаемыми остатками.

Важное значение в палеогеографии имеют географические и биологические приемы анализа (картографические, геоморфологические, палеопедологические, палеонтологические, палеоэкологические и т.д.), позволяющие получать информацию, не дос-

Методы палеогеографических исследований

Аналитический метод	Синтетический метод
Геохимический	Исторический
Геофизический	
Формационно-фациальный	Актуализма
Литологический	Причинности
Палеонтологический	Дополнительности
Картографический	Комплексный
Палеоэкологический	
Физико-географический (ландшафтный, геоморфологический, климатологический и т.д.)	

тупную для извлечения геологическими методами. Все больше применяют разнообразные математические и экспериментальные методы с использованием ЭВМ и компьютерных технологий. Эти приемы облегчают обработку фактологического материала, оценку вероятности осуществления какого-либо палеогеографического события, сведения о котором либо очень многочисленны и трудно распознаваемы, либо — вследствие неполноты геологической летописи — отрывочны.

Палеогеографический синтез исходных аналитических данных осуществляется историческим методом и методом актуализма, принципами причинности и дополнительности и комплексного (сопряженного) анализа.

Исторический метод в палеогеографии — это анализ развития природы во временной последовательности и взаимосвязи, он наряду с принципом причинности является ее основным методологическим приемом.

Метод актуализма, активно применявшийся во время зарождения и становления палеогеографии, в дальнейшем стал использоваться ограниченно, поскольку развитие многих компонентов природы неповторимо и современную обстановку не всегда можно переносить на древние эпохи.

Неопределенность (двойственность) поведения некоторых микрообъектов природы известна давно. Она проявляется и на других более высокоорганизованных уровнях материи, — например, в развитии климата, ледников, речных долин и т.д.

Необходимый методический прием при палеогеографических исследованиях — *комплексный (сопряженный) палеогеографический*

анализ, подразумевающий не только использование рационального набора методов, но и сопряженное истолкование их результатов. Это означает, что конкретные методы в комплексе дают арифметическую сумму знаний, а также контролируют результаты друг друга.

1.3. Проблема пространства — времени

В самых общих чертах понятие пространства — времени представляет собой философскую категорию, отражающую всеобщие формы бытия материи, ее гносеологические корни уходят к трудам античных авторов (Аристотель, Лукреций Кар и др.), отмечавших неразрывную связь этих понятий. В науках о Земле, в частности в палеогеографии, проблема пространства — времени — это хронологическая оценка проявления каких-либо природных процессов, происходивших в разных частях пространства.

Конкретные вопросы пространственно-временных отношений возникли еще в прошлом веке и были связаны с анализом «гомотаксиса» — близкой последовательности напластований, характеризующихся сходной фауной. Впервые Т. Хаксли, а позже У. Метью отмечали, что одинаковая последовательность событий — это еще не одновременность. Г. Осборн, напротив, считал синхронной эволюцию млекопитающих разных континентов. В. Рамсей на примере разновременности образования береговой линии озер Скандинавии назвал это явление метакронностью или запаздыванием.

Проблема пространственно-временных отношений в палеогеографии сформулирована К. К. Марковым, который рассмотрел развитие четвертичных ледников и отметил, что в связи с большим разнообразием географических условий на поверхности Земли оледенения, возникнув под влиянием общих причин, развиваются не одновременно и даже противоположно.

Лежащие в основе представлений К. К. Маркова общие положения о неадекватном отражении элементами географической оболочки каких-либо природных процессов очевидны и в целом не вызывают сомнения у большинства исследователей. При этом полным совпадением каких-либо событий следует считать только те, которые укладываются в один временной интервал. Однако учитывая состояние методов абсолютного датирования, фактологический дефицит, связанный с перерывами осадконакопления, размывами и длительностью геологического времени, события можно считать относительно синхронными, если максимум их проявления совпадает. Если же этого не отмечается, то события асинхронны.

При пространственно-временном анализе палеогеографических событий интересно установление *иерархической зависимости и последовательности* восприятия (рис. 2). Известно, что в природе су-

существует иерархия процессов и компонентов по степени их взаимосвязи и отражения внешних воздействий. В одном временном интервале прямое воздействие, как правило, проявляется синхронно (например, тепловой баланс Солнца — температурный климатический режим; растительность — растительная фауна). Чем опосредованнее влияние, тем больше вероятность хронологического несовпадения вызванных изменений. Отсюда очевидна синхронность крупных температурных изменений климата, прямо связанная с лучистой энергией Солнца, и метахронность колебаний увлажнения, лишь опосредованно (через океан и рельеф) связанных с солнечной радиацией.

В плейстоцене для разных процессов и компонентов природы отмечается *разнообразие проявления во времени и пространстве*, причем в равной степени развитие могло происходить одновременно и не одновременно и осуществляться в разных сочетаниях у одних

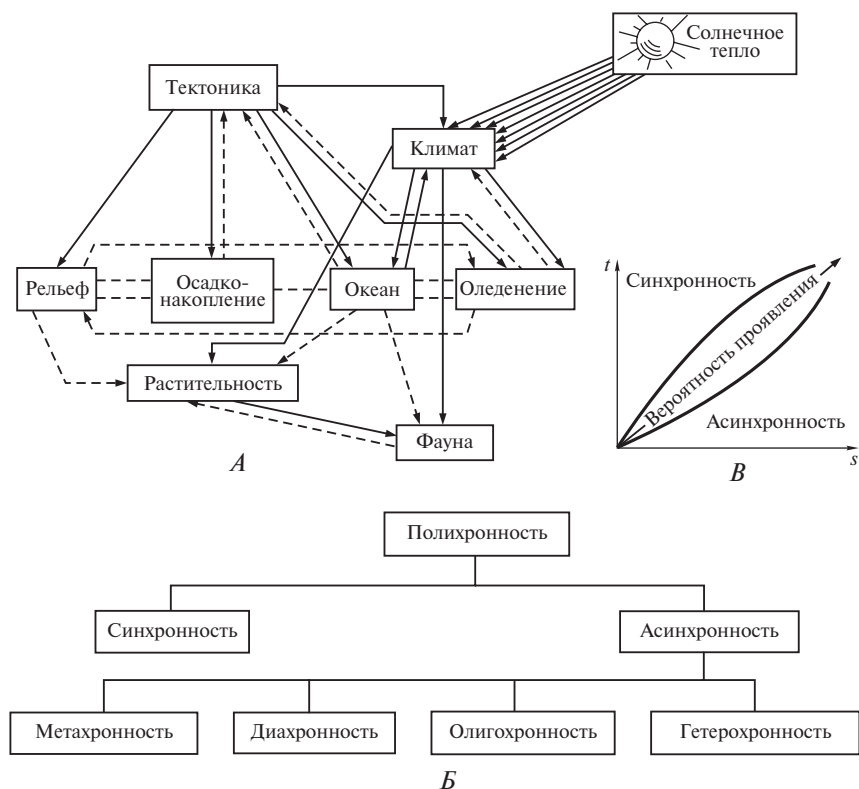


Рис. 2. Иерархия процессов и компонентов природы (А), их временных отношений (Б) и степень проявления синхронности — асинхронности (В) в зависимости от времени (t) и пространства (s).

Пунктирные линии — менее устойчивые связи между процессами

и тех же природных процессов. Эти пространственно-временные свойства природы называются по-разному. Одновременно протекавшие — как синхронные, или изохронные, не одновременно — как асинхронные с более конкретными определениями: метакронные (от греч. *meta* — после, за, через + *chronos* — время), гетерокронные (*heteros* — другой...), диахронные (*dia* — раз, пере...), олигохронные (*olygos* — немногий, незначительный) и др. Все эти термины ввиду своей четкой определенности не могут в целом охарактеризовать отмеченное выше свойство природного процесса. Исходя из этого предложено понятие «полихронность» (А.А. Свиточ, 1987) (от *poly* — много + *chronos*) — *свойство различных компонентов и процессов природы проявляться в пространстве в разных (многих) временных соотношениях* как одновременно, так и не одновременно. Полихронность не подменяет понятий «синхронность» и «асинхронность» (в том числе «метакронность»), которые представляют собой более частные свойства природного процесса (см. рис. 2), в совокупности составляющие его более общую «полихронную» черту, свойственную всем древним геологическим периодам. Процессы и компоненты природы, тесно связанные с колебаниями климата (температурными), в основном проявляются более или менее синхронно и, наоборот, процессы, обусловленные характером тектонических движений, обычно проявляются асинхронно.

Если рассматривать проявления синхронности и асинхронности природного процесса во времени, то нетрудно заметить, что с увеличением хронологического объема отрезка повышается вероятность синхронного проявления какого-либо события. При уменьшении длительности интервала времени резче проявляются черты асинхронности. Например, ход климатических изменений, материковых оледенений, появление новых растительных сообществ и фаунистических комплексов в масштабе последнего геологического периода и его эпох в целом, по-видимому, совпадали. Ход этих же явлений в диапазоне нескольких тысяч лет и менее зачастую протекал несинхронно. Наоборот, при анализе фактора пространства выясняется, что одновременность проявления какого-либо события увеличивается при уменьшении пространственных рамок, в то время как на обширных площадях вероятность несовпадения хода события больше. Так, развитие ледников соседних горных хребтов чаще будет более сходным, чем развитие горных ледников разных материков. Следовательно, обнаруживается определенная связь между ходом проявления природных процессов и масштабом пространственно-временных отношений. При этом возможность асинхронного осуществления событий повышается при уменьшении временного диапазона и увеличении пространственных рамок, а в противоположном случае увеличивается вероятность синхронного проявления событий.

ГЛАВА 2

СОВРЕМЕННАЯ ЗЕМЛЯ

2.1. Общие сведения о Земле

Основную часть информации о внутреннем строении Земли дают геофизические методы, включающие: 1) сейсмологические и сейсмические методы, основанные на регистрации упругих колебаний, вызываемых землетрясениями или крупными взрывами; 2) гравиметрические методы, основанные на изучении поля силы тяжести Земли, создаваемого притяжением масс самой Земли, ее вращением, а также притяжением других космических тел, и дающие информацию о конфигурации Земли и распределении масс в ее недрах; 3) магнитометрические методы, изучающие магнитное поле Земли, создаваемое замкнутыми электрическими токами и намагниченностью горных пород; 4) геотермические методы, исследующие тепловое поле Земли и плотность теплового потока на ее поверхности, обусловленные как термическим режимом недр, так и способностью различных оболочек Земли передавать глубинное тепло и самостоятельно его генерировать.

Кроме геофизики о внутреннем строении Земли косвенно позволяют судить лабораторные эксперименты, а также изучение космических тел (метеоритов), попадающих на поверхность нашей планеты.

Строение нашей планеты сегодня хорошо известно по сейсмическим данным и анализу собственных колебаний Земли, а состав ее верхних оболочек (земная кора, гидросфера и атмосфера) — по геологическим данным и прямым измерениям. Сведения о составе мантии Земли менее определенные, но все-таки по совокупности всех геологических и геофизических данных сегодня о строении и составе этой земной оболочки можно судить достаточно уверенно.

Земля — третья по порядку от Солнца планета Солнечной системы, вращается вокруг Солнца по близкой к круговой орбите (эксцентриситет орбиты $e = 0,0167$) на среднем расстоянии 149,6 млн км. Если смотреть со стороны Северного полюса небесной сферы, то вращение Земли, как и других планет вокруг Солнца, происходит против часовой стрелки. Средняя скорость движения Земли по орбите равна 29,765 км/с, период обращения (про-

должительность года) составляет $365,24$ солнечных суток или $3,147 \cdot 10^7$ с. Земля обладает собственным осевым вращением в прямом направлении (т.е. также против часовой стрелки, если смотреть со стороны Северного полюса), период осевого вращения Земли равен 23 ч 56 мин $4,1$ с или $8,616 \cdot 10^4$ с.

Масса Земли M_g равна $5,98 \cdot 10^{27}$ г, средний радиус R_g — 6371 км, площадь поверхности Земли — $5,1 \cdot 10^{18}$ см² ($510,08$ млн км²), средняя плотность вещества Земли ρ — $5,52$ г/см³, среднее ускорение силы тяжести на земной поверхности g достигает 981 Гал. Фигура Земли описывается геоидом, представляющим собой эквипотенциальную поверхность силы тяжести (рис. 3). Вне континентов геоид совпадает с невозмущенной поверхностью воды в Мировом океане. На континентах поверхность рассчитывается по гравиметрическим данным или по спутниковым наблюдениям. Лучше всего геоид аппроксимируется эллипсоидом вращения — равновесной фигурой вращающейся однородной жидкости. Отклонения геоида от такого эллипсоида не превышают $+86$ и -105 м и вызываются как неоднородностями распределения масс в Земле, так и динамическими процессами, развивающимися в ядре мантии и в литосфере Земли.

Сплюснутость геоида (эллипсоида вращения) определяется скоростью вращения Земли вокруг полярной оси. У современной Земли полярный радиус $R_{\text{п}}$ равен $6356,78$ км, а экваториальный $R_{\text{э}}$ — $6378,16$ км, следовательно, ее сжатие $e = (R_{\text{э}} - R_{\text{п}})/R_{\text{э}} = 1/298,3$. Центробежное ускорение силы тяжести на экваторе достигает $3,392$ Гал.

Из приведенных данных о форме геоида следует, что фигура Земли очень близко (с точностью до 1%) соответствует равновесной форме вращающейся жидкости. Отсюда можно предположить, что вещество Земли в ее недрах также находится в эффективно жидком состоянии, хотя вязкость такой «жидкости» может быть очень высокой (здесь невольно напрашивается аналогия свойств земного вещества со свойствами льда и вара).

Момент инерции Земли относительно оси вращения $I = 8,04 \cdot 1 \cdot 10^{44}$ г/см², тогда как ее безразмерный средний момент инерции $J = I/(MR^2) = 0,33076$, что свидетельствует о значительном уплотнении земного вещества к центру планеты (для однородной по плотности сферы $J = 0,4$).

Как известно, Земля имеет собственное магнитное поле, максимальная напряженность которого около $0,6$ — $0,7$ Э наблюдается возле магнитных полюсов. На экваторе она уменьшается до $0,25$ — $0,42$ Э.

Главной компонентой магнитного поля является поле магнитного диполя или однородно намагниченного шара. Ось магнитного диполя сейчас наклонена к оси вращения Земли под углом $10,5^\circ$, однако ее среднее положение за периоды времени порядка

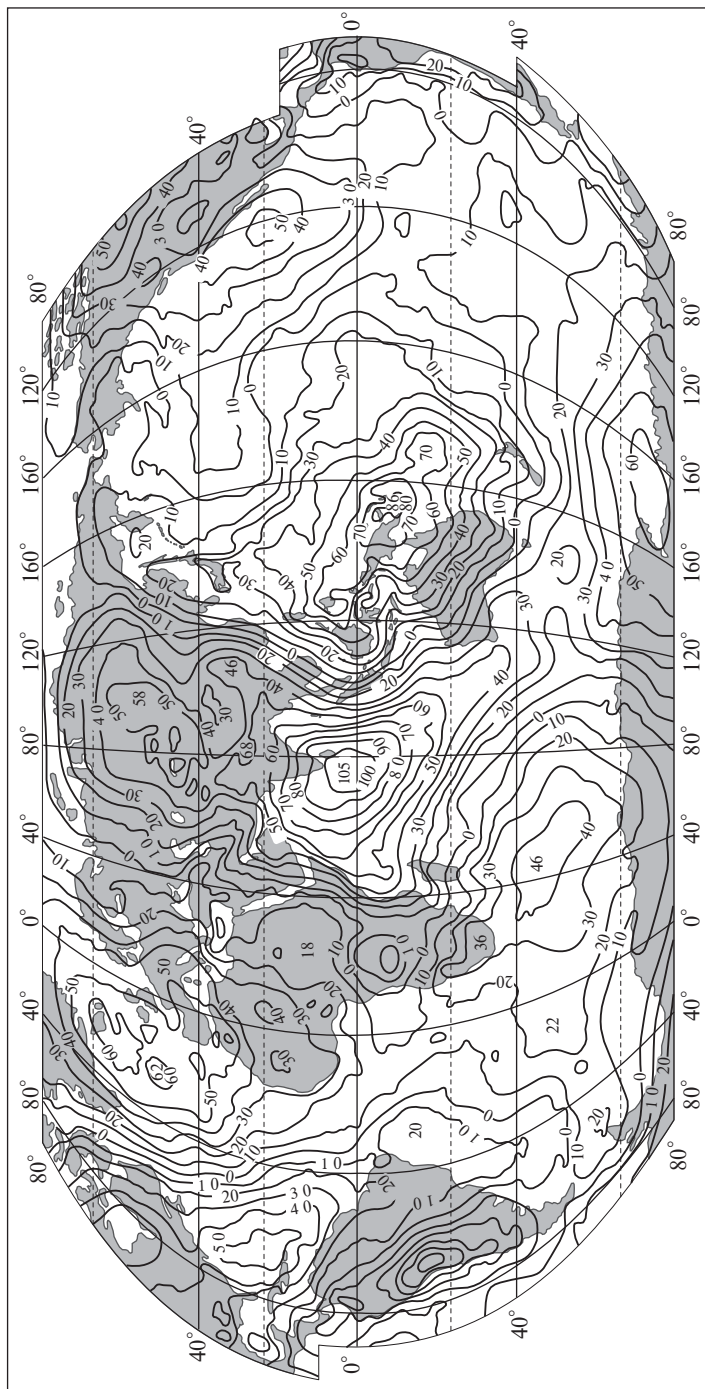


Рис. 3. Карта высот геоида, м (О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков, 2002)

нескольких десятков — сотен тысяч лет близко совпадает с географической осью.

Через поверхность Земли постоянно теряется часть ее внутреннего тепла. Современный суммарный тепловой поток, пересекающий поверхность Земли, близок к $(4,2—4,5) \cdot 10^{20}$ эрг/с и в среднем может быть принят равным $4,3 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Средний тепловой поток через континенты приблизительно равен $1,43 \cdot 10^{-6}$ кал/($\text{см}^2 \cdot \text{с}$), а через океанское дно — $2,37 \cdot 10^{-6}$ кал/($\text{см}^2 \cdot \text{с}$). Всего через континенты теряется около $1,2 \cdot 10^{20}$ эрг/с, тогда как через океанское дно примерно в 2,5 раза больше — около $3,1 \cdot 10^{20}$ эрг/с.

2.2. Атмосфера и гидросфера Земли

Плотные газовые и жидко-водяные внешние оболочки могут существовать только у сравнительно массивных планет, гравитационные поля которых способны удерживать газовые молекулы со средними молекулярными массами, а поверхностная температура превышает температуру плавления льда, но ниже температуры кипения воды. Из всех планет Солнечной системы такими условиями обладает только Земля. Например, Меркурий из-за своей малой массы (0,06 массы Земли) и близости к Солнцу потерял практически всю свою атмосферу (давление меркурианской атмосферы менее $2 \cdot 10^{-14}$ атм). Венера, хоть и обладает плотной атмосферой (около 90 атм), но благодаря большому парниковому эффекту ее поверхностная температура (приблизительно равная 470°C) значительно выше критической температуры перехода воды в газовое (флюидное) состояние (374°C). Марс, масса которого равна 0,11 массы Земли, сохранил лишь весьма разреженную атмосферу (около $6 \cdot 10^{-3}$ атм), тогда как вся гидросфера на этой холодной планете сейчас находится только в замерзшем состоянии.

Внешние планеты Солнечной системы (Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун) имеют исключительно плотные атмосферы, но лишены жидких гидросфер. На их спутниках, как и на Марсе, все поверхностные воды находятся только в замерзшем состоянии.

Атмосфера Земли

Масса земной атмосферы равна примерно $5,15 \cdot 10^{21}$ г. Среднее давление воздуха на уровне моря $p_0 = 1,0132$ бар = 1013,2 мбар (760 мм рт. ст.), а плотность $\rho_0 \approx 1,27 \cdot 10^{-3}$ бар.

Азотно-кислородный состав земной атмосферы уникален для планет Солнечной системы. Сухой воздух содержит 75,51 % (по массе) азота, 23,15 % кислорода, 1,28 % аргона, 0,046 % диоксида углерода, 0,00125 % неона и около 0,0007 % остальных газов. Важ-

ная активная компонента атмосферы — водяной пар (и вода в каплях облаков).

Содержание водяного пара и воды в атмосфере достигает $(0,12—0,13) \cdot 10^{20}$ г, что в пересчете на слой конденсированной воды составляет 2,5 см (25 мм) или в среднем $2,5 \text{ г/см}^2$ земной поверхности. Если учесть среднегодовое испарение и выпадение осадков, приблизительно равное 780 мм вод. ст., то легко определить, что водяной пар в атмосфере обновляется примерно 30 раз в году или каждые 12 дней.

В верхних слоях атмосферы под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца образуется озон, состоящий из трехатомных молекул кислорода. Несмотря на малые количества озона в атмосфере), этот газ защищает жизнь на поверхности Земли от пагубного воздействия жесткого излучения Солнца.

Температурный режим атмосферы и земной поверхности определяется известной формулой Стефана — Больцмана

$$T_e^4 = \frac{(1 - A)}{4\sigma} S = (1 - A) T_{bb}^4,$$

где $T_e = 255 \text{ К}$ — радиационная или эффективная температура (в градусах Кельвина), благодаря которой Земля видна из космоса; $T_{bb} = 278,8 \text{ К}$ — абсолютная температура «абсолютно черного тела» на среднем расстоянии Земли от Солнца; $A \approx 0,3$ — суммарное сферическое альbedo (отражательная способность) атмосферы и земной поверхности; $S = 1,37 \cdot 10^6 \text{ эрг/(см}^2 \cdot \text{с)}$ — среднее значение солнечной постоянной, определяющей удельный поток энергии, падающей на Землю в подсолнечной точке; $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-5} \text{ эрг/(см}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{град}^4)$ — постоянная Стефана — Больцмана.

Отметим, что 70 % солнечного излучения отражается атмосферой и земной поверхностью обратно в космос, остальная энергия (30 %) рассеивается в атмосфере и поглощается земной поверхностью. В атмосфере и ее облачном покрове поглощается около 23 % солнечного излучения. При этом главные поглотители солнечной энергии в атмосфере — водяной пар, диоксид углерода и озон. Облачный покров создает сильную отрицательную обратную связь между эффективной температурой и альbedo атмосферы.

Прогрев нижнего и наиболее плотного слоя атмосферы — ее тропосферы — приводит к возникновению в нем конвективного перемешивания воздуха. Для адиабатических процессов справедливо уравнение

$$T = Cp^\alpha,$$

где p — давление; $\alpha = (\gamma - 1)/\gamma$; $\gamma = c_p/c_v$ (c_p и c_v — теплоемкость газа соответственно при постоянном давлении и постоянном объе-

ме). Для всех трехатомных газов (CO_2 и H_2O) $\gamma = 1,3$ и $\alpha = 0,2308$, а для двухатомных (N_2 и O_2) $\gamma = 1,3$ и $\alpha = 0,2857$. При конденсации паров воды во влажной тропосфере выделяется тепло и повышается температура воздуха, что приводит к снижению показателя адиабаты α . Например, среднее значение этого параметра для влажной тропосферы Земли равно 0,207.

Приведенных двух условий вполне достаточно для однозначного установления среднего распределения температуры в тропосфере и парникового эффекта атмосферы.

В тропосфере сконцентрировано около 80 % атмосферного воздуха, ее толщина меняется от 8—10 км в приполярных районах до 17—18 км у экватора и в среднем близка к 10—12 км. Среднее значение адиабатического градиента температуры влажной тропосферы примерно 6,5 К/км (для сухого воздуха — 9,8 К/км). В противоположность конвективному выносу тепла из тропосферы основным механизмом переноса тепла в вышележащих слоях атмосферы (в стратосфере, мезосфере и термосфере) является радиация лучистой энергии. В связи с этим распределение температуры в верхних слоях атмосферы становится более сложным. В частности, повышение температуры в мезосфере объясняется поглощением озоном ультрафиолетового излучения Солнца. В результате радиационно-конвективного баланса атмосферы средняя температура на поверхности Земли положительная и равна 15 °С.

Гидросфера Земли

Земля — единственная планета Солнечной системы, на поверхности которой вода может находиться в жидком состоянии. Масса воды в современной гидросфере достигает $14,6 \cdot 10^{23}$ г. Большая ее часть сосредоточена в Мировом океане — $13,7 \cdot 10^{23}$ г и в материковых льдах — $0,23 \cdot 10^{23}$, а на пресные воды суши приходится только около $0,01 \cdot 10^{23}$ г воды. Помимо свободной воды на поверхности Земли часть ее в виде грунтовых и поровых вод пропитывает континентальную и океаническую кору. Суммарная масса таких вод достигает примерно $0,66 \cdot 10^{23}$ г. Средняя соленость океанических вод составляет 35 ‰ (промилле), следовательно, в водах океана растворено около $0,48 \cdot 10^{23}$ г солей.

Кроме жидкой фазы, часть воды связана в гидросиликатах земной коры. В континентальной коре связано около $3,92 \cdot 10^{23}$ г воды, а в океанической коре — $3,21 \cdot 10^{21}$ г. Всего на Земле в ее верхних геосферах — земной коре и гидросфере (влагой атмосферы можно пренебречь) — сосредоточено примерно $21,73 \cdot 10^{21}$ г воды.

Воды океанов и морей покрывают около 2/3 всей поверхности Земли; суммарная площадь водной поверхности достигает 361,46 млн км², средняя глубина Мирового океана (с учетом глубин эпиконтинентальных морей) близка к 3,8 км. В океанской воде растворены

практически все элементы таблицы Д. И. Менделеева. Из них главные катионы и анионы (%): Na^+ — 10,764, Mg^{2+} — 1,297, Ca^{2+} — 0,408 и K^+ — 0,388, Cl^- — 19,353, SO_4^{2-} — 0,701, HCO_3^- — 0,143, CO_3^{2-} — 0,070, Br^- — 0,066, F^- — 0,0013, H_3BO_3 — 0,026. В воде океанов растворены также некоторые газы. В верхних слоях океана в каждом литре воды в среднем содержится приблизительно 50 мл диоксида углерода, 13 мл азота, от 2 до 8 мл кислорода, 0,32 мл аргона и незначительные количества других благородных газов.

Известно, что растворимость газов в воде возрастает с уменьшением ее температуры, поэтому холодные океанские воды высоких широт насыщены растворенными газами в большей степени, чем теплые воды тропических широт. Всего в океане растворено около $1,4 \cdot 10^{20}$ г CO_2 , т.е. почти в 60 раз больше, чем в атмосфере ($2,4 \cdot 10^{18}$ г). Кислорода в океане растворено около $8 \cdot 10^{18}$ г или приблизительно в 150 раз меньше, чем в атмосфере ($1,19 \cdot 10^{21}$ г).

С повышением температуры океанских вод растворимость газов в них уменьшается. Этим, в частности, объясняется известная корреляция между палеотемпературами и концентрациями диоксида углерода, определяемыми по изотопам кислорода в пробах льда и по анализам состава воздуха в пузырьках фирна Гренландии и Антарктиды. По этой причине естественные (не антропогенные) изменения концентрации CO_2 в земной атмосфере всегда являются следствием изменений средней температуры воды в океанах, а не наоборот, как это предполагают некоторые исследователи.

Океанская вода обладает слабой щелочной реакцией с pH 7,5—8,5. Уровень такой щелочности поддерживается равновесием между карбонатом кальция осадков и растворенным в воде его бикарбонатом $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$: при избытке CO_2 карбонат растворяется и превращается в бикарбонат и, наоборот, при недостатке CO_2 бикарбонат переходит в карбонат и выпадает в осадок. В холодных глубинных водах современного океана растворение карбонатов начинается примерно на глубинах около 4,5 км, поэтому глубже этого уровня карбонатные осадки на океанском дне в настоящее время не обнаруживаются.

Ежегодно реки сносят с суши в океаны примерно $2,53 \cdot 10^{16}$ г терригенного материала, из них $(2,21—2,26) \cdot 10^{16}$ г приходится на взвесь, остальное — на растворенные и органические вещества.

2.3. Земная кора

Земная кора представляет собой верхний слой жесткой оболочки Земли — ее литосферы и отличается от подкоровых частей литосферы строением и химическим составом. Земная кора отделяется от подстилающей ее литосферной мантии границей Мохо-

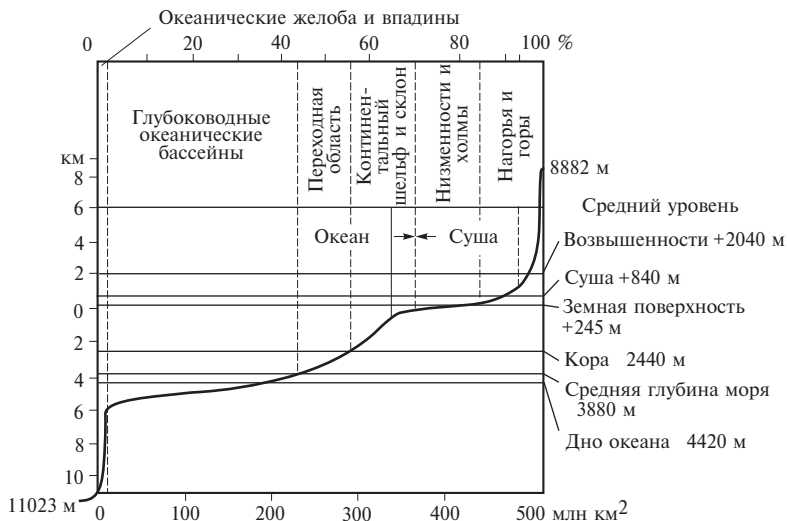


Рис. 4. Гипсометрическая кривая поверхности земной коры

ровичича, на которой скорость распространения продольных сейсмических волн скачкообразно возрастает от 6,5 до 8,0—8,2 км/с.

Поверхность земной коры формируется благодаря трем разнонаправленным воздействиям: тектоническим движениям, создающим неровности рельефа, денудации этого рельефа за счет разрушения и выветривания слагающих его горных пород и благодаря процессам осадконакопления. В результате постоянно формирующаяся и одновременно сглаживающаяся поверхность земной коры оказывается достаточно сложной. Максимальная контрастность рельефа наблюдается только в местах наибольшей современной тектонической активности Земли, например, на континентальной окраине Южной Америки, где перепад уровней рельефа между Перуано-Чилийским глубоководным желобом и вершинами Анд достигает 16—17 км.

Значительные контрасты высот (до 7—8 км) и большая расчлененность рельефа отмечаются в современных зонах столкновения континентов, например в Альпийско-Гималайском складчатом поясе.

В обоих этих случаях предельные перепады высот рельефа определяются не только интенсивностью тектонических деформаций земной коры и скоростью ее денудации, но и реологическими свойствами коровых пород, переходящих под влиянием избыточных и некомпенсированных напряжений в пластическое состояние.

Крупные перепады рельефа в гравитационном поле Земли приводят к избыточным напряжениям, превышающим пределы пластичности пород, и к пластическому растеканию слишком круп-

ных неровностей рельефа. Сильно выровнены каледонские и тем более протерозойские складчато-глыбовые зоны, часто практически совсем не выделяемые в рельефе. Вместе с тем в аккумулятивных депрессиях и впадинах Земли постоянно накапливаются осадочные толщи, погребая под собой формы рельефа коренных пород земной коры.

В обобщенном виде рельеф земной коры (поверхность Земли) описывается гипсометрической кривой (рис. 4). По вертикали на ней отложены высоты рельефа твердой поверхности Земли, а по горизонтали — суммарная площадь районов, превышающих данный уровень. Нагляднее другая дифференциальная форма гипсометрической кривой, предложенная А. Вегенером и показывающая, какая доля земной поверхности расположена на данной высотной отметке (рис. 5). Интерпретируя эту кривую, Вегенер еще в 1915 г. пришел к правильному выводу, что двугорбый характер дифференциальной гипсометрической кривой свидетельствует о существовании двух типов земной коры — более плотной базальтовой под океанами и гранитной под континентами.

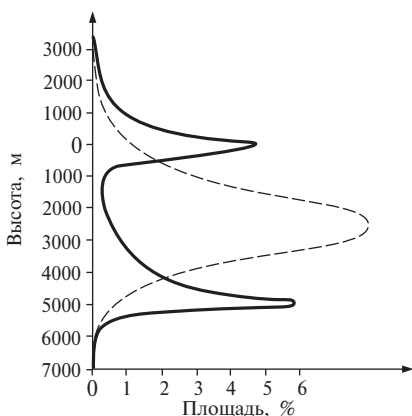


Рис. 5. Дифференциальная форма гипсометрической кривой поверхности земной коры (по А. Вегенеру). Пунктиром показано распределение Гаусса

Океаническая кора

Океаническая кора примитивна по своему составу и по существу представляет собой верхний дифференцированный слой мантии, перекрытый сверху тонким слоем пелагических осадков. В океанической коре обычно выделяют три слоя, первый из них (верхний) — осадочный.

В основании осадочного слоя часто залегают тонкие и не выдержанные по простиранию металлоносные осадки с преобладанием в них оксидов железа. Нижняя часть осадочного слоя обычно сложена карбонатными породами, отложившимися на глубинах менее 4—4,5 км. На больших глубинах эти образования, как правило, не обнаруживаются, поскольку слагающие их микроскопические раковины одноклеточных организмов (фораминифер и кокколитофорид) при давлении выше 400—450 атм легко растворяются в морской воде.