

ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Н.С. Евсева, А.В. Шпанский

**МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ**

Томск 2011

УДК 551.8

Евсеева Н.С., Шпанский А.В. Методы палеогеографических исследований. Томск: ТГУ, 2011. 253 с.

ББК 25.823

E25

В учебном пособии рассмотрены вопросы по истории становления палеогеографии как науки, методы исследований и принципы палеогеографических реконструкций и построения палеогеографических и литолого-палеогеографических карт.

Для студентов высших учебных заведений, обучающихся по геологическим и географическим специальностям.

Рецензенты: Поздняков А.В. – доктор географических наук, профессор, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН.

Татьянин Г.М. – кандидат геол.-мин. наук, доцент каф. палеонтологии и исторической геологии ТГУ

E25

© Н.С. Евсеева, А.В. Шпанский, 2011

© Томский государственный университет, 2011

Содержание

Введение

1. Место палеогеографии в системе наук о Земле и история ее развития
 - 1.1. Палеогеография как естественнонаучная дисциплина
 - 1.2. Краткая история становления палеогеографии
 - 1.2.1. Подготовительный этап (до 2-й половины 19 века) / период накопления первоначальных знаний
 - 1.2.2. Становление палеогеографии как науки (вторая половина 19 века – первая половина 20 века)
 - 1.2.3. Современный этап
2. Методология и методы палеогеографических исследований
 - 2.1. Понятие о методологии и методах науки
 - 2.2. Структура методов палеогеографических исследований
3. Общенаучные подходы и методы в палеогеографии
 - 3.1. Системный анализ
 - 3.2. Метод сравнения и аналогов
 - 3.3. Актуализм и униформизм
4. Фациально-генетический метод
 - 4.1. Общие понятия и принципы фациально-генетического анализа
 - 4.2. Исследование первичных генетических признаков осадков и осадочных пород и условий их формирования при фациальном анализе
 - 4.3. Основные закономерности распределения литологических типов отложений в крупных водоемах и на суше
 - 4.3.1. Морские обстановки осадконакопления и особенности пространственного распределения осадков в крупных водных бассейнах
 - 4.3.2. Основные факторы и закономерности распределения литологических типов отложений на суше
 - 4.3.3. Соотношение фаций с основными геоструктурными элементами земной коры
 - 4.4. Постседиментационные преобразования осадков и принципы стадиального анализа
 - 4.5. Генетическая классификация осадочных фаций
5. Частные (аналитические) методы исследований и корреляции палеогеографических событий
 - 5.1. Палеомагнитный метод
 - 5.2. Палеонтологические методы
 - 5.2.1. Тафономические предпосылки использования остатков ископаемых организмов
 - 5.2.2. Палеоэкологические предпосылки использования остатков ископаемых организмов
 - 5.3. Методы реконструкции палеоклиматов
 - 5.3.1. Факторы, определяющие климат
 - 5.3.2. Климатические типы литогенеза
 - 5.3.3. Органические остатки, как показатель палеоклимата
 - 5.4. Геоинформационный анализ в исследовании палеогеографических систем
6. Применение фациально-генетического и частных методов для палеогеографических реконструкций
 - 6.1. Основные понятия и подходы
 - 6.2. Реконструкции палеорельефа суши
 - 6.2.1. Определение местоположения области сноса
 - 6.2.2. Выявление особенностей древней суши

- 6.2.3. Анализ наложенных тектонических движений
- 6.2.4. Реконструкции палеодолин рек
- 6.2.5. Реконструкции озерных котловин и болот
- 6.2.6. Древние оледенения и реконструкция центров оледенения и направления распространения ледников
- 6.2.7. Реконструкция преобладающих направлений древних ветров
- 6.3. Реконструкции переходных обстановок от континентальных к морским
- 6.4. Выявление особенностей древних водных бассейнов
 - 6.4.1. Рельеф дна
 - 6.4.2. Определение глубин и температуры бассейна
 - 6.4.3. Определение солёности водных бассейнов
 - 6.4.4. Установление положения береговой линии
 - 6.4.5. Определение степени подвижности воды
- 6.5. Палеогеографические реконструкции на «закрытых территориях»
- 6.6. Палеовулканы и древние землетрясения
 - 6.6.1. Изучение центров древних вулканических извержений
 - 6.6.2. Определение палеосейсмичности
- 7. Особенности палеогеографических реконструкций для четвертичного периода
 - 7.1. Общие особенности четвертичного периода
 - 7.2. Геохронологический метод исследования осадков с сезонной слоистостью
 - 7.3. Радиометрические методы
 - 7.4. Датировка некоторых событий исторического прошлого на основе лихенометрии
 - 7.5. Дендрохронологический метод
 - 7.6. Палеопедологический метод
- 8. Принципы построения палеогеографических и литолого-палеогеографических карт
 - 8.1. Типы и разновидности палеогеографических карт
 - 8.2. Принципы и приемы составления литолого-палеогеографических карт
 - 8.3. Вспомогательные схемы и карты

Заключение.

Литература

Приложение

ВВЕДЕНИЕ

Палеогеография (от греч. «описание древней Земли») – наука, изучающая древнюю историю формирования и эволюцию географической оболочки в целом и составляющих ее компонентов – рельефа, земной коры, климата, вод, почв, органического мира и т.д. Палеогеография позволяет последовательно дать реконструкцию состава и структуры, выявить основные закономерности географической оболочки в прошлом. Академик К.К. Марков по этому поводу писал, что каждая черта современной природы земной поверхности имеет определенную давность, более или менее длительную историю своего развития. Объяснить закономерные черты современной природы земной поверхности совершенно невозможно, не установив историю ее развития.

Палеогеография – один из важнейших курсов, формирующих научное мировоззрение географов, геологов, океанологов, биологов. Эта наука информирует естествоиспытателей о прошлом в истории Земли. Прошлое ландшафта – ключ к пониманию его современных особенностей, а знание ландшафтообразующих процессов является основой для прогноза в будущем. Поскольку рациональный прогноз, согласно К.К. Маркову, может осуществляться для тех компонентов природы, развитие (саморазвитие) которых известно. Для решения этих задач в последнее время очень широко применяется компьютерное и математическое моделирование с использованием визуализации и трехмерной графики.

Развитие и успехи палеогеографии связаны с обширными работами по геологической съемке и поискам полезных ископаемых, накоплением большого фактического материала и выявлению закономерностей пространственного распространения и генетической приуроченности различных типов осадочных, вулканогенных и метаморфических горных пород. Палеогеография базируется на комплексном подходе, используя различные методы исследования и фактический материал, полученный при самых разнообразных геологических, географических, климатических, палеонтологических и др. исследованиях. Современные представления о развитии гидросферы, атмосферы, климата, биоты и других компонентов природы изменились в ходе использования многочисленных методов исследования – литолого-фациального, геотектонического, геохронологических (стратиграфических, радиологических, палеомагнитного), палеонтологических (тафономического, палеоэкологического, палеобиогеографических, исследований отдельных групп организмов), палеопедологического и др.

Данное учебное пособие посвящено методам палеогеографических исследований – важной составной части науки; системе правил и приемов подхода к изучению закономерностей и явлений природы, общества и мышления. Знание палеогеографических методов исследования – необходимая составляющая подготовки специалистов геологов, географов и др.

1. Место палеогеографии в системе наук о Земле и история ее развития

1.1. Палеогеография как естественнонаучная дисциплина

Палеогеография – это самостоятельная наука, имеющая свой объект исследования, цели и методы (Свиточ и др., 2004). Палеогеография располагается на стыке трех наук: географии, геологии и биологии. Особенно тесно палеогеография связана с физической географией, исторической геологией, геотектоникой и литологией, палеонтологией и палеоэкологией (табл. 1).

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 Учение о полезных ископаемых Историческая геология Палеонтология (тафономия, палеоэкология, палеобиогеография, биостратиграфия) ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	Экология

Можно дать следующее определение *палеогеографии* – это геологическая наука о древних физико-географических условиях, существовавших на поверхности Земли (наука о ландшафтах прошлого и их развитии).

Познание древней географии возможно лишь на основе изучения сохранившихся до настоящего времени геологических образований – горных пород (в первую очередь осадочного происхождения), их содержания и особенностей залегания, что и является объектом исследования палеогеографии.

Цель палеогеографии: реконструкция физико-географических условий прошлого и процессов изменения природных геосистем во времени для объяснения их современного состояния и прогноза развития в будущем.

Основные задачи:

1. Выяснение физико-географических условий прошлого, особенно зон древнего осадконакопления;
2. Реконструкция распространения по площади вещественных и генетических разностей осадков;
3. Систематизация полученных результатов, в виде палеогеографических карт, т.е. конкретная география для тех или иных районов и отрезков геологического времени.
4. Прогнозирование возможности нахождения и закономерностей возникновения в определенных осадочных комплексах полезных ископаемых.

1.2. Краткая история становления палеогеографии

Развитие палеогеографии, как и любой другой науки, определено общественно-историческими условиями. Можно выделить три этапа (Веклич, 1990): 1) подготовительный (до второй половины XIX в.), 2) становления палеогеографии (вторая половина XIX – первая половина XX в.), 3) современный. Переход от одного этапа к другому – постепенный, явно прослеживается преемственность, сохранение и частично развитие всего положительного и ценного, что было накоплено за предыдущие этапы.

1.2.1. Период накопления первоначальных знаний

Подготовительный этап (до второй половины XIX в.). Сведения палеогеографического характера в античное время накапливались в философской науке и географии, в период формирования в Западной Европе капиталистических отношений и до середины XIX в. – сначала в естествознании, географии, а по мере выделения геологии и палеонтологии – и в этих науках.

Китайские, индийские, древнегреческие и древнеримские мыслители (Пифагор, Ксенофан, Геродот, Страбон и др.) высказали предположения о перемещении морских берегов, наступания моря на сушу, о превращении морского дна в сушу и др.

В эпоху Возрождения Леонардо да Винчи полагал, что море и горы не всегда были в одном и том же месте. Н. Стенон в истории Тосканы, как и всей Земли, выделил шесть этапов развития. Р. Декарт и Г. Лейбниц предложили гипотезы о длительном и сложном развитии Земли, первоначально расплавленной, затем, вследствие остывания, покрывшейся неровной корой. По мнению Декарта, океаны образовались в результате обрушения коры в сохранившиеся под ней пустоты. И. Кант полагал, что Вселенная находится в развитии, однако выступал против исторического подхода в географии.

Исключительно большая заслуга в утверждении, взгляда о том, что природа находится в развитии, принадлежит М.В. Ломоносову, который еще в середине XVIII в. предвосхитил эволюционное учение.



М.В. Ломоносов (1711-1765) – русский ученый – естествоиспытатель, энциклопедист, он задолго до Ч. Лайеля применил **метод актуализма**: познание процессов и явлений прошлого через современные. Ломоносов рассматривал мир как развивающийся и изменяющийся и считал, что современная природа возникла в результате длительного исторического развития, что выразил такими словами: *«И во-первых, твердо помнить должно, что видимые телесные на Земле вещи и весь мир не в таком состоянии были с начал от создания, как ныне находим; но великие происходили в нем перемены, что показывает История и древняя География, с нынешнею снесенная»* (Ломоносов, 1949. С. 54).

В 1760 г. итальянский ученый Д. Ардуино впервые начал изучать последовательность осадочных образований Северной Италии и создал **первую схему**

расчленения горных пород. По составу и условиям залегания горных пород он выделил **первичные, вторичные, третичные** и **четвертичные** отложения. Терминология, предложенная Ардуино, была поддержана в Германии Абраамом Вернером, его учениками, А. Гумбольтом и др.



Абраам Готлоб Вернер (1750-1817) – немецкий геолог, автор **нептунистической теории**, согласно которой все горные породы образовались из осадков на дне океана. Вернер не признавал возможностей движения земной коры.

В XVIII в. ученые пытались объяснить возникновение Земли, выявить историю ее развития, например, Ж.Л. Бюффон, Дж. Геттон и др.



Жорж Луи Бюффон (1707-1788) – французский естествоиспытатель, рассматривал земной шар как обломок Солнца, оторвавшийся от светила при падении на него кометы. В 1780 г. в работе «Эпохи природы» он выделил в истории Земли семь периодов и определил ее возраст в 75 тыс. лет (Молявко, Франчук, 1985).

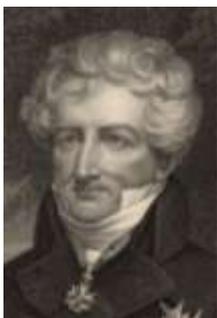


Джеймс Геттон (1726-1797) – шотландский натуралист и геолог, создатель **теории плутонизма**. В 1788 г. в книге «Теория Земли» он опровергает представления нептунистов, согласно которым первозданные породы (граниты) выкристаллизовались из воды первичного океана. Геттон отстаивает их интрузивное, вулканическое происхождение (идеи плутонизма). История Земли по Геттону – это повторение циклов с чередованием разрушения одних континентов и возникновения других.

К концу XVIII в. накопилось много геологических данных, но не было надежного метода определения синхронности, одновозрастности отложений и вызвавших их процессов. Это делало невозможной историческую систематику собранных данных. Таким ключом стал палеонтологический (биостратиграфический) метод. Основатели метода – английский инженер А. Смит (1769-1839), французские ученые Александр Броньяр и Жорж Кювье.



Александр Броньяр (1770-1847) изучал стратиграфию и минералогию, ввел понятие о руководящих окаменелостях, выделил юрскую систему и др.



Жорж Кювье (1769-1832) – французский естествоиспытатель, в основу своих исследований положил **принцип корреляции частей организма** (сравнительно-анатомический метод). Опираясь на него, разработал метод реконструкции ископаемых организмов по немногим остаткам. Кювье описал множество неизвестных до того науке ископаемых форм рептилий, птиц, рыб, млекопитающих. Ученый установил связь ископаемых организмов с земными слоями, показал, что при переходе от древних пластов к молодым организмы изменяются в сторону усложнения. Кювье отрицал преемственную связь между ними, то есть теоретические выводы ученого вошли в противоречие с полученными им же фактами (Молявко, Франчук, 1985). Для объяснения изменения организмов Ж. Кювье в работе «Рассуждения о переворотах на земной поверхности» (1812) выдвинул **теорию катастроф**, согласно которой в результате катаклизмов существовавшие на Земле организмы полностью уничтожались, а на смену им появлялись новые виды.

Теорию катастроф поддержал ряд других ученых. Так, ученик Ж. Кювье Алсид д'Орбиньи (1802-1857) описал свыше 100 тыс. органических остатков моллюсков, иглокожих и др. из осадков разного возраста. Ученый считал, что во время катастроф полностью изменяются очертания материков, полностью гибнут все живые существа, а затем под влиянием непознаваемых сил возникают новые организмы. Согласно д'Орбиньи, таких катастроф было 27, а по Э. де Бомону – 32.

В первой половине XIX в. восторжествовал эволюционный взгляд на историю земной коры, особенно четко сформулированный Ч. Лайелем. В своей работе Ч. Лайель рассматривал изменение земной поверхности, исходя из принципа тождественности процессов прошлого и настоящего. Но в этом ученый был не прав: процессы развития Земли в ее геологическом прошлом и в настоящем отличаются друг от друга, то есть Лайель не учитывал принцип эволюции.

Тем не менее, Ф. Энгельс справедливо писал, что Ч. Лайель «внес здравый смысл в геологию»¹.



1985).

Чарльз Лайель (1797-1875) – английский геолог и естествоиспытатель, один из создателей **актуалистического метода** в геологии. В 1830-1833 гг. вышел из печати его трехтомный труд «Основы геологии», где он подверг критике теорию катастроф, изложил основные положения своей теории актуализма. Лайель считал, что объяснение минувших явлений природы надо искать в явлениях, происходящих ныне. Эта идея выдвигалась и ранее, но Лайель обобщил огромный материал и сформулировал это положение в виде стройной геологической концепции (Молявко, Франчук,

В 1838 г. А. Гресли положил начало **учению о фациях** и высказал предположение о том, что осадочные отложения отображают физико-географическую обстановку их накопления (Веклич, 1990).

¹ Маркс К., Энгельс Ф. Сочинения. 2-е изд. Т. 20. С. 352.

Идеи эволюции Земли, в том числе и органического мира, разрабатывались и в России. Так в 1805 г. при Московском университете было образовано существующее и поныне Московское общество испытателей природы (МОИП). Одной из первых своих задач общество считало усовершенствование сведений о естественной истории. В 1838 г. русский ученый М.С. Куторга дал первые научные описания находок ископаемых костей – это был год рождения отечественной палеонтологии наземных позвоночных (Ивахненко, Корабельников, 1987). Тогда же вышли первые труды по древним беспозвоночным России профессоров Х.И. Пандера и К.Ф. Рулье – одних из основателей мировой палеонтологии.



Карл Францевич Рулье (1814-1858) в своих лекциях излагал историю природы земной поверхности, пытался объяснить происхождение твердой земной оболочки, суши, морей, океана и т.д. Рулье – первый ученый, высказавший мысль о *материковом оледенении в четвертичном периоде*.

Большой вклад в развитие теории эволюции внес Карл Максимович Бэр, считавший, что жизнь возникла вначале в воде, а затем проникла на сушу, что организмы по мере своего развития усложнялись и т.д. Однако относительно органического мира идеи эволюционного развития начали утверждаться в науке лишь после работ Ч. Дарвина.



Чарльз Роберт Дарвин (1809-1882) – английский естествоиспытатель, основоположник *эволюционного развития жизни на Земле*, автор труда «Происхождение видов путем естественного отбора, или сохранение благоприятных пород в борьбе за жизнь» и др.

В результате усилий многих ученых в течение весьма короткого отрезка времени (1822-1844 гг.) и с учетом предыдущих исследований были установлены почти все основные подразделения геохронологической шкалы фанерозоя. Таким образом, была создана основа для изучения древней природы Земли по этапам. Отрезок времени с 1822 по 1844 гг. называют *«героической эпохой в геологии»*.

1.2.2. Становление палеогеографии как науки

Бурное развитие капитализма во второй половине XIX в. во многих странах мира вызвало огромную потребность в естественных, особенно минеральных, ресурсах. В связи с этим усилились работы по их поискам. Получила развитие геология. Во многих странах были созданы государственные геологические учреждения, организовавшие изучение и картографирование земной коры

на огромных территориях.

Палеогеография в то время находилась в стадии становления. Она, как и другие науки (например, палеозоология, палеоботаника, геоморфология), опирается на геологию, развивается главным образом в ней, объявляется ее отраслью и становится ее «служанкой». Задачи палеогеографии как части исторической геологии определил А.П. Карпинский. Они заключаются в том, чтобы восстановить все фазы или периоды развития нашей планеты..., показать, какое в каждом из этих периодов было распределение суши и морей, какие возникли тогда горные и речные системы..., восстановить характер и размеры вулканической деятельности в течение каждого периода, выяснить все те явления, которыми обуславливались физико-географические изменения, наконец..., восстановить климатические условия минувших периодов и показать, какой характер имели жившие тогда организмы и какое было распределение их по поверхности Земли.

Реконструкции не только древней земной коры, но в какой-то мере и других сторон древней природы земной поверхности по этапам ее развития приводятся в это время нередко в обобщающих работах. В некоторых работах 60-80-х гг. XIX в. (Дж. Дана, Ж. Марку, Г.А. Траутшольда, А.П. Карпинского, А.А. Иностранцева) были помещены карты-схемы расположения древних морских бассейнов в пределах нынешней суши. Развитию палеогеографии благоприятствовало также сравнительно интенсивное накопление данных о земной коре, развитии геосинклиналей, платформ. Большой вклад в изучение геосинклиналей внесли Дж. Дана и Г. Ог.



Иностранцев Александр Александрович (1843-1919) – русский геолог, научные исследования посвящены петрографии, палеонтологии, стратиграфии, минералогии и гидрологии. Впервые в России применил *микроскопический метод* при изучении горных пород и др. Его именем названо хищное позвоночное животное из пермских отложений – *иностранцевия*.



Джеймс Дуайт Дана (1813-1895) – американский геолог, в 1873 г. разработал учение о прогибах и поднятиях земной коры, предложил термины «*геосинклиналь*» и «*геоантиклиналь*» и др.



Гюстав Ог (1861-1927) – французский геолог, его научные труды посвящены тектонике, стратиграфии, палеонтологии и др. В работе «*Геосинклинали и континентальные площади*» (1900) утверждал, что трансгрессии в геосинклиналях сопровождались регрессиями в прилегающих платформах и наоборот (закон Ога).

В учение о развитии платформ большой вклад внесли Н.А. Головкинский, А.П. Карпинский, А.П. Павлов и др.



Николай Алексеевич Головкинский (1834-1897) впервые в мировой геологической литературе дал четкое определение **колебательных движений земной коры**, разработал методику их выявления в осадочных толщах, ввел в отечественную геологическую литературу понятие **о фациях** и выяснил причины их изменения во времени и пространстве; в 1869 г. установил закон корреляции фаций и др.

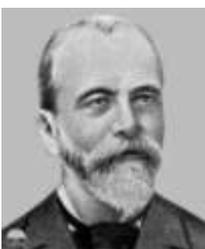


Александр Петрович Карпинский (1847-1936) внес весомый вклад в развитие палеонтологии и тектоники: создал общую классификацию осадочных толщ, которая была принята на 2-й сессии Международного геологического конгресса в 1881 г., построил серию палеогеографических карт, развил **теорию колебательных движений земной коры**, с которыми связывал трансгрессии и регрессии морских бассейнов и др. (Молявко, Франчук, 1985).



Алексей Петрович Павлов (1854-1929) заложил основы стратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений Поволжья и средней части Европейской России. Павлов – **один из создателей школы отечественных геологов – четвертичников**. Среди отложений квартера по способу их образования выделил делювий и пролювий; в 1922 г. для четвертичных образований предложил термин «антропогеновые отложения», **впервые сформулировал положение о трехкратном оледенении Русской равнины**, изучал палеогеографическую обстановку этой равнины в кайнозое и др.

В это же время накапливались данные об этапах развития земной коры М. Бертран, Э. Зюсс и др.).



Марсель Бертран (1847-1907) – французский геолог, иностранный член-корреспондент Петербургской АН (1899). На примере Альп заложил основы для развития **теории шарьяжей**, впервые установил (1886-1887) периодичность в проявлении крупных тектонических циклов и выделил основные эпохи складчатости – **гуронскую, каледонскую, герцинскую и альпийскую**.



Эдуард Зюсс (1831-1914) – австрийский геолог, автор **контракционной гипотезы**, согласно которой при сжатии земной коры пластичные зоны сминаются в складки, а в жестких происходит вспучивание и образуются радиальные дислокации. Э Зюсс предложил деление Земли на природные оболочки – геосферы, что принято в современных науках. В 1875 г. он ввел термин «биосфера», понятие которой предложил биолог Жан Ламарк (Четырехязычный..., 1980). Кроме того, в работе «Лик Земли»

Зюсс ставит основные палеогеографические проблемы, в том числе такие, как происхождение материков и океанов, образование вод Мирового океана.

Помимо вертикальных перемещений земной коры изучались и горизонтальные движения (А. Вегенер, Ф. Тейлор и др.).

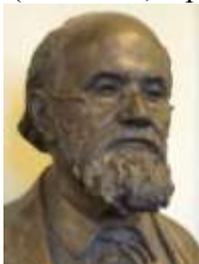


Альфред Лотар Вегенер (1880-1930) – немецкий геофизик, автор гипотезы (1912) *о развитии земной коры в результате горизонтального перемещения (дрейфа) материков*. Согласно этой гипотезе, материки, сложенные легким гранитным материалом, свободно плавают по базальтовому подложью, а горные системы образовались вследствие слияния краев материковых масс. Кроме того, А. Вегенер занимался термодинамикой атмосферы, палеоклиматологией, сейсмологией и др.

Развитие органического мира изучали многие ученые – А. Гексли, М. Неймайр, А.С. Ковалевский, С.Н. Никитин, Ф.Н. Чернышев, Н.И. Андрусов, А.А. Борисьяк, А. Грей, А. Энглер, Г. Потонье, И.Ф. Шмальгаузен, М.Д. Залесский, В.С. Дохтуровский, А.Н. Криштофович, рельефа – Ф. Рихтгофен, У.М. Дэвис, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, А.П. Павлов, В.В. Докучаев, И. Вальтер, З. Пассарге, П.А. Кропоткин, О. Торель и др. Появились и разработки реконструкции палеоклимата.



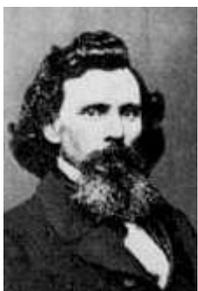
Василий Васильевич Докучаев (1846-1903) – русский естествоиспытатель, внес большой вклад в развитие палеогеографии: разработал *основы учения о почве как особом естественноисторическом теле*, разработал и опубликовал в 1886 г. первую в мире классификацию почв на генетической основе и научно обосновал такие названия почв, как чернозем, подзол, солонец, установил закон вертикальной зональности почв, создал учение о формировании эрозионного рельефа, разработал теорию образования речных долин, происхождения оврагов, балок и др. В.В. Докучаев в 1879 г. читал первый в истории мировой науки курс четвертичной геологии (Молявко, Франчук, 1985).



Александр Иванович Воейков (1842-1916) – основоположник *климатологии* в России, первым начал изучать климаты минувших геологических эпох, заложив тем самым основы палеоклиматологии.



Фердинандо Пауль Вильгельм Рихтгофен (1833-1905) – немецкий путешественник, геолог и геоморфолог. На основе глубокого изучения лессов Китая в 1877 г. выдвинул *эоловую гипотезу* их происхождения; разрабатывая вопрос о предмете географии, определил ее как науку о компонентах земной поверхности и их взаимодействии; в 1886 г. создал генетическую классификацию форм рельефа и др.



Дэвис (Дэйвис) Уильям Моррис (1850-1934) – американский геолог и географ, в 90-е годы XIX в. выдвинул идею *о стадийном развитии рельефа суши*; разработал в 1899 г. *учение о географических циклах*, среди которых различал нормальный или водно-эрозионный, ледниковый, карстовый, пустынный и морской. В 1909 г. ввел термин «*пенеплен*» для обозначения почти ровной поверхности, сформировавшейся в конце крупных циклов на месте древних гор под влиянием денудационных процессов. Эта концепция имела большое значение для развития геоморфологии.

В этот период появились некоторые обобщения о древней природе земной поверхности в целом, в том числе и о методике ее изучения, – Ф. Коссмата, Э. Дакэ, Т. Арльдта. Были созданы палеогеографические карты. Так Ч. Шухерт в 1910 г. издал серию палеогеографических карт Северной Америки. Тогда же завоевал признание термин палеогеография, предложенный в 1915 г. в работе Э. Дакэ «Основы и методы палеогеографии», то есть через 150 лет после введения М.В. Ломоносовым понятия о древней географии. Однако эти и другие обобщения касались в основном земной коры, органического мира и лишь частично других сторон древней природы земной поверхности. В 1919 г. и 1922 г. выходит двухтомный труд Т. Арльдта «Руководство по палеогеографии».

Итогом этапа становления палеогеографии явились палеогеографические обобщения, в том числе атласы. Однако они составлены в результате обобщенных данных не специальных исследований всей древней природы земной поверхности, а главным образом земной коры, что и определило их содержание. На картах конца XIX века в основном показывались лишь очертания морских бассейнов в пределах современных материков. Но уже в первой четверти XX века стали составляться подробные палеогеографические карты для отдельных веков и более узких временных интервалов, а не по периодам или эпохам, как ранее.

1.2.3. Современный этап

С 30-х годов 20 века начинается этап детальных палеогеографических исследований, основанных на применении различных методов. В.П. Батуриным было заложено новое направление в палеогеографии, основанное на изучении минерального состава обломочных частиц (анализ терригенных комплексов). В 1930 г. опубликованы работы «Палеоклиматология» Ф. Кернера-Марилауна и

«Движение материков и климаты прошлого Земли» Б.Л. Личкова, а в 1950-х годах – «Климаты прошлого» М. Шварцбаха (1955) и К. Брукса (1952). В 1959 г. опубликован фундаментальный труд Л.Б. Рухина «Основы общей палеогеографии», В.М. Сеницына «Введение в палеоклиматологию» (1967).

После второй мировой войны в изучении доплейстоценовой природы земной поверхности наметился коренной перелом, прежде всего в нашей стране. Многие геологи осознали необходимость решения проблем палеогеографии как одной из самых важных задач изучения осадочных отложений и приуроченных к ним полезных ископаемых. Элементы палеогеографических реконструкций стали обычными при геологосъемочных и геолого-поисковых работах. Еще одним обстоятельством было осознание многими географами того, что география без знания древней природы земной поверхности, без анализа истории развития древней географической оболочки не может развиваться как полноценная наука. Кроме того, проникновение палеогеографических разработок в инженерную, мелиоративную геологию и их использование послужили основой для решения главной теоретической задачи – изучения природы и процессов формирования инженерно-геологических свойств горных пород – и в практических целях, путем использования схем детальной палеогеографической хронологии и построенных на их основе детальных стратиграфических схем позднего (верхнего) кайнозоя при инженерно-геологических, гидромелиоративных съемках и изысканиях, экологических и палеоэкологических исследованиях. Установлено, что применение этих схем дает немалый экономический эффект.

Все это обусловило специальные комплексные палеогеографические исследования, организацию научно-исследовательских отделов для их проведения, а также попутное более широкое изучение отраслевых палеогеографических проблем (природных условий коро- и осадкообразования, обитания древних организмов, формирования отдельных экзогенных полезных ископаемых, инженерно-геологических свойств горных пород, прогнозирования изменений современной географической среды при проведении геологических, физико-географических, палеонтологических, экологических исследований).



Николай Михайлович Страхов (1900-1978). Научные исследования связаны с вопросами осадкообразования и изучением осадочных пород, в том числе полезных ископаемых осадочного генезиса. Развил и обосновал *сравнительно-литологический метод* для объяснения способов образования древних осадочных толщ. Внес значительный вклад в развитие геохимии осадочных пород, выявил закономерности распределения ряда химических элементов в современных и древних водоемах, установил связь между физико-географическими особенностями водосборов и водоемов в распределении элементов в процессе осадкообразования и др. (Молявко, Франчук, 1985).

Н.М. Страховым создано учение о климатических типах литогенеза «Основы теории литогенеза» (1960-1963), поддержанное Г.Ф. Крашенинниковым, В.Т. Фроловым, Е.В. Шанцером и др. Главнейшим фактором («движущей силой») процессов осадко- и порообразованием служит климатическая зональ-

ность в пределах материков, внутриматериковых и окраинных морских бассейнов. Было также показано отличительное своеобразие вулканогенно-осадочного и океанского типа литогенеза. Вместе со Н.М. Страховым в Геологическом институте (ГИН АН СССР, г. Москва) работали выдающиеся литологи В.С. Яблочков и Ю.А. Жемчужников, которые создали школу по применению детальнейшего литолого-фациального (генетического) анализа древних осадочных толщ применительно к разработке палеогеографии, на примере исследования разновозрастных угленосных отложений.

Трудности исследований и восстановления процессов постседиментационного литогенеза (процессов превращения осадков в осадочные горные породы и дальнейшие их трансформации) привели в последние годы к появлению и интенсивному развитию нового метода – стадийного анализа постседиментационных преобразований (Япаскерт, 1998, 2008).

В конце 60-х и середине 70-х годов XX в. опубликованы Атлас и Записка литолого-палеогеографических карт СССР масштаба 1:7 500 000 в четырех томах, до сих пор остающимися базовыми для исследования развития природной среды России и прилегающих территорий. Затем был издан «Атлас литолого-палеогеографических карт Мира» (1984, 1989). В 1978 году А.М. Городницким, Л.П. Зоненшайном и Е.Г. Мирлин были подготовлены глобальные реконструкции положения материков в отдельные эпохи фанерозоя по палеомагнитным и геологическим данным. В 1992 году коллективом сотрудников ГИН РАН был подготовлен «Атлас палеогеографических карт шельфов Евразии в мезозое и кайнозое». В конце XX – начале XXI века было опубликовано несколько учебных пособий – «Методы палеогеографических исследований» (Верзилин, 1979), «Методы палеогеографических исследований» (Славин, Ясаманов, 1982), «Основы палеогеографии» (Вронский, Войткевич, 1997), «Палеогеография» (Свиточ и др., 2004) и др.

В течение 30-40-х гг. XX в., особенно после второй мировой войны, происходил постепенный, медленный, но коренной перелом в развитии палеогеографии во многих странах, прежде всего в бывшем СССР. Это в первую очередь отразилось в учении о плейстоценовой природе Земли. В 1928 г. была проведена первая международная конференция по изучению четвертичного периода Европы (АИЧПЕ), а в последующее время – двенадцать конгрессов Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА – INQUA). Труды АИЧПЕ и ИНКВА посвящены многим сторонам, а также всей природе плейстоцена в целом. Благодаря такому подходу на основе четвертичной геологии выросла наука о плейстоценовой природе Земли, т.е. четвертичная палеогеография.

Палеогеографический подход к изучению четвертичного периода в качестве главного метода исследований наметился давно, еще в конце XIX – начале XX столетия, когда по некоторым районам были созданы детальные схемы хронологии плейстоценовой природы (А. Пенк и Э. Брюкнер, Ф. Леверетт и др.). Этому способствовал ряд объективных обстоятельств: лучшая сохранность, большая доступность для изучения четвертичных образований, огромное хозяйственное и познавательное значение, несравненно большие объективные

возможности использования этих, на суше – главным образом континентальных, образований как памятников и индикаторов древней природы по сравнению с морскими отложениями. Большинство отраслей палеогеографии (палеогляциология, палеоклиматология, палеолимнология, палеопедология, палеогеоморфология) своими истоками связано преимущественно с изучением четвертичного периода.



Альбрехт Пенк (1858-1945) – немецкий географ и геоморфолог, научные интересы связаны с теоретическими проблемами геоморфологии, древним оледенением Альп, гидрографией, климатом. Совместно с Э. Брикнером разработал альпийскую шкалу оледенения в квартере, выделив в нем эпохи *гюнц*, *миндель*, *рисс* и *вюрм* (по названиям притоков Дуная).

Эдуард Брикнер (Брюкнер) (1862-1927) – немецкий географ и климатолог, научные работы посвящены изменениям климата Земли. Установил, что периодические изменения климата в среднем происходят каждые 35 лет (*цикл Брикнера*); исследовал эвстатические (постоянные, «вековые») колебания уровня моря, оледенение Альп совместно с А. Пенком, опубликовал в 1905 г. первую схему круговорота воды на Земле и др.

Значительную роль в развитии палеогеографии играют работы о плейстоценовой природе Земли К.К. Маркова, В.А. Зубакова, А.А. Величко, С.А. Архипова, В.С. Волковой и др., труды специально созданных научно-исследовательских палеогеографических групп МГУ им. М.В. Ломоносова, Академии наук Украины, Белоруссии, АН России и др., международный журнал «Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology» и др.



Марков Константин Константинович (1905-1980) – один из крупнейших географов нашей страны, научные интересы обширны: палеогеография, геоморфология, общая физическая география, география Мирового океана. Одним из важнейших положений теории географии К.К. Марков считал историзм, требуя от географов не только пространственной широты, но и исторической глубины. Его *концепция о соотношении пространства и времени* в развитии природной среды легла в основу его фундаментальных трудов, посвященных палеогеографии новейшего (четвертичного) периода. Палеогеографический анализ позволил К.К. Маркову показать характерные черты природного процесса – всеобщность, направленность, ритмичность и индивидуальность (Горизонты..., 2005).

В 1965-1967 годах выходит фундаментальный трехтомный труд «Четвертичный период» (Марков, Величко, Лазуков и Николаев). В 1993 году опубликована обобщающая работа «Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии: поздний плейстоцен-голоцен; элементы прогноза» с набором палеогеографических карт, под редакцией А.А. Величко.

Большой вклад в изучение палеогеографии позднего кайнозоя внесли ра-

боты Всеволода Алексеевича Зубакова – геолога, географа, палеоклиматолога. В.А. Зубаков – автор более 200 научных работ по теории климатостратиграфии (Краснопольский, 1993), в том числе «Палеогеография Западной Сибири в плейстоцене и позднем плиоцене» (1972). Также вопросам палеогеографии Западной Сибири посвящены труды С.А. Архипова и В.С. Волковой «Четвертичный период в Западной Сибири» (1971) и «Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири» (1994). Последней обобщающей работой большого коллектива ученых стала монография «Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири» (2008).

К сожалению, в кратком очерке по истории развития палеогеографии невозможно перечислить всех исследователей, в том числе и ученых Томского государственного университета, внесших свой вклад в ее развитие – В.А. Ивания, В.А. Хахлов, А.А. Земцов, М.Г. Горбунов, В.М. Подобина, И.А. Вылцан, П.А. Окишев, Г.М. Татьянанин и др.

Вопросы для самопроверки

1. Перечислить основные этапы развития палеогеографии.
2. Охарактеризуйте основные научные достижения подготовительного этапа развития палеогеографии.
3. Кто является автором непунической теории?
4. Кто является автором теории плутонизма?
5. Вклад Ж. Кювье в развитие палеогеографии.
6. Кто из ученых впервые применил метод актуализма?
7. Почему период времен с 1822 по 1844 гг. называют «героической эпохой в геологии»?
8. Перечислите основные научные достижения этапа «становления палеогеографии как науки».
9. В чём суть научного вклада В.В. Докучаева, Э. Зюсса, А. Вегенера в развитие палеогеографии?
10. Каковы особенности современного этапа развития палеогеографии?

2. МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гносеологической* основой палеогеографии являются главнейшие закономерности развития древней природы Земли (Свиточ и др., 2004):

- 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 эти закономерности составляют методологию палеогеографии, как науки об исчезнувшей географической обстановке и методах ее исследования.

Методология – система методов, приемов исследования, применяемая в какой-либо науке (Философский словарь, 1991).

М.М. Голубчик, С.П. Евдокимов и др. (2005) понимают методологию науки как *учение о структуре, логической организации, методах и средствах научной деятельности*. В этом определении методологии затронуты почти все проявления знания как феномена мыслительной деятельности. Знание, в свою очередь, связано с сознанием. Знание – это сердцевина сознания, его ядро, и в то же время это основа практической деятельности человека.

Для выражения, хранения и передачи знания в науке выработаны разные знаково-символические системы, называемые языком науки.

В самом общем виде **метод** (от греч. *methodos* – путь исследования) – это способ достижения цели, определенным образом упорядоченная деятельность (Философский словарь, 1991). М.М. Голубчик и др. (2005) определяют *метод как совокупность процедур и операций практического или теоретического освоения действительности*. Под операцией понимаются простые действия, а под процедурами – системы операций. Процедуры и операции предопределяются предшествующим знанием, поэтому понятия теории и метода взаимно связаны и переходят друг в друга; метод является конкретизацией теории, но в то же время теория выступает как метод, то есть их связь противоречива. Метод формируется как результат прежнего знания и одновременно выступает как начало нового знания (Голубчик и др., 2005).

Метод – это центральный элемент всей системы методологии. Его место в структуре науки и его взаимоотношения с другими структурными элементами можно представить в виде пирамиды (рис. 1).

В качестве резюме можно записать: метод как способ добывания нового знания – это все то, что находится между субъектом и объектом, включая приборы, приемы и теории. Методология, как отрасль научного знания, рассматривает не только предметный мир, используемый для добычи нового знания» но и приемы, и предшествующие теории, и способы их выражения – языки. Следовательно, *методология оказывается всеобщей наукой о знании, которая охва-*

* Гносеология или теория познания.

тывает его со всех сторон: объекта, отражения и выражения. В системе уровней познания место методологии можно изобразить в схеме: эмпирический – теоретический – методологический – философский. На первом уровне исследуется объект; на втором – формируются понятия, законы и теории об объекте; на третьем – рассматривается само знание на основе диалектики субъект-объектных отношений; на четвертом – создается специально-научная картина мира, а также устанавливается место данной науки в системе мыслительной деятельности и ее значение в обществе (Голубчик и др., 2005).



Рис. 1. Структура науки по З.Е. Дзенису (Голубчик и др., 2005).

Эмпирическое тесно связано с предметным миром. Оно является материалом знания, а не его итогом. Теоретическое знание, опираясь на эмпирическое, описывая объект в конкретно-общих категориях науки, объясняет предметный мир, на изучение которого и направлена данная наука. Объяснение, в свою очередь, является научной основой его преобразования.

В процедурном отношении эмпирический уровень знания состоит из наблюдения и описания фактов, а также из систематизации их и вывода эмпирических зависимостей. Теоретический уровень в процедурном отношении также состоит из нескольких подуровней: систематизации эмпирических зависимостей, из чего уже выводятся законы; формализации эмпирических законов, которая имеет дело практически уже с идеальными сущностями, оторванными от фактуального базиса; дедукции из законов новых гипотез, а в науках с развитым математическим и логическим аппаратом – и новых дедуктивных законов.

Различие между эмпирическим и теоретическим заключается и в объектах исследования. Эмпирическое исследование в естественных науках имеет дело с предметным миром, который дан в ощущениях, т.е. воспринимается органами

чувств. Теоретическое исследование связано с идеальными образами реального мира, однако же выраженными в знаках. Теоретические объекты абстрактны в своей оторванности от предметного мира, но отражают этот мир глубже и, следовательно, более близки к творческой преобразующей практике человека.

Для того чтобы получить информацию о прошлом, нужно изучить материальные свидетельства былых физико-географических обстановок, используя так называемые частные, или аналитические, методы, с помощью каждого из которых анализируется какая-то одна сторона рассматриваемого объекта, что даст некоторую информацию. Чтобы она была полной и достоверной, надо применять как можно больше частных методов (а лучше – их оптимальное количество). Отсюда *основная методическая направленность сбора фактического материала – комплексность.*

Большое значение имеет использование в палеогеографических исследованиях таких общенаучных подходов и методов, как системный анализ, моделирование, математизация и др. Стратегию сбора и обработки фактического материала и палеогеографических реконструкций обеспечивают такие общие методы, как метод актуализма, диахронический и др. Палеогеографический анализ должен опираться на применение основных (общих) методов географии и геологии:

- сравнительно-географического,
- актуализма,
- фациально-генетического.

В числе общих методов палеогеографии Н.Г. Судакова называет сравнительно-географический, фациально-генетический, геологический, естественноисторический, актуалистический (или сравнительно-исторический) как обязательные для любых палеогеографических построений. Однако здесь надо заметить, что актуалистический метод входит в состав естественноисторического. В.И. Славин и Н.А. Ясаманов к общим методам палеогеографических исследований относят фациальный, формационный и палеогеологический.

Одной из наиболее удачных попыток системного анализа структуры методов палеогеографии является схема, предложенная А.А. Свиточем. Он подразделяет их не на общие и частные, как это делается в большинстве работ, а на методы анализа и синтеза. К последним он относит исторический метод и метод актуализма, принципы причинности и дополнительности и концепции дуализма и комплексности (табл. 2).

Таблица 2. Методы палеогеографических исследований (Свиточ и др., 2004)

Аналитические методы	Синтетические методы
Геохимический	Исторический
Геофизический	
Формационно-фациальный (фациально-генетический)	Актуализма
Цитологический	Причинности
Палеонтологический	Дополнительности
Картографический	Комплексный
Палеоэкологический	

- Аналитические (частные), поставляющие фактический материал. К ним относятся и эмпирические методы – методы наблюдения, стационарные, экспериментальные, экспедиционные и т.д.
- Синтетические (общие) методы, с помощью которых осмысливается совокупный аналитический результат.

Все большее значение приобретают математические и экспериментальные методы, ГИС-технологии, компьютерное моделирование и др.



Рис. 2. Структура методов палеогеографического исследования геосистем (Евдокимов, 1991).

На базе обобщения ряда работ по методологии географии и геологии С.П. Евдокимов предложил следующую схему структуры палеогеографических методов (рис. 2), в которой они группируются в соответствии с решаемыми задачами. Основным методом является естественноисторический. Он рассматривается как совокупность методов, позволяющих выявлять состояние и процессы изменения географической оболочки во времени для их объяснения и прогноза

развития. Эта проблема разбивается на три задачи (рис. 2):

первая (I) заключается в изучении прошлых состояний геосистем в конкретной пространственно-временном обстановке;

вторая (II) – в исследовании на базе палеогеографических реконструкции настоящего состояния объекта как результата конкретного пространственно-временного развития;

третья (III) – в прогнозировании будущих тенденций развития и состояния геосистем на основе их анализа в прошлом и настоящем.

Решение поставленных задач базируется на применении методов (А – Г), с помощью которых осуществляется синтез разнообразного исходного фактического материала. А – *метод актуализма*, заключающийся в объяснении прошлых состояний геосистем на основе изучения их современных аналогов, сравнения следов современных природных процессов с подобными, находящимися в ископаемом состоянии; Б – *метод реликтов* – реконструкция прошлых состояний геосистем путем изучения их следов в современном ландшафте и культурном комплексе; В – *структурно-генетический метод* – выявление современной структуры геосистем на основе их возникновения и развития; Г – *диахронический метод* – выявление процессов развития геосистем с момента их образования до настоящего времени с целью познания их закономерностей. Его можно назвать также эволюционным методом.

Сбор фактического материала производится на основе использования комплекса частных методов и аналитических приемов (Е), фокусирующихся в фациально-генетическом анализе (Д), нацеленном на выяснение природных условий прошлых геологических эпох по данным изучения соответствующих отложений и других источников информации. Таким образом, частные методы дают первичную информацию, фактический материал, а общие – направляют частные на его сбор, и на их основе обрабатывается полученная информация и выполняются палеогеографические реконструкции в соответствии с поставленными задачами.

Наконец, общенаучные методы (моделирование, системный, логический, математический, сравнения и аналогов, в том числе сравнительно-географический) и методы и технические приемы обработки полученной информации (картографический, компьютерный, метод перфокарт и др.) пронизывают как общие, так и частные методы палеогеографического изучения геосистем, или, следуя терминологии К.К. Маркова, являются сквозными.

Сбор материала для палеогеографического анализа осуществляется во время полевых работ. Изучаются рельеф и осадочные отложения, отбираются образцы для камеральной аналитическом обработки. Методике полевых исследований новейших отложений посвящена многочисленная литература, краткий обзор которой сделан Г.П. Лазуковым (Руководство..., 1976), в Методическом руководстве по изучению и геологической съемке четвертичных отложений (1987), в работе Г.А. Вагнера «Научные методы датирования в геологии, археологии и истории» (2006) и др.

Вопросы для самопроверки

1. Синоним термина «теория познания».
2. В чём отличие понятий «метод» и «методология»?
3. Перечислить основные элементы в структуре науки.
4. В чём отличие частных и общих методов исследования в палеогеографии?
5. Какие методы относятся к общим, какие к частным?
6. Какова структура методов палеогеографических исследований?

3. Общенаучные подходы и методы в палеогеографии

К общенаучным методам можно отнести системный анализ, метод сравнения и аналогов, метод актуализма, униформизма, для палеогеографии таким методом можно считать и фациально-генетический метод.

3.1. Системный анализ

Начала общей теории систем (ОТС) заложил австрийский биолог Л. Бергаланфи (1969). Он назвал системой комплекс элементов, находящихся во взаимодействии, выделил закрытые и открытые системы, ввел понятие равновесия, подвижного равновесия системы, ее поведения и согласованности скоростей протекающих в ней процессов. С ОТС связано представление не только о системе, но и об организации и изучении множеств, состоящих из объектов и процессов, относящихся к разным формам движения материи.

Анализ большого числа определений, предложенных различными исследователями, позволяет наметить некоторый инвариант значений термина «система»:

- 1) система – целостный комплекс взаимосвязанных элементов;
- 2) система образует особое единство со средой;
- 3) любая система обычно составляет элемент (подсистему) системы более высокого порядка, а элементы (подсистемы) системы, в свою очередь, сами, как правило, являются системами, но более низкого порядка.

Все три значения в совокупности достаточно полно характеризуют понятие системы.

Л. Бергаланфи сформулировал следующие свойства системы, которые были известны и ранее в географии:

- целостность (изменение любого элемента ведет к изменению всей системы);
- суммативность (изменение любого элемента зависит только от него самого);
- механизация (переход от целостности к суммативности);
- централизация, (увеличение коэффициентов взаимодействия элементов системы, приводящее к изменению всей системы);
- иерархическое построение.

В поздних своих работах Л. Бергаланфи приходит к выводу, что ОТС есть междисциплинарная наука, анализирующая принципы, относящиеся к системам вообще, охватывающая не только ОТС в узком смысле слова, но и аналогичные исследования в кибернетике, теории информации, игр, статистических моделей, в факторном анализе и т.д. Системный подход к изучению объектов различного характера является в настоящее время общенаучным принципом. Его внедрение привело уже к значительным изменениям в научных исследованиях.

Системный анализ широко применяется в биогеоценологии, а также в

смежной с ней области ландшафтоведения. В исследованиях по географии системный подход (вообще говоря, типичный для нее в течение длительного времени, особенно с возникновением научной школы В.В. Докучаева) стал проникать в 60-70-е гг. XX в.

Тогда появились интересные статьи Д.Л. Арманда о природных комплексах как саморегулирующихся информационных системах, работы В.С. Преображенского, А.Ю. Ретеюма, А.Г. Исаченко, Н.А. Солнцева и др. В 1968 г. Ю.Г. Саушкин и А.М. Смирнов предприняли попытку ввести в географию представление об интегральных геосистемах и геоструктурах. В 1972 г. в Институте географии АН СССР состоялось совещание «Системный подход в географии», ряд докладов был включен в сборник, подготовленный к XXII Международному географическому конгрессу в Канаде. Эта тема рассматривалась и на симпозиуме по теоретическим проблемам географии, проходившем в Риге в 1973 г. Понятие геосистемы в его природном аспекте ввел и проанализировал В.Б. Соचाва (1963, 1978).

В 80-е гг. XX в. системные исследования в физической географии получили дальнейшее развитие в трудах А.Ю. Ретеюма, К.Г. Рамана, В.А. Николаева, В.Н. Солнцева, К.Н. Дьяконова, Н. Л. Беручашвили, А.А. Крауклиса, А.А. Макуниной и др. Большое внимание они уделяют проблеме хроноорганизации природных процессов. При изучении данного вопроса выдвигается представление об иерархичности хроноорганизации: выделяются четыре понятия времени.

За рубежом системный подход раньше всего стал применяться в США и Швеции, а позднее и в Англии, где в 1971 г. вышла книга Р. Чарли и Б. Кеннеди «Физическая география: системный подход». Лучшие разделы книги «Научное объяснение в географии» Д. Харвея, вышедшей из печати в 1974 г., посвящены системному подходу в географии.

Реальный мир чрезвычайно сложен. Это заставляет исследователя попытаться, во-первых, изолировать составные части действительности – либо в эксперименте, либо путем абстрагирования; во-вторых, проанализировать взаимодействие этих частей в упрощенных условиях. Представляя собой неизбежную мыслительную операцию, такое разложение реального мира на упрощенные структуры ведет к созданию субъективных образов действительности. Конечной же целью такого исследования должно быть установление связи между упрощенными структурами, идентифицированными по отношению друг к другу в одинаковых или различных пространственных и временных масштабах. Итак, системный анализ сопряжен с абстрагированием системы. В действительности любая система является бесконечно сложной и мы можем изучать лишь систему, полученную в результате некоторой абстракции от реальной системы. Поэтому *системы нужно рассматривать не как реальные вещи, а как абстракции, облегчающие определенный способ анализа. Это одна из важнейших закономерностей палеогеографических реконструкций.*

Реальный мир также непрерывен. Изолированные структуры, следовательно, субъективно и искусственно обособленные «куски» действительности, и самая главная изначальная проблема состоит в опознании и выделении наиболее значимых частей реального мира. С одной стороны, каждая из таких частей,

или структур, должна быть достаточно сложной, чтобы обладать высокой степенью внутренней согласованности, тогда ее изучение даст положительные результаты и будет полезным; с другой – она должна быть достаточно простой для понимания и исследования.

Для современного состояния системы географических наук характерно одновременное использование двух основных моделей, отражающих различные подходы к описанию структуры геосистем. В рамках первой геосистемы рассматриваются как совокупность отдельных взаимосвязанных компонентов. Главная особенность этой моносистемной модели заключается в направленности на изучение отношений между компонентами и связей, обуславливающих целостность системы, в том числе ее пространственных взаимосвязей. Во второй модели геосистема предстает перед нами как состоящая из взаимосвязанных комплексов более низкого таксономического ранга (например, фаций и урочищ в ландшафтах). Это полисистемная модель. Одновременное применение этих двух моделей в какой-то мере позволяет географам полнее отображать такое сложное явление как диалектическое единство континуальности и дискретности реальных объектов, охватываемых географической сферой. Вместе с тем сам факт одновременного существования двух моделей еще раз свидетельствует о том, что география (как и другие науки) не может ограничить область своих исследований лишь пространственными аспектами, она обязательно должна учитывать также временной и субстратный.

Системный подход применим к широкому кругу географических проблем. Он может быть использован для рассмотрения и конструирования геосистем как в статике, так и в динамике. К числу статических аспектов изучения относятся анализ элементов, образующих геосистему, их взаимоотношений, – степени сложности системы, ее организованности, развитости, иерархической структуры, надежности. Исследование изменения систем включает ретроспекцию, анализ современной динамики, прогнозирование спонтанных и целенаправленных изменений. Последнее особенно важно при решении конструктивных географических задач.

3.2. Метод сравнения и аналогов

Главные положения этого метода разработаны в формальной и математической логике: «Сравнение – один из основных логических приемов познания... Познание любого предмета и явления начинается с того, что мы его отличаем от всех других предметов и устанавливаем сходство его с родственными предметами. Познание есть процесс, в котором различие и сходство находятся в неразрывном единстве». Действительно, мы знаем, что такое геологическая фация, если можем указать ее признаки, сходные со всеми геологическими телами и отличающие ее от остальных геологических тел, например от формаций.

Сравнительно-географический метод – старейший общий метод. Он является разновидностью общенаучного метода сравнения и аналогов и подчиняется его правилам, хотя и имеет свои специфические особенности. К.К. Марков включает его в число сквозных направлений (методов). Суть данного метода – в

сопоставлении и выявлении сходства и различия свойств, состояний, процессов геосистем и их компонентов как расположенных рядом, существующих в одно и то же время, так и отдаленных в пространстве и во времени, находящихся под влиянием одних и тех же (с разной интенсивностью действия) или различных факторов.

При использовании метода актуализма в палеогеографии широко применяется один из вариантов сравнительного метода – **метод аналогов**. Умозаключение по аналогии – это логический вывод, в результате которого достигается знание о признаках единого предмета на основании знания того, что этот предмет имеет сходство с другими предметами. В результате использования этого метода в палеогеографии знание о прошлом состоянии природы земной поверхности возникает на основании некоторого ее сходства с современными ландшафтами. Применяется аналогия свойств объектов, их структуры и отношений.

Необходимость использования в палеогеографических исследованиях большого количества показателей обуславливает важность применения метода сравнения, который очень продуктивен, если базируется на глубоком теоретическом анализе объекта изучения. В то же время результаты географических сравнений влияют на формирование суждений и умозаключений, т.е. ошибки, допущенные в процессе географических сравнений, могут отрицательно отразиться на итогах исследований. Географическое сопоставление дает положительный результат только в том случае, если в этот процесс вовлекаются существенные свойства рассматриваемых объектов, изученные с помощью частных географических методов.

В последнее время особую актуальность приобретают **пространственно-временные сравнения**: стационарные наблюдения и их увязка с динамикой географической оболочки. Методологические и методические вопросы данного вида сопоставления пока еще слабо разработаны, они являются логическим продолжением локального и регионального направлений исследования природы и выступают элементами единой системы мониторинга географической среды. Пространственно-временные сравнения – важнейший способ применения в палеогеографии метода актуализма и гипотезы эргодичности.

3.3. Актуализм и униформизм

В основе возможности палеогеографических реконструкций лежит представление о закономерном развитии природы земной поверхности и отражении событий прошлого в различного рода следах.

Методологические основы палеогеографии зарождались в борьбе между катастрофизмом, с одной стороны, и униформизмом и эволюционизмом – с другой. Их критическая оценка дается Ф. Энгельсом в «Диалектике природы». Общеметодологической базой исторического подхода в палеогеографии являются актуализм и историзм. Широко известно также понятие униформизма. В советской научной литературе униформизм принято было считать концепцией, а актуализм – методом.

Униформизм выражает допущение того, что геологическая история обладает некоей преемственностью, целостностью. В его основе лежат следующие положения:

1) силы, преобразывавшие земной шар на протяжении геологических эпох, отличаются однообразием по своему характеру и интенсивности – *принцип однообразия*;

2) данные силы производили и производят сейчас работу медленно, но непрерывно, без катастроф – *принцип непрерывности*;

3) благодаря тому, что эта работа продолжается в течение огромного промежутка времени, малозаметные изменения суммируются и приводят к грандиозным преобразованиям на Земле – *принцип суммирования небольших отклонений в течение длительного времени*.

Униформизм не исключает возможности катастроф, но они никогда не принимали глобального характера. Отсюда вытекает известный вывод Ч. Лайеля об однообразии системы земных изменений на протяжении всех геологических периодов. Принятие данного тезиса означало отрицание прогрессивного развития. Ошибочность униформизма, по словам Н.М. Страхова, в допущении того, что в геологическом прошлом действовали те же силы и с той же интенсивностью как в настоящее время, поэтому знание современных геологических явлений можно без поправок распространять на геологическое прошлое любой давности (Геологический словарь, 1973. Т. 2). Далее Н.М. Страхов трактует *униформизм как первую форму актуализма* и считает, что униформизм как геологическое мировоззрение представляет собой преодоленный сейчас этап геологической мысли. На вторую форму актуализма Н.М. Страхов указывает как на метод, при котором к пониманию прошлого идут от изучения современных процессов, но с сознанием того, что в прошлом, особенно удаленном от современности, и физико-географическая обстановка на поверхности (и в глубинах) Земли, и сами процессы, протекавшие тогда, заведомо в некоторой степени отличались от современных и тем больше, чем более удалена от нас прошлая геологическая эпоха». Далее он подчеркивает, что «актуализм ведет начало от Й. Вальтера. Это уже не геологическое воззрение, а метод исследования, учитывающий не только современный ход геологических процессов, но и необратимое развитие Земли и ее истории». Значительное развитие метод актуализма получил в трудах А.Д. Архангельского, Н.М. Страхова и др.

Йоханнес Вальтер (1860-1937) – немецкий геолог, научные исследования относятся к литологии, палеоэкологии, палеогеографии и почвоведению. Установил в 1894 г., что образование слоев происходит при передвижении фаций и сопровождается сменой литологического состава осадка. Вальтер в своих исследованиях руководствовался преимущественно методом актуализма.

Сущность данного метода заключается в том, что настоящее природы земной поверхности есть ключ к пониманию прошлого. Изучая современные физико-географические (и другие) процессы и результаты их деятельности, можно путем сравнительных сопоставлений расшифровывать аналогичные явления,

происходившие в прежние геологические эпохи. Этот метод применим только к геологической истории Земли, которая оставила следы в виде различных горных пород и форм рельефа, причем достоверность результатов уменьшается с увеличением возраста исследуемых объектов. Логической основой метода актуализма служат такие элементарные приемы познания, как сравнение и аналогия. Актуализм становится составной частью сравнительно-исторического метода, когда сопоставляются разновозрастные образования.

Существует мнение, что под актуализмом целесообразно понимать утверждение о необходимости использования при ретросказании знаний, получаемых при изучении широкого круга современных явлений и процессов, но не утверждение, указывающее на возможность «наведения». В.В. Груза отмечает, что нередко ставится знак равенства между гносеологическим принципом актуализма и онтологическим¹ принципом униформизма. Видимо, не следует ни смешивать, ни противопоставлять данные понятия. Эти два термина освещают две стороны одного и того же фундаментального принципа современной геологии. Законы природы неизменны по времени и физические процессы, управляющие событиями геологической истории, также не претерпевают изменения. Эти события в течение всего геологического прошлого едины по своей природе, однотипны (uniform), что и выражается термином «униформизм». Если мы принимаем, что законы природы не меняются со временем, то можно исследовать происходящие сейчас геологические процессы, а полученные результаты распространять на геологическое прошлое, что позволяет, с одной стороны, осмысливать его события, с другой – включать данные различных отраслей геологии, изучающих современное состояние Земли, в общую генетико-историческую картину. Итак, «актуальные», наблюдаемые в настоящее время процессы помогают понять прошлое. Отсюда слово «актуализм». История метода актуализма приведена в Приложении.

Ряд исследователей пытаются уточнить понятие актуализма и установить сферу его действия и потенциальные возможности. Н.П. Французова и В.Н. Павлинов разграничивают принцип униформизма и метод актуализма. Сохранив некоторую связь с униформизмом, метод актуализма широко используется в геологических исследованиях. Этому способствуют его преимущества:

- современные геологические процессы доступны непосредственному наблюдению и анализу;
- их можно изучать в неразрывной связи и взаимодействии, что неосуществимо по отношению к процессам прошлого;
- исследование геологических процессов настоящего в определенной степени может заменить эксперимент;
- сравнение остатков геологического прошлого, с результатами современных процессов необходимо не только при их полном сходстве, но и при некоторых различиях.

Выявление условий накопления ископаемых осадков должно базироваться

¹Онтология – система всеобщих понятий бытия, постигаемых с помощью сверхчувственной и сверхрациональной интуиции (Философский словарь, 1991, с. 319).

на знании условий накопления сходных современных образований. Но надо помнить, что на протяжении последнего миллиона лет климат характеризуется как исключительный и не типичный по сравнению с климатами, предшествовавшими ему. Исходя из этого, выводы и фактический материал, полученные при изучении современных осадков, можно использовать для объяснения условий образования древних отложений при соблюдении следующих ограничений, предложенных И.А. Вылцаном (2002):

1. Необходимо принимать во внимание, что в ходе развития Земли некоторые современные геологические явления качественно и количественно существенно отличаются от прошлых;

2. Следует учитывать, что исследование современных осадков имеет неодинаковое значение для изучения различных ассоциаций древних осадочных пород;

3. Изучение современных осадков и фаций необходимо производить с учетом закономерностей образования выявленных для древних осадочных пород.

Современные физико-географические условия отличаются от древних тем существеннее, чем больший интервал геологического времени их разделяет. Эти различия связаны с необратимостью условий геологического развития Земли, с направленным изменением химических процессов и эволюцией органического мира.

Н.П. Французова и В.Н. Павлинов трезво оценивая потенциал метода актуализма, отмечают, что его нельзя рассматривать как универсальный метод для познания прошлого.

Большинство ученых, признающих за актуализмом право на существование, приходят к выводу о необходимости отказа от терминологических споров и общих деклараций в защиту данного метода и начала разработки конкретных методик и схем реализации его возможностей. В актуалистическом подходе наибольший интерес, по мнению В.В. Грузы и С.И. Романовского, представляет логический анализ схем переноса знаний получаемых при изучении современных процессов, на геологическое прошлое. Они выделяют две логические схемы, по которым происходит перенос, опирающийся на актуалистические идеи. Первая связана с ретросказанием, позволяющим с помощью теоретической модели делать выводы об объектах (или процессах) прошлого путем логической трансформации эмпирических данных о реальных объектах (или процессах). Это основной путь, по которому осуществляются теоретические построения в геологии и прежде всего различного рода реконструкции прошлого. Он имеет ряд принципиальных ограничений, затрудняющих применение метода актуализма. Одним из них является невозможность экспериментальной проверки получаемых результатов.

Второй путь более сложный, но эффективный. Его суть заключается в том, что также строится теоретическая модель с использованием ряда предпосылок о протекании геологического процесса в прошлом. Далее на основе этой модели выводятся следствия о состоянии изучаемого объекта в настоящем и сопоставляются с эмпирическими данными. Таким образом, особенностью этой схемы является обязательная экспериментальная проверка теоретических положений.

ний. Именно при соблюдении этих условий, считают указанные авторы, метод актуализма может занять подобающее место в геологической науке, так как для нее моделирование наиболее перспективно.

Проследивая историю становления и развития актуалистических идей, мы убеждаемся в сложности и драматичности коллизий, которые продолжают существовать до настоящего времени. Крайние оценки в определении значения актуализма в геологических исследованиях породили осторожное отношение к этому методу. Преодолеть подобный скептицизм можно только путем глубокого анализа его возможностей и разработки конкретных методик использования в различных областях геологии. Отрицание или игнорирование роли актуализма в процессе познания означает отказ от решения важной методологической проблемы, касающейся не только геологии, но и всех наук, изучающих развивающиеся объекты. В большинстве естественных и общественных наук актуализм выступает как важная методологическая основа и предпосылка их движения вперед. Для многих из них актуализм явился переходным этапом к историзму и установлению закономерностей развития живой и неживой природы. Необходимость обращения к актуалистическим построениям в общем плане обусловлена тем, что «сам характер нашего мышления неизбежно «актуалистичен», так как у нас нет возможности коренным образом выйти за пределы нашей деятельности».

В современной геологии и палеогеографии метод актуализма, будучи тесно связанным с диалектико-материалистической теорией циклически-необратимого развития Земли, играет важную методологическую роль. Сохранив свое самостоятельное значение в геологии, актуализм в процессе исторического развития становится предпосылкой возникновения более совершенного сравнительно-исторического метода и во все большей степени обогащается географическими идеями. «Понятие об актуализме как методе следования от «старого» к «новому» и понятие об униформизме как принципе сохранения инварианта могут прилагаться не только для установления временного развития геосистем, но и при пространственном их прослеживании, при котором также учитывается соотношение постоянного и изменчивого, повторяющегося и уникального, известного и неизвестного. Специфические информационно-исторические геосистемы – стратоны, генетически связаны с географическими региональными системами».

Вопросы для самопроверки

1. В чём отличие понятий методологии и метода?
2. Перечислите основные структурные элементы науки.
3. В чём разница между аналитическими и синтетическими методами? Приведите примеры методов.
4. Какова структура методов палеогеографического исследования геосистем?
5. В чём суть системного анализа?
6. Какова роль метода сравнения и аналогов в палеогеографии?
7. В чём сходство и различие методов униформизма?

4. Фациально-генетический метод

4.1. Общие понятия и принципы фациально-генетического анализа

Д.В. Наливкин (1955) учение о фациях называет естественным введением в палеогеографию. Фация является продуктом древнего ландшафта и условий осадконакопления, изучая который можно воссоздать физико-географические условия ее формирования. Все реконструкции при фациально-генетическом анализе основаны на сравнении и аналогиях с современными процессами.

Термин **фация** (фр. *facies* – облик, вид пород) впервые ввел в геологическую литературу швейцарский исследователь А. Грессли в 1838 г. В России этот термин впервые применил Н.А. Головкинский в 1869 г. им же был сделан анализ динамики фаций в прибрежной зоне при изменении положения береговой линии. Результатом стал принцип возрастной миграции пограничных поверхностей литологически однородных слоев или принцип Н.А. Головкинского – Й. Вальтера. Он звучит так, что «в каждом слое можно считать одновозрастными осадки (фации), которые распределились в направлении, параллельном береговой линии древнего бассейна». Поэтому при трансгрессии или регрессии моря смена осадков (фаций) по вертикали соответствует и горизонтальной зональности (рис. 3). В настоящее время «под фацией следует понимать совокупность первичных генетических признаков осадка и физико-географических условий их образования» (Вылцан, 2002).

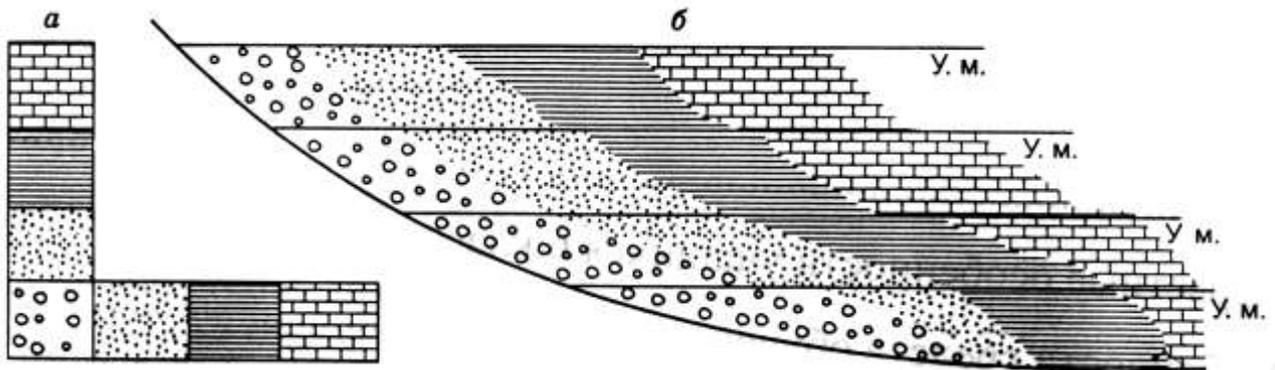


Рис. 3. Схема соотношения фаций в разрезе (а) и в плане (б). Иллюстрация закона Головкинского-Вальтера. У.м. – положение уровня моря (Гордиенко, 2008).

Фациально-генетический метод применим не только при изучении отдельных фаций и генетических типов отложений, но и при анализе закономерных изменений признаков осадочных отложений по простиранию. Он позволяет устанавливать области различающиеся по проявлениям тектоники и характеру рельефа, а также, коррелировать отложения в ряду «водораздел – склон – приемный бассейн или суша – береговая зона – глубокое море». В целом же данный метод, как и другие, служит для восстановления физико-географической обстановки среды осадконакопления.

В основе фациально-генетического анализа лежит детальное изучение гео-

логических разрезов, как в естественных обнажениях, так и в искусственных выработках и по керну скважин. Он осуществляется путем исследования отдельных разрезов осадочных пород определенного стратиграфического интервала и прослеживания установленных изменений и закономерностей по площади. Таким образом, выявление и исследование взаимных переходов одновозрастных отложений на площади составляет суть фациального анализа осадочных пород и толщ, а фации являются его основными звеньями.

Обычно фациальному анализу предшествует более общий анализ геологических данных, который заключается в: анализе общей геологической и тектонической позиции изучаемого района; качественной стратиграфической привязке наблюдений; определении площади распространения отложений, их мощности, границ взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими породами, а также с одновозрастными породами, с которыми они контактируют или переходят по простиранию. Затем переходят к литофациальному (по физическим и химическим свойствам пород) и биофациальному (по составу остатков организмов) анализу.

Фациально-генетический анализ должен дать ответ на следующие вопросы истории образования древних осадков и физико-географических условий изучаемой территории (по И.А. Вылцану, 2002):

- 1) характер среды отложения (отложения в воде или в воздухе);
- 2) физико-химические свойства этой среды;
- 3) характер движения (колебательный или поступательный);
- 4) направление и скорость движения (т.е. направление приноса осадочного материала);
- 5) наличие перерывов в накоплении данных пород;
- 6) глубина отложений (для морских осадков);
- 7) рельеф области отложения;
- 8) состав пород, слагающих область сноса и ее рельеф;
- 9) климатические особенности эпохи образования осадков;
- 10) тектонический режим в эпоху формирования данных осадочных пород;
- 11) особенности литификации;
- 12) особенности выветривания;
- 13) стратиграфическое сопоставление данной ассоциации пород с другими отложениями на основании изучения литологических признаков;
- 14) прогноз наличия полезных ископаемых в данном комплексе осадочных пород на основании анализа всех литологических и палеонтологических данных.

4.2. Исследование первичных генетических признаков осадков и осадочных пород и условий их формирования при фациальном анализе

Для восстановления условий осадконакопления, т.е. фаций осадочных пород и наличия в них полезных ископаемых, И.А. Вылцан (2002) предлагает следующие полевые и лабораторные методы.

Полевые методы (с дополнениями):

- 1) детальная послойная характеристика признаков, изучение формы осадочных тел и соотношения их с окружающими породами;
- 2) выявление характера контактов, межслоевых границ, перерывов;
- 3) изучение признаков изменений данных пород по простиранию (распространение морозобойных клиньев, нептунических даек и пр.) и по мощности;
- 4) выявление и объяснение цикличности строения осадочных толщ в разрезе;
- 5) исследование мощностей литологических тел и толщ и их изменения по простиранию;
- 6) макроскопическое определение состава породы и изучение ее текстурных особенностей как в обнажениях, так и в кернах скважин. Сюда относится исследование пластовых поверхностей, слоистости и слойчатости, ориентировки галек, цвета, конкреций и т.д.;
- 7) изучение органических остатков (тафономические и палеоэкологические наблюдения): распределение в толще породы и типология залегания, сохранность, выборочность, видовой состав, возможность переотложенности и пр.

Лабораторные наблюдения:

- 1) изучение гранулометрического состава пород, в том числе по каротажным диаграммам;
- 2) выяснение минералогического и химического составов пород;
- 3) изучение структурных и микроструктурных особенностей пород (включая тип цемента, пористость и цвет);
- 4) исследование формы и поверхности обломочных зерен и др.

Для изучения вещественного состава осадочных горных пород и осадков, особенностей их минералогического состава, структурных и текстурных признаков с целью восстановления древней географической обстановки их накопления применяются **генетический** и **литолого-фациальный анализы**.

Генетическим анализом называют метод познания генезиса (происхождения) осадочных образований геологического прошлого, т.е. расшифровки процессов (способов) возникновения исходных осадков, ставших исследуемыми горными породами, а также условий обстановок их накопления (ландшафтных, климатических и др.).

Первым этапом генетического анализа служит диагностика *генетических типов* исследуемых отложений. Она подготавливается детальными описаниями геологических разрезов (в обнажениях или кернах скважин) с попутным выявлением и систематизацией характерных *литотипов* (отдельных разновидностей осадочных пород с одинаковыми либо близкими наборами текстурных, структурных и вещественных признаков). Признаки делятся на две категории: первичные, или собственно генетические признаки осадка, и вторичные, т.е. наложенные на осадок изменения, возникшие под воздействием многоэтапных постседиментационных процессов (Япаскурт, 2008).

Литолого-фациальный анализ в полевых условиях начинается с послойных описаний разрезов и по возможности установление местных и региональных стратиграфических единиц – свит, подсвит, пачек, горизонтов. Затем анализируются их сочетания и взаимоотношения в вертикальных разрезах и по латера-

ли. Составляются фациальные профили и карты фаций, которые являются основой для палеогеографического картирования. Полевые наблюдения (макроуровень) по выявлению признаков дополняются данными лабораторных исследований (микроуровень). Микроскопические наблюдения позволяют уточнить генетическую аргументацию, отличить первичные признаки пород от вторичных (например, цвет, текстуры и структуры).

В первую очередь изучаются структурные признаки пород. Для обломочных пород важно установить характер обломков и цемента (размер, состав, сортировку, форму, степень окатанности, характер поверхности и расположение). Размер обломков дает сведения о рельефе области питания и ее удаленности, а также о скорости течения воды в месте осадконакопления. По составу определяется источник сноса, среда и климат. Сортировка и степень окатанности обломочного материала свидетельствуют о длительности и скорости переноса обломков. Характер цемента в породах может различаться по составу и по количеству в соотношении с обломочным материалом.

Цвет пород является хорошим индикатором условий образования осадка. Выделяются аэроморфные (воздушные, окислительные) и гидроморфные (подводные, восстановительные) окраски. К числу аэроморфных окрасок относятся красные (до лиловых), красновато-буроватые, желтоватые или палевые («лѣссовые»). Аэроморфные окраски возникают в условиях достаточной аэрации наземных и подводных осадков благодаря доступу кислорода или же кислородных вод, всегда обладающих достаточной подвижностью (Попов, 1964). К гидроморфным окраскам относятся зеленоватые, голубые, синеватые и серые тона (от белого до черного). Они возникают в условиях, когда водноземные осадки русел, пойм, болот или же подводные насыщены водами, находящимися в малоподвижном, условно застойном состоянии. Поэтому здесь отсутствует свободный кислород и сохраняется некоторый избыток восстановителей, представленных органическими веществами или сернистыми соединениями. гидроморфные окраски резко доминируют в подводных отложениях (95%), но распространены и в наземных. Переходные окраски характеризуются полосчатостью и пятнистостью вследствие соответствующей перемежаемости аэроморфных и гидроморфных полос и пятен. Сюда же относятся некоторые зеленовато-палевые, табачные и тускло-бурые (кофейные) окраски.

Из текстурных особенностей пород в первую очередь обращают внимание на слоистость пород (параллельная, косая, корытообразная, прерывистая, равномерная и т.д.). Затем изучают характер поверхности напластования, где встречаются знаки органического и неорганического происхождения (знаки ряби, трещины высыхания, глиптоморфозы по кристаллам каменной соли, следы струй и течений, отпечатки капель дождя, града, следы ползания червей, отпечатки ног животных и птиц и т.д.).

Все эти признаки несут информацию о характере обстановки и условиях осадкообразования, подробнее эти вопросы разобраны в разделе 4.3. и главе 6.

Биофациальный анализ заключается в том, что по находящиеся в породах окаменелости являются остатками древних экосистем, которые существовали в определенных условиях и как правило были тесно связаны с теми физи-

ко-географическими условиями, в которых формировались вмещающие их осадки. Изучаются как отдельные организмы, так и сообщества – *палеобиоценозы*, условия захоронения, их морфология, численные соотношения в сообществах и т.д. отражают образ жизни и условия обитания, и позволяют восстанавливать палеогеографическую обстановку места и времени их обитания и, соответственно, условия осадконакопления.

Исследования начинаются с определения общего характера захоронений – *тафономических¹ особенностей*. Различают два типа захоронений: 1) инситуное (in situ) или автохтонное, когда сохраняется ископаемый биоценоз – палеобиоценоз, а захоронение организмов происходит на месте их обитания, т.е. обитавшие в определенном месте организмы не подвергались переносу и 2) аллохтонное захоронение, при котором формируется *танатоценоз* – в этом случае организмы связаны друг с другом не местом обитания, а всего лишь местом захоронения. Здесь могут быть сосредоточены разные растения и животные (например, в результате наводнения и др.). Далее изучается сохранность окаменелостей, их сортировка, тип захоронений. Лучше всего остатки организмов сохраняются в водной среде, поэтому основная масса органических остатков прошлого принадлежит водным обитателям. Основными факторами, определяющими расселение организмов в водных бассейнах, являются: соленость, глубина, движение воды, свет, температура, газовый режим, характер грунта водоемов и пр. (подробнее см. раздел 5.2.). Биофациальный анализ, наряду с литофациальным, дает дополнительный материал для характеристики генетических типов отложений, образовавшихся в определенных палеогеографических условиях.

В целом, генетическая принадлежность исследуемой породы может быть обоснована с определенной долей вероятности, на основе предложенного Н.М. Страховым **сравнительно-литологического метода²** и **системного ранжирования** разномасштабных признаков, предложенного Г.Ф. Крашенинниковым (табл. 3).

Достоверность генетической интерпретации возрастает, если учитывается совокупность признаков «пород» и «разреза». Данные приёмы составляют основу генетического и литолого-фациального анализов. Они проводятся на уровне макронаблюдений и уточняются признаками пород и их компонентов с помощью оптической микроскопии, растровой электронной микроскопии, рентген-дифрактометрических, микрозондовых и других прецизионных способов расшифровки состава и микростроения вещества (Япаскурт, 2008). Синтез макро- и макронаблюдений очень важен и для применения стадийного анализа.

После микроскопических исследований, проводится анализ полученного фактического материала по исследованной осадочной толще. Для этого можно использовать графическую форму выражения результатов – построить схему

¹Тафономия (от греч. taphos – могила, погребение и nomos – закон) – раздел палеонтологии, изучающий закономерности захоронения и образования местонахождений остатков ископаемых организмов.

²Предполагает решение генетических вопросов, путем органической увязки данных по современному осадконакоплению и по древним породам с выделением сходств и различий современного и древнего, с обязательным учетом историко-геологических связей между различными геологическими явлениями и процессами.

филогенетических минеральных рядов в каждом отдельном литотипе (воссоздаёт стадийные изменения главнейших минеральных компонентов, с переходными минералами) и схема эволюции этих рядов снизу вверх по геологическому разрезу (в виде линий с изменяющейся толщиной, которая отражает частоту проявления минеральных компонентов). Подробно со стадийным анализом можно познакомиться в пособиях О.В. Япаскурта (1998, 2008 и др.).

Таблица 3. Генетические признаки, изучаемые при восстановлении обстановок осадконакопления (по Япаскурт, 2008 с дополнениями).

Признаки пород			Признаки разреза
петрографические	палеонтологические	физико-химические	вертикальные и латеральные переходы
1. Структура (форма и размер зерен, сортировка) 2. Текстура (слоистость и др.) 3. Минерально-петрографический состав 4. Цемент (состав и тип цементации) 5. Конкреции (состав, форма, распределение)	1. Состав органических остатков (животных и растительных) 2. Сохранность (типы сохранности и выборочность) 3. Распределение в породе, качественное и количественное соотношения 4. Типология формирования местонахождения 5. Палеоэкологические аспекты полученных фаунистических комплексов или растительных ассоциаций	1. Цвет 2. Пористость и др. 3. Состав поглощенного комплекса 4. Другие физические и химические особенности	1. Строение разреза (макротекстуры, характер чередования слоев, ритмичность и др.) 2. Мощность слоев и ее изменения на площади 3. Характер границ раздела между слоями (размыва и др.) 4. Знаки на поверхности слоев 5. Условия залегания 6. Боковые границы (характер выклинивания, расщепления и др.) 7. Форма слоев в плане 8. Изменение разреза на площади 9. Генетические признаки разреза, замещающего изучаемый

4.3. Основные закономерности распределения литологических типов отложений в крупных водоемах и на суше

4.3.1. Морские обстановки осадконакопления и особенности пространственного распределения осадков в крупных водных бассейнах

Мировой океан в настоящее время занимает 70,8% поверхности Земли и

является основной областью осадконакопления. В крупных водных бассейнах откладывалась и продолжает откладываться основная масса осадков (более 70%), и чем крупнее бассейн, тем более мощные и однородные толщи в них накапливаются. Образование осадков в Мировом океане регулируется различными процессами. Существует пять типов морских водоемов с особыми условиями накопления осадков: 1) океаны, где наблюдается автономное осадконакопление; 2) открытые в сторону океана моря и заливы, в которых осадконакопление тесно связано с океаном (Бискайский залив, Аравийское море и др.); 3) окраинные моря, отделенные от океана островными дугами (Японское, Охотское, Берингово и др.); 4) внутриматериковые моря (Красное, Средиземное, Черное); 5) эпиконтинентальные моря, включая временно или недавно изолированные от океана водоемы (реликтовые) и моря, не имевшие связи с океаном (Каспий, Арал, Байкал и др.). Последние часто рассматриваются как озера, так как осадконакопление в них отличается от океанического и наиболее близко к озерному (Гордиенко, 2008).

Преобладающую массу попадающего в Мировой океан материала составляет поступление из недр Земли вулканического и гидротермального материала в активных зонах (около 100 млрд т/год). Значительную массу приносимого в моря и океаны материала составляют продукты денудации континентов (около 25 млрд т/год), на первом месте – сток взвешенных частиц, его общее содержание в три раза превышает речной вынос материала в растворенном виде. Большую роль в образовании осадочного материала играет абразивная деятельность морей в волноприбойной зоне. Третьим источником осадочного материала является выпадение из воздуха как за счет переноса воздушными потоками взвешенных частиц с континентов, так и поступление из космоса (около 0,1 млрд т/год).

Распределение твердого материала в Мировом океане связано, прежде всего, с механической (гранулометрической) дифференциацией, т.е. с приспособлением частиц осадка к динамическим условиям в среде осадконакопления. По мере удаления от берега откладывается все более мелкий обломочный материал, а при равных размерах частиц – более легкий. Отсюда возникает представление об идеализированной схеме распределения осадков в морских бассейнах (рис. 4). По этой схеме вблизи берега располагается зона терригенных илов, которую сменяет зона гемипелагических (переходных от терригенных к пелагическим) илов и, наконец, на большем удалении от берега находится зона пелагических илов. В первой зоне преобладает терригенный, часто грубый материал, во второй – мелкий терригенный в смеси с материалом пелагическим (хемогенным и биогенным), в третьей – преобладает пелагический материал. Эта схема находит реальное отражение в циркумконтинентальной (обрамляющей материк) зональности размещения различных типов осадков на поверхности дна. Так, терригенные обломочные осадки, как и основные массы терригенного материала, тяготеют к приконтинентальной области (шельфу), гемипелагические – к периферии шельфа и континентальному склону, пелагические – к центральным океаническим областям.

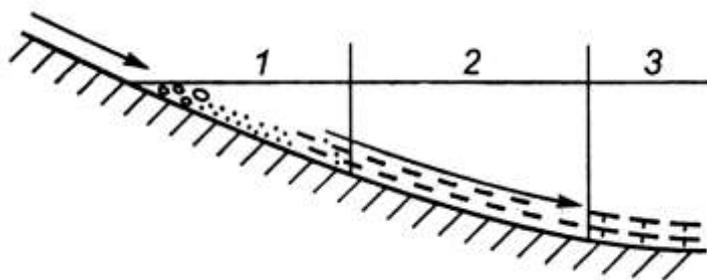


Рис. 4. Схема распределения терригенных и пелагических осадков в морском бассейне (Гордиенко, 2008). Зоны: 1 – терригенных илов, 2 – полупелагических илов, 3 – пелагических илов. Стрелками показано направление движения терригенного материала.

В целом на осадкообразование в Мировом океане оказывает влияние большое количество различных факторов: глубина, рельеф морского дна, соленость, температурный режим, движение воды, давление, газовый режим и т.д.

Глубина является одним из решающих факторов, влияющих на характер осадкообразования и обитания организмов. Для организмов с глубиной уменьшается освещенность. В зависимости от глубины и рельефа дна в морском бассейне выделяют следующие батиметрические области: неритовую (шельф, глубины от 0 до 200-400 м), батинальную (материковый склон, глубины от 200 до 2000-3000 м) и абиссальную (ложе Мирового океана, глубины от 3000 до 11022 м).

Соленость воды в океанах достаточно постоянна 35‰ (3,5%), а в окраинных и внутренних морях может иметь ненормальную пониженную или повышенную солёность. В морской воде наблюдается следующее соотношение основных ионов: $Cl > SO_4 > CO_3$ и $Na > Mg > Ca$; в реках и проточных озерах порядок преобладающих ионов обратный $CO_3 > SO_4 > Cl$ и $Ca > Mg > Na$ (в аридной зоне $SO_4 > CO_4 > Cl$). Основными солями являются $NaCl$, $MgCl$, $MgSO_4$, $CaSO_4$, K_2SO_4 , $CaCO_3$, $MgBr_2$. Часть солей осаждается из морской воды в результате химических процессов и жизнедеятельности организмов, в результате формируются карбонатные и кремнистые илы, фосфорсодержащие, алюмосодержащие и железосодержащие конкреции.

Из газов, растворенных в воде главное значение имеет кислород. В поверхностных слоях его содержание колеблется в пределах 5-6 см³ на литр. На глубинах от 500 до 1000 м содержание падает 1-2 см³/л, а затем увеличивается по мере возрастания глубины до 4-5 см³/л; из других газов широко распространены CO_2 , H_2S .

Рельеф дна разнообразен по генезису и пространственным масштабам, он определяет особенности пространственного распределения основных типов морских осадков. Основными являются шельф, материковый склон, ложе океанов и срединно-океанические хребты.

Температура и давление воды оказывают специфическое влияние на распределение организмов в акваториях, а соответственно и органогенного осадконакопления. Температура воды меняется в соответствии с широтной зональностью от +28-30°C до 0°C на поверхности воды, а также с глубиной до -2°C в придонных слоях в высоких широтах. Давление в океанах и морях увеличивается с глубиной возрастая на каждые 10 м столба воды на 1 атм. В условиях

больших давлений и низкой температуры в глубинах океанов примерно с 4700 м для карбонатов увеличивается растворяющая способность морской воды, что затрудняет биогенное осадконакопление известняков.

Совместное взаимодействие перечисленных факторов, а также усиление лидирующей роли какого-либо из них может существенным образом отразиться на характере строения и вещественном составе формирующихся осадков.

4.3.2. Основные факторы и закономерности распределения литологических типов отложений на суше

Отдельные континенты и суша в целом являются областями, где наблюдается преобладание процессов денудации, где очень медленно и постоянно различные геологические агенты разрушают одни горные породы и создают материал для возникновения других. Поскольку на суше интенсивно развиваются процессы не только разрушения, но и переноса материала, то сохранение в ее пределах осадков имеет свои особенности. Во-первых, они определяются *тектоническим режимом*, непременным условием является устойчивое погружение области осадконакопления. Главную роль играют колебательные и латеральные тектонические движения, потому что они определяют общее направление деятельности экзогенных процессов и их интенсивность, а через них – характер самих осадков.

Во-вторых, *вулканические явления* – существенный источник осадочного материала: 1) образование магматических пород, являющихся материнскими породами для осадочных толщ; 2) образование обломочного вулканогенного материала – туфов и туфогенных пород; 3) вынос на поверхность в растворенном виде большого количества кремнезема, глинозема, соединений железа и марганца.

В-третьих, *физико-географические обстановки* – характер рельефа, климат и связанные с ним типы выветривания, экзогенные процессы, производящие разрушение горных пород, перенос и аккумуляцию осадков, растительный покров и животный мир.

Континентальные отложения в ископаемом состоянии встречаются значительно реже морских и обычно имеют значительно меньшую мощность, это связано с интенсивными процессами денудации, распространенными на суше. Чем древнее континентальные отложения, тем меньше шансов у них сохраниться до нашего времени. Наиболее древние материковые отложения сохраняются в бессточных впадинах, прибрежных и предгорных равнинах и дельтах. Они широко распространены в мезозойских и верхнепалеозойских толщах, реже встречаются в средне- и нижнепалеозойских и почти неизвестны в докембрии. В четвертичных отложениях наблюдаются представители любых групп фаций.

На суше выделяются орографические фациальные комплексы двух типов, отвечающие поднятиям и равнинам.

Фациальный комплекс поднятий характеризуется тем, что в областях поднятий образуются перерывы осадконакопления и связанные с ними своеобразные перерывные формации (коры выветривания, осадки склонов и долин). По-

следние имеют малую мощность, но содержат важные полезные ископаемые (россыпи, руды железа, марганца, алюминия, зоны вторичного обогащения никелем, медью и др.). Различают поднятия горные, платообразные, переходные (холмогорные) и холмистые или мелкосопочные (с относительными превышениями до 200 м). В отличие от горных поднятий, отвечающих областям с активным (горообразовательным) оротектоническим режимом, холмистые соответствуют областям с ослабленным (равнинно-образовательным) оротектоническим режимом; остальные типы поднятий относятся к областям с переходным оротектоническим режимом (Попов, 1964).

Фациальный комплекс равнин порождает подавляющую по мощности массу осадочных формаций, включая как наземные, так и подводные, исключая перерывные формации. В пределах равнинных областей выделяются такие их типы: 1) равнины подгорные (межгорные и предгорные), окаймляющие горы и вместе с ними входящие в состав горообразовательных областей; 2) периферические равнины, удаленные от гор и отвечающие участкам с переходным или равнинно-образовательным оротектоническим режимом. Кроме того, равнинные области делятся на наземные и подводные. Наземные равнины делятся на аллювиальные (в широком смысле) и эоловые, в холодном климате распространены ледниковые и флювиогляциальные долины. Доминируют отложения водных потоков в форме аллювиальных равнин двух типов: 1) волнистые подгорно-веерные равнины, окаймляющие склоны поднятий, особенно горных, и сложенные выносами поперечных рек; 2) долины больших рек, образующие равнинно-долинный пояс.

4.3.3. Соотношение фаций с основными геоструктурными элементами земной коры

Важнейшими фациальными зонами являются три главных геоструктурных элемента на поверхности Земли – *континентальный сегмент (суша), материковый склон и ложе океана*. Соотношение фаций и их спектров контролируется в пределах главных структурных элементов особенностями строения и высоты форм рельефа, климатом и размерами бассейна осадконакопления на континентах, шириной, степенью наклона и изрезанности поверхности материкового склона в определенном климатическом поясе, а также батиметрией и рельефом ложа океанов (Вылцан, 2002).

Как показано на схематическом гипсографическом профиле земной коры (рис. 5), условно связанном только с гумидным климатом, в континентальной среде различают комплексы фаций: современной обломочной коры выветривания, современной лимнической группы, склоновых коллювиальных и делювиально-пролювиальных отложений (объединяемых в молассовую формацию), а также комплекс аллювиально-болотных и старично-болотных отложений, генетически связанных с угленосной формацией.

Спектры этих континентальных фаций постепенно или резко переходят в лагунные фации. Комплекс лагунных (переходных) фаций, совпадающий с прибрежной зоной, состоит из разнообразного дельтового комплекса фаций, эс-

Горная порода, минерал, руда		Глуководное море	Мелководное море	Переходная обстановка	Континентальная обстановка
П о р о д а	Глинистый сланец				
	Песчаник				
	Конгломерат				
	Карбонатная порода				
	Кремнистая порода				
	Красноцветы				
	Эвапориты				
Аутигенный минерал, руда	Шамозит				
	Глауконит				
	Фосфорит				
	Марганцевые конкреции				

Рис. 6. Распределение осадочных комплексов и некоторых аутигенных минералов и руд по основным обстановкам осадконакопления. Прерывистой линией показано возможное их образование в данной обстановке (Гордиенко, 2008).

Особой группой являются островодужные фации, представляющие собой пространственно связанный комплекс литоральных наземно-вулканогенных и морских сублиторальных фаций, обрамляющих вулканические острова. Сублиторальные вулканомиктовые и карбонатно-терригенные фации с океанской стороны постепенно переходят в склоновые биогенно-терригенно-туфогенные и далее в пелитовые фации желоба.

Широкое распространение имеет комплекс абиссальных биогенно-терригенных фаций, формирующихся на дне океана до глубины 4700 м. Эти фации представлены различными илами (птероподовыми, глобигериновыми, фораминиферовыми и т.д.). Абиссальные фации данного уровня ложа океанов по мере перехода к склонам срединно-океанических хребтов и рифтов замещаются менее глубоководными биогенно-терригенными илами, соответствующими уровню батинальных зон. Распространение у подножия рифтогенных областей железомарганцевых конкреций вместе с биогенно-терригенными осадками, отражает их связь с явлениями подводного вулканизма и периодической тектонической активизацией зон рифтогенеза.

В пределах самих рифтовых зон могут формироваться высокотемпературные гидротермальные и гальмиролитические фации. В ископаемом состоянии они распространены на колчеданных месторождениях (например, на Южном Урале), а в современных океанах их формирование происходит в зонах активной деятельности «черных курильщиков». Особенностью этого осадконакопления является значительное участие в формировании отложений хемосинтези-

рующих бактерий и существующих на их основе специфических бентосных экосистем (Масленникова, Масленников, 2007).

В областях широкого развития глубин, превышающих 5000 м, характерно накопление наиболее тонкозернистых осадков, представленных фацией красных глубоководных глин.

4.4. Постседиментационные преобразования осадков и принципы стадийного анализа

Исследования постседиментационных преобразований (вторичных изменений) вещественного состава, структур и текстур осадков в последнее время получили широкое распространение. Это связано изучением особенностей коллекторских свойств осадочных отложений, вмещающих горючие или металлические (стратиформные) полезные ископаемые. Кроме того, минеральные, структурно-текстурные новообразования различных стадий литогенеза в той или иной степени скрывают генетические (первичные) признаки образования осадка. Для решения этих вопросов используют микроскопические и другие лабораторные исследования. Кроме традиционных лабораторных исследований текстур, микротекстур, физико-механических свойств пород и минералогокристаллохимической диагностики требуется глубокое осмысление фактического материала, по О.В. Япаскурту (2008, с. 285) главными аспектами стадийного анализа являются:

1) оценка взаимоотношений между разновозрастными парагенетическими ассоциациями минеральных, органических компонентов и структур;

2) установление этапов их сменяемости (коррелируемых с событиями в геологической истории места пребывания данной породы);

3) выявление и осмысление минеральных и структурно-текстурных признаков конкретных процессов формирования, изменения либо разрушения породных компонентов: механогенного, биохемотренного способов накопления веществ осадка, трансформаций кристаллических решеток породообразующих минералов, признаков их перекристаллизации либо корродирования, регенерации, кристаллобластеза, метасоматических замещений и других новообразований.

При стадийном анализе осуществляется системный подход при исследованиях на разных уровнях организации вещества: минеральном, породно-слоевом, фаціальном и формационном.

Первые два уровня осуществляются при микроскопических исследованиях. Главная цель таких наблюдений состоит в доказательстве этапности зарождения, развития или исчезновения в породе конкретных минеральных и структурно-структурных парагенетических ассоциаций (во временной последовательности) с историко-геологическими событиями, произошедшими на этом участке земной коры. Это возможно изучить на образцах пород не затронутых метаморфизмом, у которых сосуществуют седиментогенные компоненты с разными степенями измененности (от почти не затронутых преобразованиями до сохранившихся в едва заметных реликтах) и постседиментационные минералы

нескольких генераций (в том числе и такие, которые могли формироваться при существенно разных рН, Eh и *P-T* режимах) (Япаскурт, 2008).

Визуальные макроскопические наблюдения дают информацию о крупно- и среднемасштабных седиментогенных текстур (биотурбирование, стилолитизация, кольца Лизенганга и др.), макроструктурах (участках перекристаллизации), а также наличие вторичной трещиноватости, брекчированности или прожилкования (могут формироваться в несколько стадий).

4.5. Генетическая классификация осадочных фаций

Генетические типы континентальных отложений делятся Е.В. Шанцером на два основных класса – *коры выветривания и осадочные отложения*. Первый класс объединяет топографически не смещенные накопления продуктов физического и химического выветривания горных пород. Они образуют разнообразные коры выветривания и почвы. Составляющие их минеральные массы нельзя назвать осадками в прямом смысле, так как при их формировании отложение или осаждение осадков в их обычной форме не происходит. Все остальные генетические типы, включая и морские, составляют собственно осадочные отложения, возникающие путем перемещения и переотложения различными процессами продуктов разрушения горных пород.

Генетические типы (их более тридцати) подразделяются на ряды (табл. 4). К одному ряду относятся генетические типы, сформировавшиеся в определенной среде осадконакопления (водной, ледниковой, воздушной, морской и т.д.), но под воздействием различных процессов аккумуляции. Приведенные в таблице ряды и отражают основные обстановки формирования отложений. Ряд обычно состоит из нескольких генетических типов, каждый из которых сформирован одним главным процессом или фактором осадконакопления. Таблицы генетических типов в какой-то мере отражают орографическую и климатическую зональность. Так, в ней выделяются ряды, связанные с различными путями и агентами переноса обломочного материала (склоновый, водный, эоловый), и ряды, характерные для областей аккумуляции (субаэральноморской и морской). С климатической зональностью связан гляциальный или ледниковый ряд континентальных отложений. Особый ряд образуют вулканогенные отложения, а для четвертичного периода выделяется еще техногенный генетический тип отложений.

Для равнинных платформенных областей характерно образование различных парагенетических комплексов. Наиболее широко развиты аллювиально-озерные и аллювиально-морские отложения. Первые образуются в долинах рек в условиях их подпруживания плотинами (ледниками, обвальными массами и др.), а вторые – в устьевых частях речных долин при совместном участии речного стока и морских вод. В образовании лессовых толщ участвуют несколько процессов: эоловые, делювиальные и элювиальные.

Таблица 4. Классификация генетических типов отложений (фаций) (по А.А. Чистякову и др., 2000)

№	Ряды	Генетические типы
I	Элювиальный (коры выветривания)	Элювиальный Почвенный; автохтонные торфяники
II	Коллювиальный (склоновый)	Обвальный (дерупций) Осыпной (десперсий) Оползневой (деляпсий) Солифлюкционный Делювиальный
III	Аквальный (водный)	Аллювиальный Проллювиальный Лимнический (озерный)
IV	Субтерральный (подземноводный)	Пещерный Фонтанальный (туфы и травертины)
V	Гляциальный (ледниковый)	Гляциальный (моренный) Флювиогляциальный Лимногляциальный
VI	Эоловый (ветровой)	Эоловый (эоловые пески, лёссы)
VII	Субаэрально-морской	Дельтовый Эстуарный Лагунный Приливный Гляциально-морской
VIII	Морской	Гидрогенный Гравитационный Айсберговый Биогенный Хемогенный Гидротермальный Подводно-элювиальный
IX	Вулканогенный	Экструзивный Эффузивный Грязевулканический Водновулканический (лахары)

Среди четвертичных толщ различных областей часто развиты отложения сложного генезиса, образованные в результате одновременного совместного действия нескольких экзогенных процессов. Такие полигенные отложения представляют собой сочетания нескольких генетических типов, или парагенез отложений. Разделить такие комплексы на отдельные типы часто практически невозможно.

Особенно широко парагенетические комплексы четвертичных отложений развиты на горных склонах, где в зависимости от их крутизны и климатической обстановки формируются такие сочетания, как обвально-осыпные, делювиально-осыпные, солифлюкционно-делювиальные и др. У подножья склонов и в долинах рек образуются делювиально-проллювиальные, а на равнинах аллювиально-проллювиальные и другие парагенетические сочетания.

Вопросы для самопроверки

1. В чём суть фациально-генетического метода и его роль в палеогеографии?
2. Назовите основные виды полевых и лабораторных работ, необходимых при выполнении фациально-генетического анализа.
3. Каковы основные закономерности распределения литологических типов отложений:
1) в водоёмах и 2) на суше?
4. Кто автор классификации генетических типов континентальных отложений? В чём суть классификации?

5. Частные (аналитические) методы исследований и корреляции палеогеографических событий

Аналитические методы – источник фактического материала, они весьма разнообразны по содержанию. Среди них преобладают аналитические приемы различных геологических наук. Например, литологии, исторической геологии, геофизики, палеонтологии и др., что связано с конкретным объектом анализа – горной породой и содержащимися в ней ископаемыми остатками. Большое значение в палеогеографических исследованиях имеют географические и биологические приёмы анализа – картографические, геоморфологические, палеопедологические, палеонтологические, палеоэкологические и др.

5.1. Палеомагнитный метод

Одним из весьма информативных методов является **палеомагнитный**. Палеомагнетизм – раздел земного магнетизма, изучающий геомагнитное поле геологического прошлого; дает возможность изучать эволюцию геомагнитного поля, определять положение континентов или их крупных глыб относительно друг друга и по отношению к полюсам в прошлые геологические эпохи, восстанавливать палеогеографические условия и т.п. (Четырехязычный..., 1980).

Весьма интересна и драматична судьба становления этого метода. В 1906 г. на одном из кирпичных заводов во Франции геофизик Бернар Брюнес, изучавший магнитное поле Земли, сделал открытие. Он установил, что когда только что обожженный кирпич остывал, то заключенные в нем обломки железистых минералов принимали ориентировку, параллельную силовым линиям геомагнитного поля Земли. При этом сам кирпич приобретал слабую намагниченность. Второе открытие Б. Брюнеса состояло в том, что в остывающих потоках вулканической лавы происходило то же, что и в остывающих кирпичах, – они намагничивались в соответствии с магнитным полем Земли¹. Таким образом, древние лавовые потоки должны содержать информацию по истории земного магнетизма.

При измерении ориентировки намагниченности лавовых потоков Брюнес установил, что некоторые из них намагничены в направлении, обратном современному геомагнитному полю. На этом материале Б. Брюнес пришел к выводу, что в определенные эпохи прошлого магнитное поле испытывало инверсии. Эта идея Б. Брюнеса показалась столь невероятной, что большинство современников геофизика отвергло ее.

В 1924 г. японский геофизик Мотонори Матуяма, изучив лавовые породы Японии и Кореи установил, что в четвертичный период магнитное поле Земли как минимум один раз меняло свою ориентировку на обратную. Работы Матуя-

¹Многие минералы и горные породы, содержащие железо и железо-титановые соединения, обладают свойством, известным под названием *ферромагнетизм*. При устранении намагничивающего поля эти вещества сохраняют некоторую остаточную намагниченность. Процесс намагничивания происходит тем легче, чем выше температура. При охлаждении вещества намагничивание закрепляется, это термоостаточная намагниченность (Олейников, 1987).

мы также были встречены со всеобщим скептицизмом.

Лишь в середине XX в. труды А.Н. Храмова в бывшем СССР, Мартина Руттена в Исландии, Айана Макдаугала и Дональда Гарлинга на Гавайских островах, а также специальные работы, проведенные в США Аланом Коксом и Ричардом Доуэллом, показали (Имбри, 1988):

1. В геологической истории Земли положение магнитных полюсов менялось неоднократно. Например: 1) в начале девона один из полюсов располагался на 28° с.ш. и 159° в.д. (район между Японскими и Марианскими островами), а в конце палеозоя – на 45° с.ш. и 165° в.д., что южнее Командорских островов (Подобина, Родыгин, 2000); 2) в конце последнего ледникового периода (15–12 тыс. лет назад) северный магнитный полюс располагался на востоке Северного Ледовитого океана, а в настоящее время – на северо-западе Гренландии (Борисенков, 1982).
2. А. Коксом и его соавторами установлена глобальная синхронность геомагнитных инверсий: каждая из них в любой точке планеты имела один и тот же возраст, что исключает возможность их самопроизвольности. К подобному выводу пришли и российские палеомагнитологи, построившие палеомагнитные шкалы палеозоя, мезозоя и кайнозоя на территорию России и ближнего Зарубежья (Олейников, 1987).

В 1963 г. А. Коксом на основе сопоставления магнитных данных по суше, гидромагнитной съемки и ее привязкой к абсолютному возрасту по данным бурения построена первая абсолютная шкала времени смены знака геомагнитного поля. Эта шкала была отражена в графической форме, где показано чередование периодов нормальной (прямой) полярности, совпадающей с современной, и обратной полярности, имеющей противоположный знак (Имбри, 1988). В дальнейшем она постоянно совершенствовалась на основе новых материалов. Последняя версия временной шкалы палеомагнитных аномалий охватывает интервал от 0 до 169 млн. лет и включает 34 аномалии кайнозойского возраста, аномалии М-О-М-38 мезозойского возраста и меловую эпоху спокойного поля (рис. 7).

Основными единицами палеомагнитной шкалы являются *эпохи магнитные, эпизоды, экскурсы* (рис. 8).

Эпохи магнитные характеризуются в основном одной полярностью и делятся от нескольких сотен тысяч лет до одного миллиона лет.

Эпизоды – кратковременные изменения геомагнитного поля внутри магнитных эпох. Длительность эпизодов – десятки – первые сотни тысяч лет. Экскурсы имеют еще меньшую продолжительность.

Магнитные эпохи кайнозойской эры нумеруют по порядку: от наиболее молодой к более древней. Интервалы нормальной полярности, характерные для современной эпохи (или эпохи Брюнеса) показывают более темным цветом, а обратной – полосами белого или светлого цвета.

В память о пионерах палеомагнитного метода текущий этап прямой полярности стали называть эпохой Брюнеса, а предшествующий ей этап обратной полярности – эпохой Матуямы. В ходе исследований было установлено, что внутри эпохи Матуямы имеется два коротких интервала прямой полярности –

эпизоды *Олдувей* и *Харамильо*. Первый, более древний (в интервале 1,67-1,87 млн. лет), назван по африканской долине, в которой он был впервые выделен. Второй, более молодой (в интервале 0,89-0,95 млн. лет), эпизод назван по речке в штате Нью-Мексико. Граница между эпохами Брюнеса и Матуямы датируется в 730 тыс. лет (рис. 8). С 2009 года граница между четвертичным и неогеновым периодами принята на уровне 2,58 млн лет, что соответствует границе между палеомагнитными эпохами Матуяма и Гаусс.

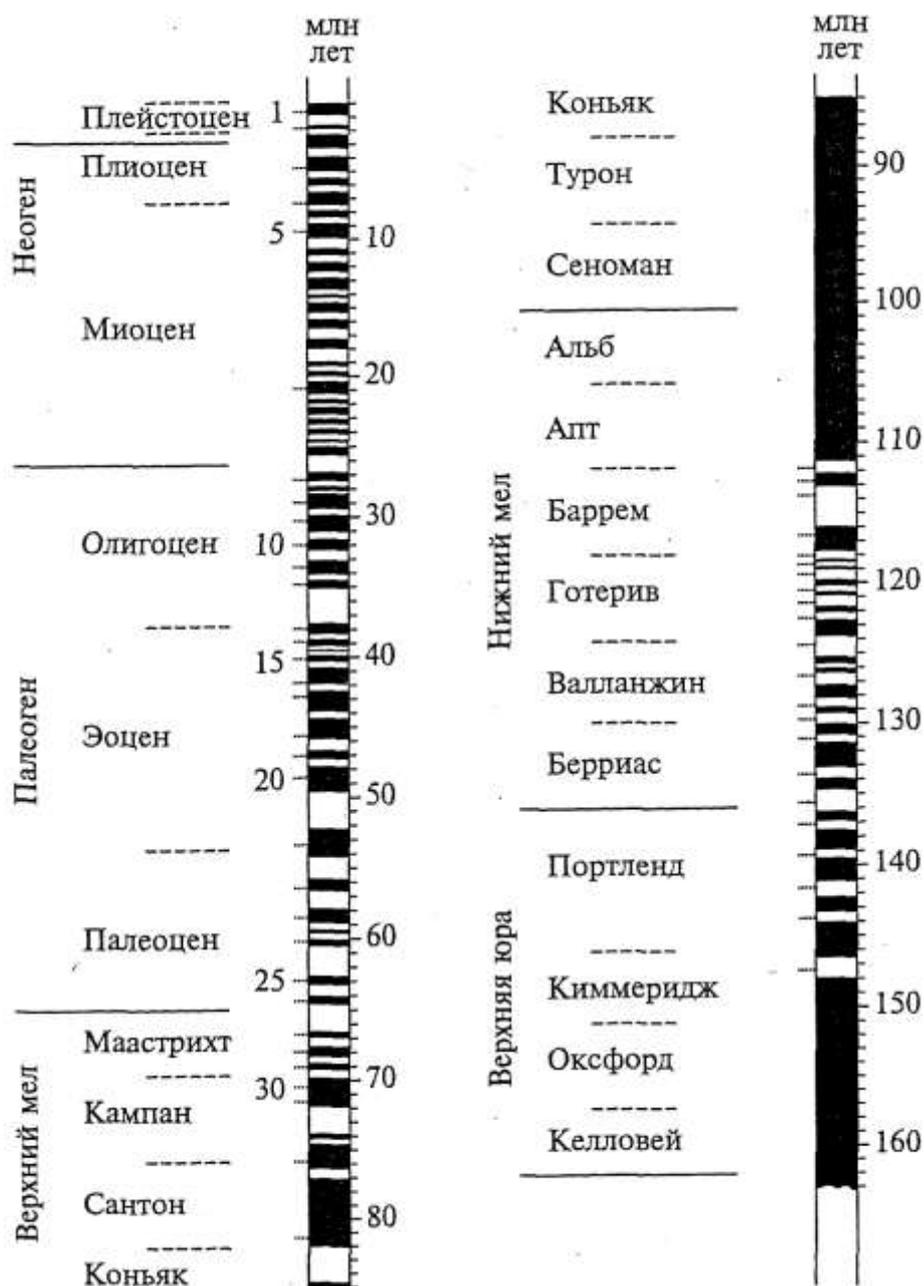


Рис. 7. Ламонтская палеомагнитная шкала. Полярности: светлый фон – прямая, темный – отрицательная (Свиточ и др., 2004).

Палеомагнитный метод трудоемок. Возраст границ палеомагнитных подразделений определяется радиологическими датировками (калий-аргоновый и др.). Магнитостратиграфия успешно используется в настоящее время для рас-

членения толщ горных пород и сопоставления фанерозойских отложений. Еще одним важным приложением палеомагнитных исследований является изучение палеогеографической и палеоклиматической зональности и ее эволюция. А также изучение горизонтальных тектонических движений. Наиболее благодатными для изучения палеомагнетизма являются красноцветные осадочные породы, бокситы, эффузивы основного состава и ряд других. На рисунке 9 показана палеомагнитная история Земли и изменение климата в конце четвертичного периода.

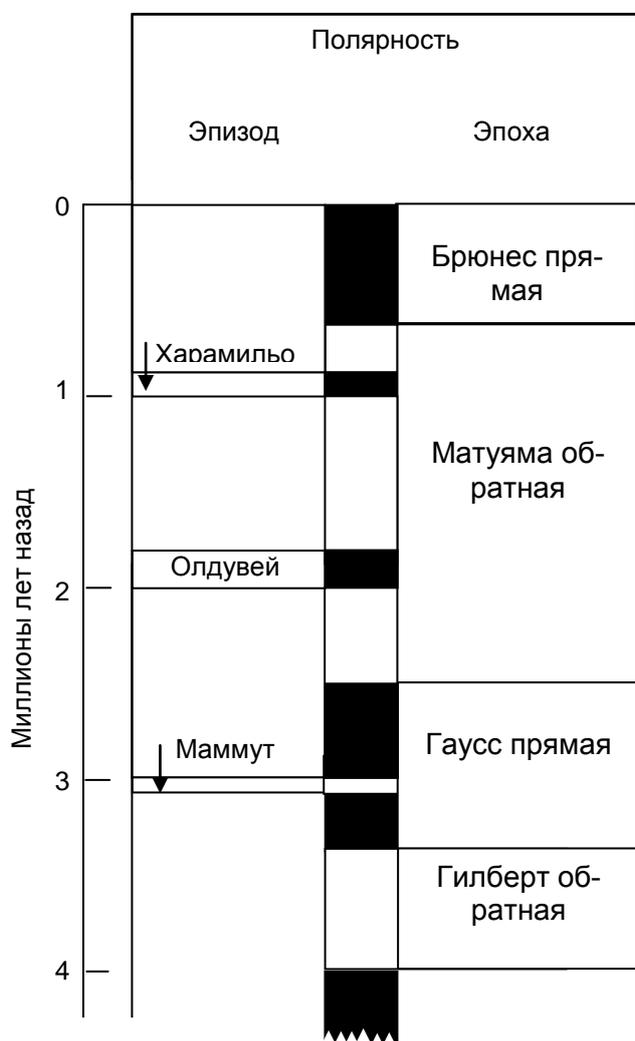


Рис. 8. Палеомагнитная история Земли в позднем плиоцене – плейстоцене (Имбри, 1988). Черными прямоугольниками показаны эпохи и эпизоды прямой (нормальной) магнитной полярности, белыми прямоугольниками – эпохи и эпизоды обратной полярности.

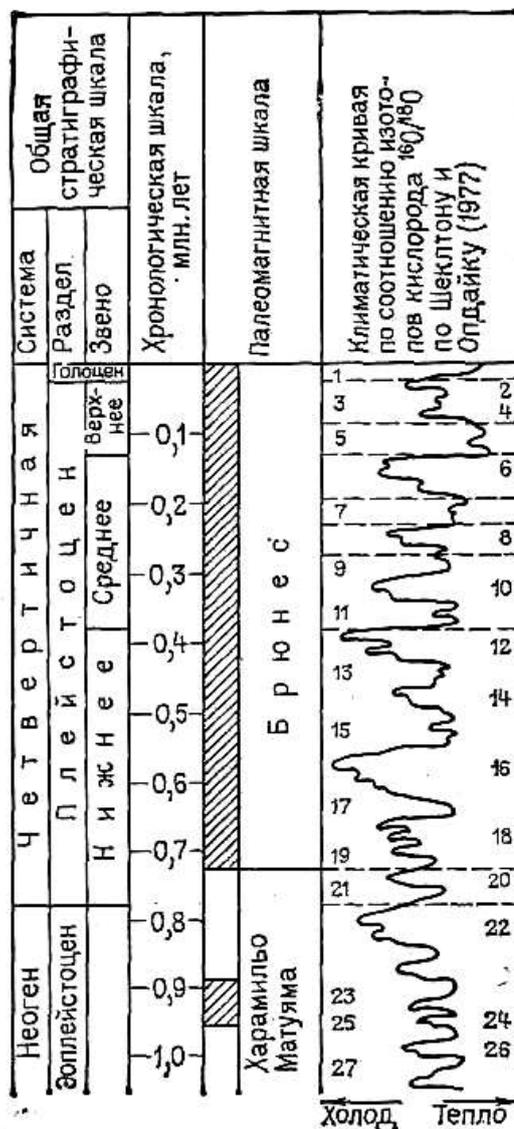


Рис. 9. Климатическая кривая в сопоставлении с геологическим временем (Кизевальтер и др., 1985). Цифры на кривой – изотопные «ярусы» Шеклтона: четные – криомеры, нечетные – термомеры.

Палеомагнитные исследования ведутся в настоящее время во многих странах и охватили территории всех континентов и акватории океанов. Сведения о положении полюсов Земли получены для отрезка времени от протерозоя до со-

временной эпохи.

Палеомагнитные наблюдения дают магнитную широту места и направление магнитного меридиана. Поэтому сравнение направлений первичной намагниченности разновозрастных горных пород по обе стороны от активной тектонической зоны позволяет определять вид деформации в этой зоне и размеры поворотов и смещений стабильных тектонических блоков (Храмов, 1964). Можно привести несколько примеров, реконструкций подобных движений; Испания по отношению к Франции повернулась в послетриасовое время против часовой стрелки почти на 30° ; впадина Красного моря образовалась в четвертичном периоде, при этом Аравия повернулась против часовой стрелки на 7° по отношению к Африке; в течение мезозоя-кайнозоя южная часть дуги Японских островов повернулась на запад на угол около 60° .

В целом установлено, что: 1) на протяжении эволюционного развития Земли геомагнитное поле непрерывно изменяло свою напряженность и направление; 2) кажущиеся миграции полюсов Земли связаны с перемещением в пространстве крупных блоков земной коры – *литосферных плит* (рис. 10); 3) помимо передислокаций масс суши и океана фиксируются и движения магнитных полюсов, обусловленные вариациями самого магнитного поля Земли. Оба типа движения полюсов создают достаточно сложную картину, но обычно исследуют среднее геомагнитное поле, в котором вариации нивелируются во времени; 4) в силу своих свойств ферромагнетики будут реагировать на воздействие высокой температуры вне зависимости от ее происхождения. Этот факт заинтересовал археологов, так как глина для изготовления керамических изделий почти всегда содержит ферромагнитные частицы. Установлено, что на протяжении исторического времени магнитное поле Земли изменялось; зная палеомагнитные характеристики археологического объекта иногда удается судить о его возрасте в пределах десятка последних тысячелетий (Олейников, 1987).

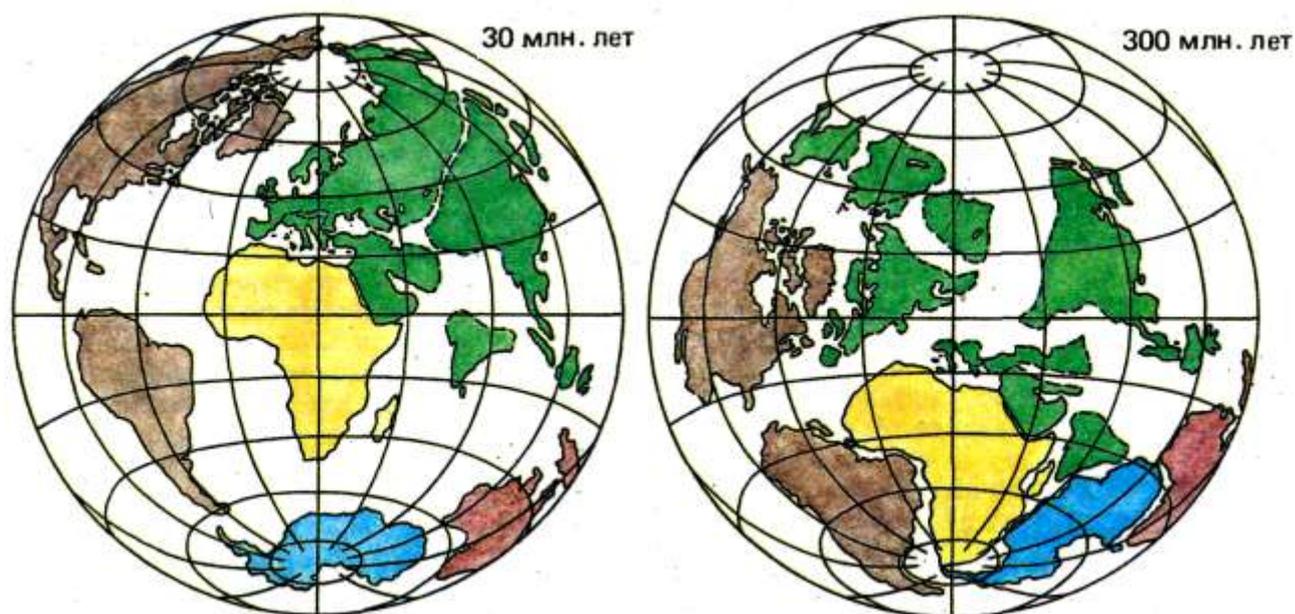


Рис. 10. Перемещение континентальных блоков. Реконструкции расположения материков в карбоне (300 млн. лет назад) и в палеогене (30 млн. лет назад) (Олейников, 1987).

5.2. Палеонтологические методы

Палеонтологические остатки в палеогеографических реконструкциях можно рассматривать с двух точек зрения – во-первых, *как часть древней географической среды* (с изучением состава и закономерностей пространственного распространения отдельных таксонов или целых флористических и фаунистических комплексов и их изменения во времени и пространстве); во-вторых, *как показатель (индикатор и инструмент для выявления) условий среды в геологическом прошлом*. Во втором подходе тесно переплетаются вопросы палеоэкологии и палеобиогеографии. Так как организм тесно связан с условиями обитания, а условия обитания, как правило, являются и условиями осадконакопления (в первую очередь для водных организмов), то собственно ископаемые остатки организмов и тафономические наблюдения для реконструкции географических условий являются одними из самых информативных. При этом, в процессе эволюции органического мира наблюдается история все более усложняющихся экологических отношений между организмами и окружающей средой. Это определяет необходимость с крайней осторожностью пользоваться методом актуализма при выявлении экологии вымерших организмов. Еще одним важным аспектом является прогрессивная эволюция органического мира со все большей дифференциацией и специализацией систематических групп и биоценозов, с постоянным усложнением этологических и экологических взаимоотношений и с нарастающей полнотой использования физико-географических условий на Земле.

5.2.1. Тафономические предпосылки использования остатков ископаемых организмов

Особенности захоронения организмов, обитающих в разных условиях, очень различны, подробно вопросы захоронения и сохранения различных ископаемых организмов разобраны И.А. Ефремовым (1950) и другими авторами (Янин, 1983; Материалы..., 1992; Очев и др., 1994). Главный вопрос палеогеографии в отношении палеонтологических остатков, на который должна ответить тафономия, является ли то или иное местонахождение переотложенным и каково это переотложение? Смежными вопросами являются: фациальная обстановка захоронения; причины и характер наблюдаемого площадного распределения остатков; способ и скорость погребения; разновозрастность остатков.

Можно выделить три основных категорий захоронений, значительно отличающиеся между собой и связанные с перечисленными выше вопросами.

1) *Захоронения морских беспозвоночных* (иногда включающих остатки позвоночных) отличаются значительным объемом органических остатков (вплоть до формирования органогенных горных пород). Видовой состав местонахождений может быть как большим, так и маленьким, сохранность остатков зависит от фациальных условий захоронения. При значительной насыщенности осадочных толщ остатками беспозвоночных, можно проследить динамику процесса осадконакопления в бассейне во времени и в пространстве. Как правило, в этих

местонахождения присутствуют только геологически одновозрастные остатки, переотложения из более древних отложений обычно распознаются довольно легко. Но переотложение остатков по латерали является распространенным, что приводит к смешению организмов экологически приуроченных к различным условиям обитания и затрудняет палеогеографические реконструкции.

2) *Захоронения наземных растений* представляют два типа – это *макроостатки и спорово-пыльцевые комплексы*. Макроостатки растений встречаются реже и, как правило, локализованы в определенных фациальных условиях. Переотложения макроостатков в более молодых породах практически не происходит, так как они легко разрушаются при разрушении вмещающей породы, возможно перезахоронение только полностью fossilized фрагментов стволов. Но эти остатки обычно легко распознаются. Видовой состав местонахождений растений, как правило, отражает не всю флору распространенную вблизи местонахождения, а растительную ассоциацию привязанную к конкретным ландшафтным условиям. Так как эти местонахождения формируются в водной среде, то и преобладать будут растения, произрастающие в околоводных условиях. При захоронениях же, из-за хорошей плавучести, растительные остатки могут переноситься водными потоками на значительные расстояния, что может приводить к ошибке в палеогеографических реконструкциях. Спорово-пыльцевые комплексы распространены гораздо чаще и представлены более разнообразным видовым составом, кроме того захоронения этих остатков могут происходить в различных фациально-генетических типах отложений. Но из-за возможностей дальнего ветрового, водного и животного переноса эти местонахождения могут иметь «смешанный» состав, включая в себя виды из различных растительных ассоциаций, часто удаленных друг от друга на значительное расстояние. Подробный тафономический анализ растительных остатков, с выделением типов захоронений, рассмотрением их структуры и других особенностей, предложен Г.П. Радченко (1964).

3) *Захоронения наземных позвоночных и насекомых* встречаются относительно редко (особенно насекомых). Но из-за значительной связи позвоночных и насекомых с определенными типами растительности и ландшафтов, их значение для палеогеографических реконструкций суши являются очень важными. Остатки наземных животных встречаются в относительно тонких осадках – песках, алевролитах и глинах (иногда в лёсах), насекомые еще в янтаре, в грубообломочных отложениях могут встречаться редкие обломки костей и зубов. Остатки позвоночных могут встречаться как в виде скоплений, так и отдельными костями или зубами, но породообразующими они не бывают. Наиболее информативными являются многовидовые местонахождения, в которых может насчитываться до 20 и более видов ископаемых позвоночных. Длинные кости являются хорошими индикаторами течений, степень полноты скелетов и сохранность костей хорошо указывают на условия захоронения. Следы окатывания, погрызов, шелушение и пр. говорит о том, захоронение произошло не сразу или медленно¹. Перенос остатков водными потоками в виде трупов или отдельными

¹Но не более 3-5 лет, так как на открытом воздухе кости разрушаются очень быстро.

костями происходит на относительно не большое расстояние (от нескольких десятков метров до 10-15 км), поэтому для палеогеографических реконструкций это не дает большой ошибки. Переотложение остатков в более молодые осадки возможно и это может затруднять биостратиграфический анализ, особенно четвертичных отложений.

Сохранность палеонтологического материала, в значительной степени влияет на достоверность определений остатков и соответственно качество палеоэкологического анализа и палеогеографических реконструкций. При этом изучение только одних определенных палеонтологических остатков является недопустимым, так как сужает возможности выявления тафономических закономерностей.

Растительные макроостатки чаще всего представляют собой небольшие обломки растений, часть из которых остается до настоящего времени ненадежно связанными, а то и совсем не связанными со всем растением. И чем древнее ископаемые остатки, тем эта проблема актуальнее, в еще большей степени это касается спорово-пыльцевых комплексов. Г.П. Радченко (1964) предлагает обращать внимание на следующие особенности сохранности растительных остатков в местонахождениях: 1) преобладающие формы сохранения остатков (внутренние ядра, скульптурные ядра, настоящие окаменелости, настоящие фитолеймы, отпечатки с углистой корочкой, отпечатки без углистых остатков и т.д.) с выделением среди них двух основных типов: объемных и плоскостных; 2) преобладающие размеры объемных и плоскостных остатков; 3) формы трансформации, т.е. степени раздробленности, деформации и окатанности (выражающейся, в том числе, и в степени декортированности) различных по форме сохранения остатков; 4) положение в слое остатков, представленных различными формами сохранности; 5) каким частям растений соответствуют те или иные формы сохранности; 6) каким систематическим группам соответствуют те или иные формы сохранности и трансформации остатков (с учетом относительного количества таковых).

Захоронения остатков планктонных, псевдопланктонных и нектонных морских организмов всегда аллохтонны, переносятся на значительные расстояния. На больших глубинах их накопление и захоронение связаны с уникальной «*решиёткой выборочности*» - эффектом растворения карбонатных скелетных образований. Это явление связано не только с глубиной бассейна, но и с тем климатическим поясом, в котором бассейн или его часть расположены. Анализ захоронений бентосных беспозвоночных требует детального литолого-фациального и тафономического исследования. Эти захоронения могут быть как автохтонными, так и аллохтонными. Для выяснения типологии необходимо обращать внимание на: 1) преобладающие формы сохранения остатков (внутренние ядра, скульптурные ядра, настоящие окаменелости (полные скелетные остатки или фрагментарные), ихнофоссилии¹ и т.д.); 2) преобладающие размеры остатков;

¹Ихнофоссилии – следы жизнедеятельности, к ним относятся следы ползания и хождения (отпечатки ног и тел), зарывания, сверления, погрызы (включая сверление и растворение скелетов других организмов), капролиты и пр. Для палеогеографических реконструкций следы ползания, зарывания и сверления указывают только на автохтонное захоронение этих остатков и указывать на особенности бассейна, тип осадка и скорость осадконако-

3) формы трансформации, т.е. степени раздробленности, деформации и окатанности различных по форме сохранения остатков; 4) выявление возможных причин трансформации – деформации после захоронения или во время захоронения, раздробленность за счет абиотических процессов или деятельности других организмов; 5) положение в слое остатков, представленных различными формами сохранности; 6) каким систематическим группам соответствуют те или иные формы сохранности и трансформации остатков (с учетом относительного количества таковых).

Наземные позвоночные, обладая сложносоставным скелетом, редко дают местонахождения из «полных» скелетов. При этом необходимо отметить, что даже отдельно взятая кость (а часто даже фрагмент кости) являются очень информативными. При высокой степени изученности тех или иных видов по фрагментарному материалу можно выяснить, какому животному он принадлежал (вплоть до индивидуального возраста и половой принадлежности), как быстро происходило захоронение (по цветовой окраске, окатанности, следам травления на поверхности, погрызам хищников, погрызы грызунами могут быть выполнены и после захоронения) и др. Условно инситами для позвоночных могут быть местонахождения отдельных костей крупных животных, если они не несут следов значительного переноса и переотложения. Это связано с тем, что крупные скелеты захораниваются медленно и испытывают разрушение на отдельные части до погребения, при этом отдельные кости могут быть первично перенесены от места гибели животного на относительно небольшое расстояние. Или значительная часть скелета может быть разрушена. Для геологического времени это захоронение будет синхронным с временем гибели самого животного. А перенос отдельных костей совершается в пределах ареала обитания животного. Захоронения мелких позвоночных, как правило, представлены зубами, реже челюстями и другими костными остатками, их также можно считать инситами по географическому и хронологическому признаку, так как при дальнем переносе или переотложении эти остатки очень легко разрушаются.

Учет качественных и количественных соотношений в ископаемых фаунах и флорах. Благодаря такому учету можно выяснить палеогеографические особенности разных частей единого водоема даже в тех случаях, когда в нем отлагались литологически весьма сходные осадки (Геккер, Осипова, 1964). Необходимо обращать внимание на богатство или бедность родового и видового состава фаун, на преобладание отдельных форм, а также на отсутствие некоторых характерных групп фауны или флоры. Учет всех этих данных очень важен для установления солености древних водоемов (нормально-морские, опресненные или осолоненные), выявления отличий условий осадконакопления в разных частях этих древних бассейнов, определения положения береговых линий, глубин, газового режима, скорости накопления осадков и др. В современных нормально морских бассейнах таксономическое разнообразие бентосных фаун фиксируется на разных уровнях, но каждый род и вид представлен сравнительно небольшим числом особей. В водоемах с неблагоприятными усло-

виями сокращается таксономическое разнообразие фауны, но отдельные рода и виды бывают представлены большим количеством экземпляров.

Особенности видового состава (количественные и качественные параметры) для крупных наземных позвоночных возможно изучать только в крупных многовидовых местонахождениях. В любом случае особенностью таких местонахождений будет определенная экологическая выборочность по отдельным видам животных: наиболее многочисленными останки будут принадлежать видам, обитающим на прибрежных территориях, ведущих полуводный образ жизни или периодически посещающих водоемы (в том числе осуществляющие массовые миграции). Останки видов тяготеющих к междуречным и особенно аридным пространствам, будут малочисленны, даже не смотря на их массовость в естественных условиях. Например, останки сайги в позднечетвертичных местонахождениях Западно-Сибирской равнины составляют десятые доли процентов, но это массовый вид, обитающий многотысячными стадами на открытых степных пространствах. Очень важными для палеоэкологического и палеобиогеографического анализа являются исследования индивидуального возраста останков по отдельным видам животных. Для некоторых видов млекопитающих уже очень хорошо изучено индивидуальное развитие (мамонты и копытные мамонтовой фауны), что позволяет делать предположение о продолжительности миграций, времени появления детенышей, ландшафтах, увлажненности, осадках и пр.

5.2.2. Палеоэкологические предпосылки использования остатков ископаемых организмов

Внешний вид, строение, образ жизни организмов диктуются условиями среды обитания. Для современных организмов эти связи выясняются путем прямого наблюдения или экспериментов, причем исследователь знает в первую очередь сами условия среды, а выясняет следствия их воздействия. В палеоэкологии, через метод актуализма, решается обратная задача. В руки палеонтолога попадают уже результаты бывших (древних) воздействий условий среды – собственно палеонтологические останки. На основании сложного комплекса методов изучения состава, морфологии, образа жизни различных систематических групп организмов и их фациальной приуроченности восстанавливают условия среды обитания. При этом надо учитывать, что строение организмов и их образ жизни менялись не только в зависимости от условий среды, но и от индивидуального развития. Некоторые водные беспозвоночные (как морские, так и пресноводные), насекомые и низшие позвоночные от личиночной стадии до взрослой особи проходят через разные условия экологического развития. Например, большинство морских беспозвоночных в личиночную стадию обитали на поверхности моря, а затем опускались на дно, а остальные начальный период своей жизни проводили только на дне моря. Некоторые насекомые в личиночной стадии пребывают в водоемах или почве, а во взрослом состоянии на открытом воздухе. Для этого в местонахождениях требуется выявление и учет особей разного индивидуального возраста или разных стадий развития в тех или иных систематических группах.

Организмы разных систематических групп могут одинаково реагировать на факторы среды обитания, в результате чего возникает конвергентное сходство морфологических признаков. Поэтому выявление конвергенции должно проводиться совместно изучением особенностей самой среды.

Условия среды обитания всех организмов делятся на две группы – *абиотические факторы* (физико-географические, физико-химические, воздействия со стороны не живой природы) и *биотические факторы* (воздействия со стороны других организмов). К абиотическим факторам морской (и озерной) среды относятся: тип осадка, рельеф дна, его обнаженность, соленость, глубина, газовый режим, температура, режим волнения (Славин, Ясаманов, 1982). Основными абиотическими факторами распределения наземных позвоночных и насекомых являются: ландшафт, субстрат (почвы), влажность (и ее сезонное распределение), температура (как среднегодовая, так ее максимальные и минимальные инверсии), свет, ветер, а для позднего кайнозоя важную роль играет снеговой покров (Шпанский, 2005). В процессе палеоэкологических исследований выявляется максимальное и минимальное воздействие перечисленных факторов на организмы. Одни организмы могут развиваться в достаточно широком диапазоне колебаний абиотических факторов – их называют эврибионтными, другие наоборот имеют очень узкую специализацию и адаптацию – стенобионтные (табл. 5).

Таблица 5. Типизация организмов по отношению их к абиотическим условиям среды обитания

Условия среды обитания	Отношение организмов к условиям среды	
	широкое	узкое
Глубина	Эврибатные	Стенобатные
Насыщенность кислородом	Эвриоксигенные	Стенооксигенные
Соленость	Эвригалинные	Стеногалинные
Температура	Эвритермные	Стенотермные ¹
Свет	Эврифотные	Стенофотные
Влажность	Эвригигробионтные	Стеногигробионты ²
Снег	Хионофилы	Хионофобы
Тип грунта (осадка – для водных организмов)	Эвритопные (эврифациальные)	Стенотопные (стенофациальные)

Следующим уровнем палеоэкологических исследований является установление биотических связей, т.е. выявление древнего биогеоценоза (или экосистемы). На основании тафономического и палеоэкологического анализов устанавливается группа взаимосвязанных между собой и условиями среды обитания организмов. При этом не учитываются переотложенные в пространстве и во времени остатки и выявляются таксоны *эндемики* (*реликты и неоэндемики*),

¹Стенотермные – делятся на криофильных или термофобных, предпочитающих холод и термофильных, предпочитающих тепло.

²Стеногигробионты: могут быть влаголюбивыми и сухолюбивыми. Влаголюбивые: гигрофилы – животные живущие в условиях высокой влажности; гигрофиты – наземные растения, живущие в условиях избыточной влажности; гидатофиты и гидрофиты – растения целиком или частично погруженные в воду. Сухолюбивые: ксерофилы и ксерофиты – животные и растения аридных местообитаний.

космополиты, мигранты, доминанты и эдификаторы. По морфологическим признакам (обусловленным экологическими особенностями среды обитания и этологическими взаимоотношениями) устанавливается образ жизни того или иного животного или растения. Эти вопросы подробно рассмотрены в специальной литературе Д. Рауп, С. Стэнли (1974), В.И. Славин, Н.А. Ясаманов (1982), Л.И. Невеская (1998, 1999) и многих других.

Так как мы имеем дело с отложениями сформированными не мгновенно, а в течение какого-то интервала времени, то при детальном послойном изучении можно установить динамику экосистемы во времени, по изменениям качественных и количественных параметров остатков, видового состава, пространственного распространения.

В целом для реконструкций ландшафтов суши необходимо использовать комплексный палеонтологический подход – сочетание информации как по растительным остаткам, так и по наземным позвоночным и желательно еще с привлечением данных по насекомым, остракодам и моллюскам. А также сопоставлять полученные результаты с литолого-тафономическими данными изученных местонахождений. Наиболее полноценные результаты достигаются при изучении целой серии разновозрастных местонахождений, в том числе приуроченных к различным фациально-генетическим типам осадков.

Для морских бассейнов наиболее ценные для палеогеографии результаты получаются при сопоставлении материалов палеоэкологии, тафономических наблюдений и фациально-генетического анализа по нескольким разрезам одной и той же толщи, характеризующим различные участки одного бассейна седиментации или одной структурно-фациальной зоны. Затем следует проводить сравнение между различными бассейнами или зонами.

Для выяснения палеогеографических условий континентальных обстановок четвертичного периода большое значение имеет изучение спорово-пыльцевых комплексов, диатомовой флоры, пресноводных и наземных моллюсков, остракод и фауны млекопитающих; для палеогеографических реконструкций морских обстановок наибольшее значение имеют морские моллюски и фораминиферы. Ниже приведена краткая характеристика этих методов как в применении для четвертичного периода, так и для более древних обстановок.

Анализ малакофауны. В настоящее время известно несколько десятков тысяч видов моллюсков, населяющих различные водоемы и сушу. В ископаемом состоянии моллюски установлены с раннего палеозоя и включают около 50 тыс. вымерших видов. При массовом захоронении раковин они могут быть породообразующими. Руководящую роль для стратификации вмещающих отложений и палеогеографических реконструкций моллюски приобретают со среднего палеозоя. Для морских бассейнов мезозоя и кайнозоя особенно важны двустворчатые и брюхоногие моллюски. В плейстоценовых отложениях они присутствуют в разных количествах почти повсеместно. Особенно многочисленны они в осадках окраинных морей и внутриконтинентальных водоемов. Наземные моллюски многочисленны и в верхней части почв, почвенной подстилке и нижнем ярусе растительности. Присутствие раковин моллюсков установлено также в лёссах, лессовидных и мореноподобных суглинках.

По условиям обитания – основному критерию палеогеографических реконструкций – *моллюски разделяются на морские, солоноватоводные, пресноводные и наземные формы, имеющие разные темпы эволюционного развития.* Наиболее интенсивное формообразование отмечается у солоноватоводных и наземных моллюсков, наименьшее – у морской фауны. Все это определяет возможности использования разных групп моллюсков для целей диагностики и корреляции палеогеографических событий (Вронский, Войткевич, 1997).

Морские моллюски в современных и позднекайнозойских бассейнах – преобладающая группа шельфовых бентосных организмов, где составляют основу биомассы и обычно являются руководящими (*index fossils*) формами биоценозов. По смене ископаемых комплексов диагностируются такие палеогеографические события, как потепление и похолодание вод, изменение уровня моря, проникновение холодных либо теплых течений, существование проливов и сухопутных порогов.

Солоноватоводные моллюски – это малакофауна, обитающая в морях с пониженной соленостью (ниже 22-27‰). Типичная солоноватоводная фауна – каспийские моллюски рода *Didacna*, появившиеся с начала плейстоцена. Для дидакн характерны большая изменчивость по геологическому разрезу и высокие темпы видо- и формообразования (рис. 11). По существу каждая плейстоценовая трансгрессия Каспия охарактеризована своим комплексом дидакн, что позволяет однозначно стратифицировать древнекаспийские отложения, определять соленость Каспия, устанавливать размеры трансгрессий и эпохи существования древнего Понто-Каспийского пролива.

Пресноводные моллюски обитают в разнообразных континентальных водоемах, что позволяет по их присутствию и составу устанавливать характер древних вод – стоячих (застойных) и проточных, холодных и теплых, мелких и глубоких, особенности грунтов и содержание солей.

Наземная малакофауна, заселяющая разнообразные ландшафты от лесов и лугов до пустынь и горных вершин, представлена классом брюхоногих (гастроподы) моллюсков. Их анализ помогает реконструировать этапы континентального развития территории и существования определенных биотопов, приземную температуру и влажность, характер грунтов и рельефа местности.

Богатый материал для палеогеографических реконструкций дает анализ микрофауны – фораминифер и остракод. Фораминиферы распространены в различных морских бассейнах как теплых, так и холодных, а поэтому их комплексы имеют важное значение для реконструкций морских обстановок. Остракоды широко распространены в континентальных водоемах различной глубины и температуры. Но из-за своей довольно четкой экологической приуроченности дают важную информацию по физико-географическим условиям среды обитания.

Микропалеонтологические свидетельства дают возможность диагностировать характер и динамику изменения палеотемператур и палеосолености древних бассейнов, их уровня и наличия течений и связей между водоемами (см. раздел 6.3.).

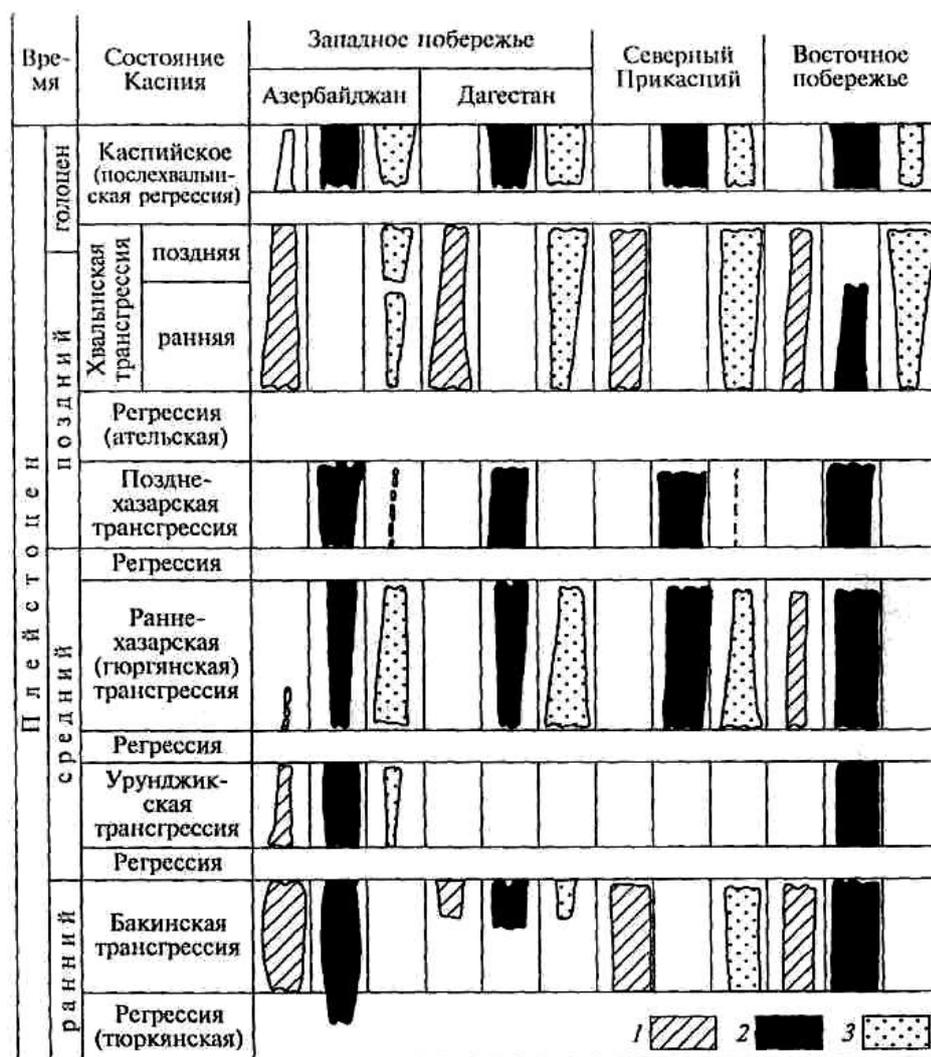


Рис. 11. Развитие групп дидакн в плейстоцене (Вронский, Войткевич, 1997): 1 – *Catillus*; 2 – *Crassa*; 3 – *Trigonoides*.

Обилие микрофаунистических остатков в морских осадках позволяет на основе их анализа составлять карты природной зональности акватории океана и делать возрастные срезы по ряду определенных водных параметров (температуре, солености воды и т.д.). При корреляции палеогеографических событий «континент – шельф – океан» по остракодам можно получать непрерывные корреляционные ряды, отражающие состояние биотопов в системе океан – море – лагуна – озеро – река.

Анализ фауны крупных и мелких млекопитающих имеет большое значение при диагностике палеогеографических событий. Изменения в этой группе животных, связанные с эволюцией природной обстановки плейстоцена, выражаются в неоднократной смене фаунистических комплексов и в филогении млекопитающих, особенно мелких (рис. 12). Благодаря этому многие из них показательны, типичны для определенных хронологических и ландшафтных обстановок (слоны, мамонты, носороги, бизоны, лошади). Особенно это относится к мелким млекопитающим, заселяющим почти все природные зоны материков от арктической тундры до пустынь и высокогорий. Многие из них (лемминги, рыжие полевки, суслики, тушканчики и т.д.) являются узкоспециализи-

рованными к определенным условиям окружающей среды (являются стенобиотными) и служат хорошими индикаторами природных условий прошлого.

Для очень многих видов наземных тетрапод решающее значение в их распределении имеет *субстрат*, на котором они живут. Таким образом, следует рассматривать почвы с двух точек зрения: 1) как место жилья, где роются норы, делаются укрытия и где добывается пища, и 2) как субстрат, по которому животное передвигается. С составом почв и с субстратами вообще особенно тесно связаны быстро бегающие и роющие животные. У первых чрезвычайно резко и быстро изменяются конечности, а у вторых изменения бывают часто еще более сложными – изменяется строение конечностей, их длина и даже вся форма тела. Различные типы почв по-разному реагируют на нагревание и охлаждение, играя важную роль в образовании микроклимата. От почв зависит тот или иной растительный покров, химизм почв (в том числе и степень засоленности) воздействует через поедаемую растительность на рост и строение скелета.

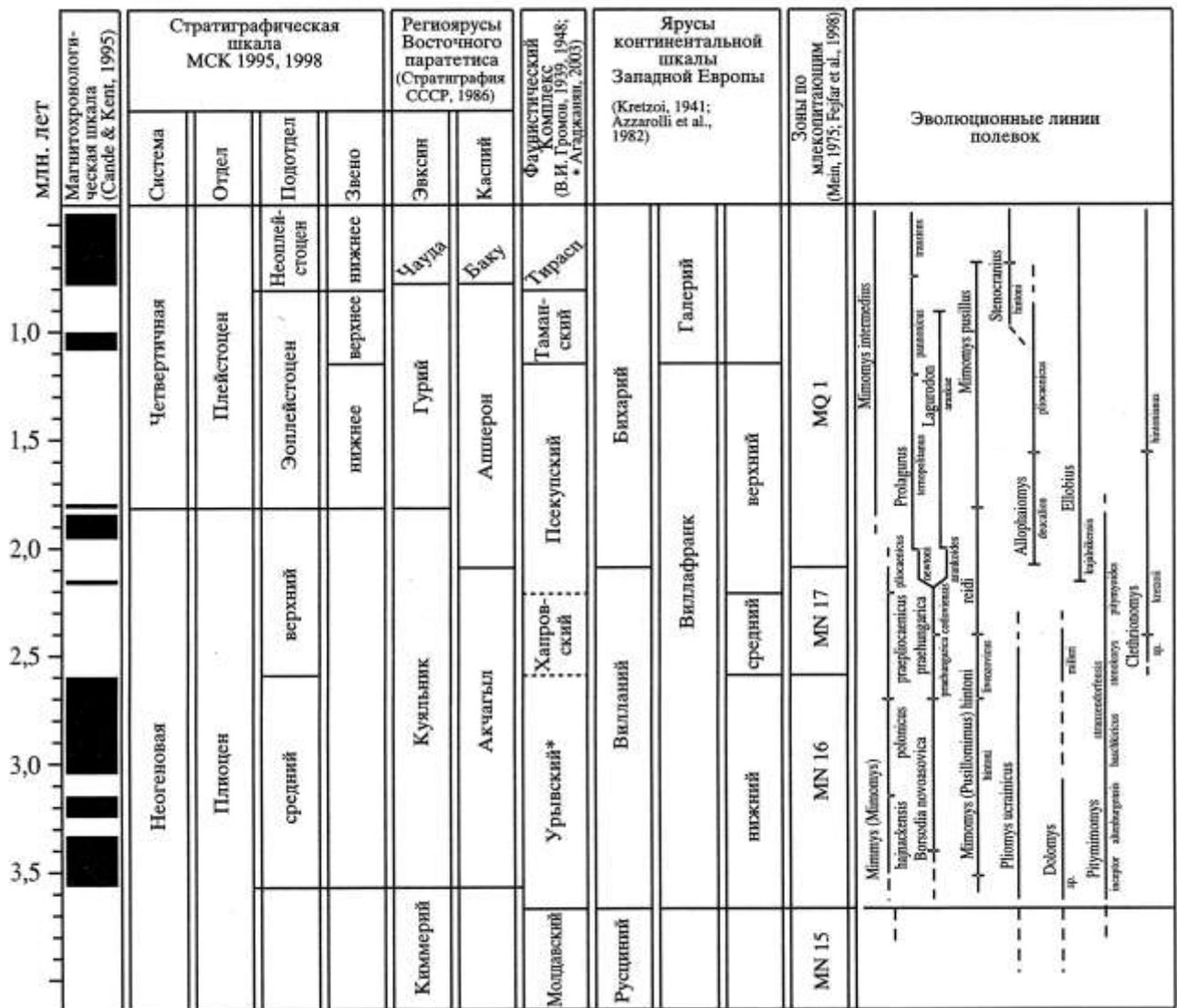


Рис 12. Основные филетические линии полевок и зоны млекопитающих среднего плиоцена – эоплейстоцена Русской равнины (Тесаков, 2004).

Важно отметить, что мелкие млекопитающие интенсивно эволюционировали и на протяжении последнего миллиона лет среди некоторых филогенетических линий отмечается до семи эволюционных стадий, прослеживаемых по строению черепа и зубного аппарата.

При реконструкциях и корреляции окружающей обстановки по млекопитающим один из наиболее сложных моментов – вопрос об асинхронно-синхронности возникновения и эволюционных изменениях среди комплексов животных, отмечаемых в разных регионах (рис. 13).

Большие возможности по диагностике и корреляции палеогеографических событий дает использование палеофлористического материала, особенно спор, пыльцы и диатомей.

Горизонт	Фундаментальный комплекс	Саблезубый тигр		Гиппопотам		Гилпаррон		Мастодонт		Древний слон		Носорог Мерка		Шерстистый носорог		Верблюд Кнобтоха		Овцебык		
		Европа, Северная Африка, Китай	Западная Европа, Восточная Европа, Кавказ, Северная Африка	Западная Европа, Восточная Европа, Африка	Евразия, Америка	Западная Европа, Восточная Европа	Западная Европа, Восточная Европа, Китай, Северная Африка	Европа, Восточная Сибирь, Китай	Европа, Казахстан	Западная Европа, Восточная Европа, Восточная Сибирь										
Современный (голоцен)	Современный																			
Валдайский (висла)	Верхнепалеолитический																			
Мгисский (эем)																				
Днепропровский (Заале)	Хазарский																			
Лихвинский (Гольштейн)	Сингильский																			
Окский (Эльстер)	Тираспольский																			
	Таманский																			
	Хапровский																			

Рис. 13. Разновременность появления и исчезновения некоторых животных в различных природных областях Северного полушария в четвертичном периоде (Марков и др., 1967).

Спорово-пыльцевой метод (палинологический) широко используется для палеогеографических реконструкций континентальных обстановок. Этот метод из серии микропалеонтологических методов, удобен тем, что объектом исследования являются микроостатки (пыльца и споры) высших растений, в значительном количестве присутствующие во многих типах континентальных осадков. А поэтому их можно извлекать не только при прямом доступе к горным породам, но и из керна скважин. Анализ состава ископаемых палеофлор и палиноспектров позволяет достоверно реконструировать состав палеофлоры, зональный тип растительного покрова, сукцессии фитоценозов, фациальную обстановку осадконакопления, типы климатов и получить количественную ин-

формацию о ряде климатических параметров (температура, влажность и т.д.).

Для определения типа растительного покрова необходимо иметь следующие данные: 1) систематический состав древней флоры и количественные соотношения основных таксономических групп в спорово-пыльцевом комплексе; 2) представления об основных особенностях произрастания тех или иных групп растений и их экологических ассоциациях; 3) возможность учета способности спор и пыльцы к переносу; 4) представление о палеогеографических условиях района захоронения; 5) литологический и геохимический характер типов осадков, вмещающих спорово-пыльцевой комплекс, и особенности процессов химического выветривания (Славин, Ясаманов, 1982).

Ограничением для применения спорово-пыльцевого метода в палеогеографических реконструкциях являются: 1) переотложение и привнос спор и пыльцы; 2) морфологическая изменчивость; 3) несоответствие ископаемых комплексов составу реальных растительных ассоциаций (различная сохранность остатков, пыльценосная продуктивность и пр.); 4) ареалы растений более узкие, чем ареал разноса пыльцы. Еще одним ограничивающим фактором является отсутствие чёткой систематической связи между спорами и пыльцой с одной стороны и собственно их носителями, по которым строится естественная классификация растений. Чем древнее изучаемые комплексы, тем больше таксонов являются «условными» объединяемыми в искусственной классификации. Для стратиграфии это не принципиально, так как важна чёткая привязка по геологическому возрасту, но для палеогеографии такие остатки не дают необходимой информации о климате, ландшафтах, направлении и силе ветра и пр. Эту информацию могут дать только макроостатки и споры и пыльца систематически привязанные к ним, поэтому достоверные результаты можно получать для кайнозоя, в особенности для четвертичного периода, так как для этого времени уже можно провести сопоставление остатков с современными растениями.

Диатомовый анализ основан на исследованиях одноклеточных низших растений (водорослей) и применяется для отложений позднего кайнозоя. В современной морской флоре в высоких и умеренных широтах они составляют до 80% общего систематического состава фитопланктона. В континентальных водоёмах умеренных широт диатомеи играют ведущую роль в формировании биомассы водорослей. Зональные виды диатомей в донных осадках различных водоемов сменяются в определенной последовательности и маркируют палеогеографические ситуации, которые можно коррелировать в определенных пределах. Основой для корреляции событий плейстоцена может служить палеоклиматический критерий, базирующийся на представлениях о повсеместных, синхронно проявляющихся похолоданиях и потеплениях климата Земли. Затруднения возникают при сопоставлении событий во внеледниковой зоне Евразии (юг Западно-Сибирской равнины, Приазовье, Заволжье, низменная часть Средней Азии). Выделение в этих регионах эпох похолоданий, синхронных с оледенениями более северных территорий, крайне затруднено, поскольку развитые здесь отложения представляют последовательное чередование разного количества «теплых» и «холодных» лёссов, глин, песков и погребённых почв, содержащих полупустынные, степные и лесостепные спорово-пыльцевые спек-

тры, отражающие в основном колебания влажности, а не температур.

5.3. Методы реконструкции палеоклимата

5.3.1. Факторы, определяющие климат

Температурные режимы разных климатических зон и свойственные им балансы влаги в основном определяются астрономическими условиями существования Земли: наклоном ее оси к эклиптике, обращением вокруг Солнца, вращением вокруг своей оси и получением энергии от Солнца. Эти факторы существовали всегда и были достаточно устойчивыми и поэтому действовали в направлении создания одной и той же планетарной системы циркуляции воздушных масс и режима атмосферных осадков. Вторым важным климатическим фактором является влагооборот (складывающийся из испарения, конденсации, общего количества атмосферных осадков, распределении их в течение года, форма выпадения – жидкая или твердая), зависящий от рельефа местности и удаленности её от крупных акваторий. Эти два базовых климатических фактора являются основой для выделения климатических типов седиментации (табл. 6).

Таблица 6. Сочетание климатических факторов и производные типы седиментации

Факторы	Гумидный	Аридный	Ледовый	Перигляциальный
Температура	+	+	—	—
Влагооборот	+	—	+	—

В условиях жаркого *тропического климата* в воздухе содержится до 4% водяного пара (по объему), а в холодном – 0,01%. Основная масса водяного пара находится в нижних слоях тропосферы (до 2-3 км). В этих местах количество осадков будет значительно большим, чем в более высоких широтах, где температура ниже.

В поясах *субтропического* повышенного атмосферного давления при нисходящем движении, обуславливающим уплотнение и нагрев, воздушные массы (уже освободившиеся от основной влаги при предшествующем подъеме) не должны давать осадков. В таких районах существуют условия, при которых атмосферных осадков выпадает меньше, чем испаряется. В этих зонах часто расположены пустыни.

Если бы не геологические причины, то на Земле существовал бы очень симметричный и закономерный климат. Прежде всего, на Земле неравномерно распределены суша и водные пространства, во-вторых, поверхность суши сильно дифференцирована. Это влияет на степень нагрева поверхности, воздуха и на распределение движения воздушных масс, а также океанических течений. Горные цепи вызывают существенное перераспределение атмосферных осадков в связи с подъемом при подходе к ним воздушных масс, охлаждением и освобождением от основной массы влаги. В результате наветренные склоны характеризуются повышенным выпадением атмосферных осадков, а подветренные,

наоборот, пониженным.

Геологические (биогеохимические по Вернадскому) причины могут приводить и к изменениям общеземного климата вследствие изменения состава атмосферы. В настоящее время около 22% падающего на Землю солнечного излучения поглощается в атмосфере и около 33% отражается в космическое пространство поверхностью Земли, атмосферой и облаками. Эти 33% составляют *альбедо* Земли. Оставшиеся 45% излучения поглощается поверхностью Земли.

Общеземные изменения климата вызываться и астрономическими причинами: изменениями интенсивности излучения Солнца, неодинаковой потерей лучистой энергии Солнца на пути от него к Земле, изменениями формы орбиты Земли с периодом порядка 90 тыс. лет. Такие циклы длительностью около 100 тыс. лет зафиксированы в четвертичных отложениях Индийского океана. Их связывают с астрономическими циклами изменения земной орбиты от почти круговой к эллиптической. Периоды с холодным климатом совпадают с временем существования круговой орбиты. Во время эллиптической орбиты Земля находится ближе к Солнцу сравнительно большее время и климат теплее.

Более мелкая цикличность климатических изменений – около 42 тыс. лет. Предполагают, что она связана с изменениями наклона земной оси относительно плоскости эклиптики. За время каждого такого цикла угол наклона оси вращения Земли меняется от $22^{\circ}10'$ до $24^{\circ}30'$, при малом угле наклона существуют более холодные климаты, а при большом – с более теплыми летними сезонами, но и более холодной зимой. Максимальный наклон был около 9 тыс. лет назад. Сейчас на Земле теплый период ледниковой эпохи, но орбита Земли становится более круговой.

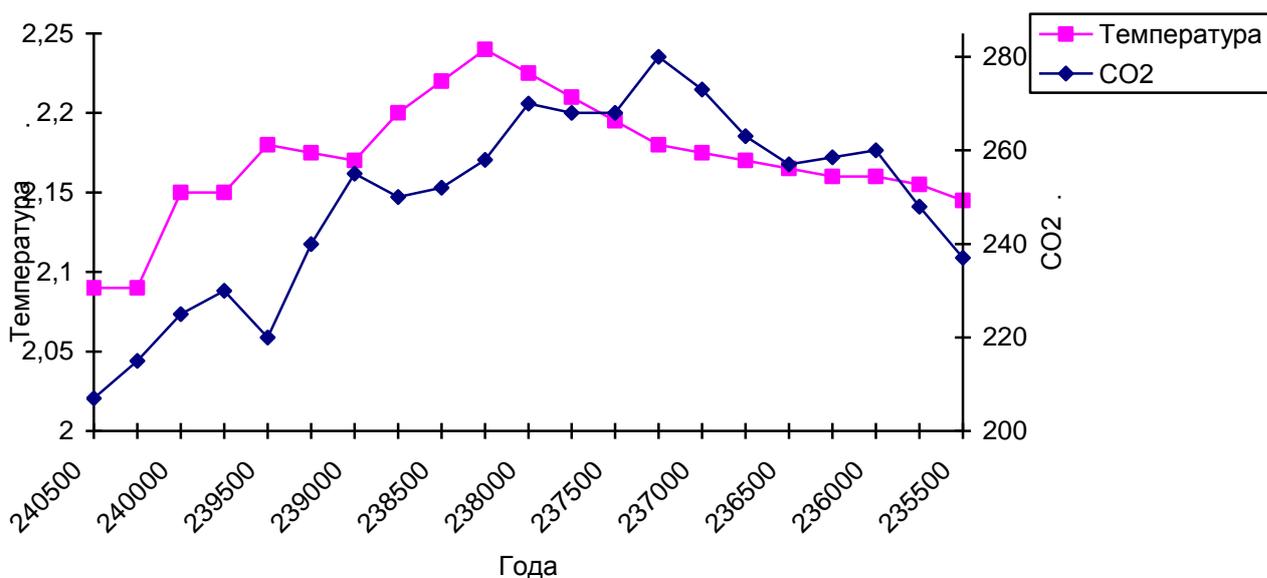


Рис. 14. Динамика температуры и концентрации CO_2 по данным из ледяного ядра скважины на антарктической станции Восток. Хорошо заметно отставание во времени (до 800 лет) пиков увеличения концентрации CO_2 .

В последнее время выявлена прямая зависимость температур в приземном слое атмосферы от Солнечной активности для последних 300 тыс. лет и

особенно подробно хорошая корреляция получена для последней 1000 лет и XX века в частности. Для этого использованы данные, полученные на Российской станции Восток в Антарктиде по керну льда и сопоставления прямых наблюдений и астрономических расчетов. Во время повышенной активности Солнца температура возрастает, а во время малой активности – снижается. Как следствие изменяется температура воды океанов и морей, что приводит к изменению поглощающей способности (динамике микроконвекции в поверхностном слое воды) углекислого газа и кислорода гидросферой. Прямые наблюдательные данные температурных инверсий за конец XIX, XX век и первое десятилетие XXI века показали прямую зависимость от Солнечной активности, а изменения концентрации CO₂ вторичны и отражают динамику следствия, отставая во времени на несколько сот лет (рис. 14, 15). Содержание углекислого газа в атмосфере на протяжении геологической истории Земли колебалось, с общей тенденцией к постепенному его уменьшению, наибольшая его концентрация по данным А.Б. Ронова приходилась на вторую половину девона – первую карбона. В морях и океанах его в 50-60 раз больше, чем в воздухе, а в карбонатных породах в связанном состоянии в 15000 раз. Даже незначительные изменения равновесия между углекислым газом атмосферы, растворенным в воде и связанным в карбонатных минералах, а также изменение интенсивности его поступления в атмосферу могли приводить к колебаниям его содержаний в воздухе. Кроме солнечной активности на это могли влиять активизации вулканических и метаморфических процессов (рис. 16). Таким образом, парниковый эффект земной атмосферы обуславливается в основном влиянием водяного пара, углекислого газа и аэрозолей, а его интенсивность является следствием активности Солнца и вулканической деятельности.

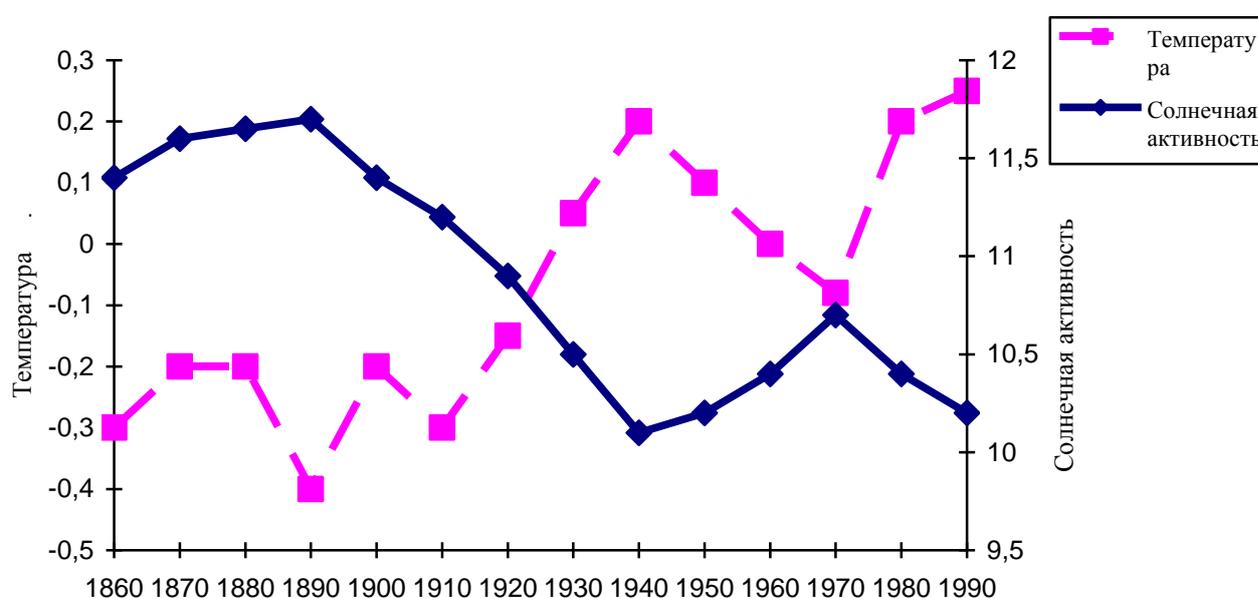


Рис. 15. Динамика температуры и солнечной активности со второй половины XIX века и в течении XX века.

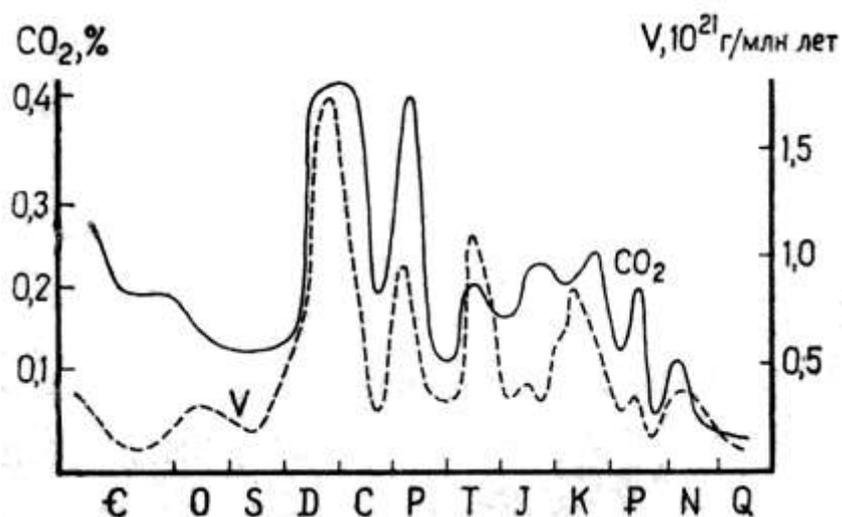


Рис. 16. Динамика содержания углекислого газа и объема вулканогенных пород (V) в фанерозое (по А.Б. Ронову, из Славина, Ясаманова, 1982).

На протяжении всей геологической истории Земли (примерно с 3,8 млрд. лет) на её поверхности всегда существовала вода в жидкой фазе, т.е. температура воды никогда не приближалась к 100°C . Предположительно, древние климаты по температурным и влажностным характеристикам не очень резко отличались от современных.

5.3.2. Климатические типы литогенеза

Н.М. Страховым (1977) разработана теория климатической зональности осадочных процессов и выделены ещё вулканогенно-осадочный и океанский типы литогенеза. Он показал, что в разной климатической обстановке на континентах, во внутриконтинентальных и окраинных морских бассейнах процессы седиментогенеза и литогенеза развиваются по-разному. Главными факторами – двигателями таких процессов являются воды (объемы и фазовые состояния) и организмы, существенное влияние оказывают: температура, ветер, атмосферные и растворенные в воде газы, рельеф суши и дна водоемов, а также соотношение размеров между площадью водоёма (L) и площадью водосборной суши (B). Коэффициент B/L будет большим (значительно больше единицы) для внутриматериковых озер; для окраинных морей он будет близок к единице (иногда больше (Карское море), иногда меньше (Восточно-Сибирское море)); а для океанов значительно меньше единицы.

Температура и годовой баланс влажности являются физическими факторами, положенными в основу выделения климатических типов литогенеза. При отрицательной среднегодовой температуре с положительным балансом влажности возникает ледовый (нивальный) тип литогенеза; при низкой температуре ($< 0^{\circ}$) и низкой влажности – перигляциальный; при сочетании повышенной температуры ($> 0^{\circ}$) с положительным балансом влажности – гумидный тип; при повышенной температуре и отрицательной влажности – аридный (табл. 6).

Исходя из атмосферной циркуляции, следует, что тропическая влажная

зона всегда располагается между северным и южным аридными поясами (независимо от того, насколько отчетливо они выражены), умеренные гумидные зоны к северу и югу от них.

Основными породами – индикаторами климата являются (табл. 7): *ледового* – морена; *перигляциального* – лёссы, ленточные глины; *гумидного* – угленосные толщи, осадочные руды железа и марганца, бокситы, аутигенные каолиновые глины, развитые коры химического выветривания; *аридного* – галогенные отложения (гипсы, ангидриты, флюорит, целестин, каменная и калийная соли), карбонатные красцветы, аутигенные монтмориллонитовые глины, палыгорскитовые и сепиолитовые глины. Морские фосфориты и карбонатные породы химического происхождения – показатели теплого или жаркого климата. На жаркий климат указывают оолитовые известняки.

Таблица 7. Приуроченность типов осадочных пород и фаций к климатическим зонам (Славин, Янин, 1982 с дополнениями).

Климатические области и зоны		Тип осадочных пород	Континентальные фации
Аридная	Тропическая и субтропическая	Полимиктовые пески, глины с палыгорскитом и сепиолитом, гидрослюды, сливные кварциты, оболитовые и зернистые фосфориты, хемогенные известняки, доломиты, ангидриты, гипс и соли	Эоловые, пролювиальные, селевые и бессточные
	Умеренная	Полимиктовые пески, гидрослюды и гипс	
	Субарктическая и арктическая	Лёссы, ленточные глины	
Гумидная	Тропическая и субтропическая	Кварцевые, кварц-полевошпатовые, кварц-каолиновые, глауконитовые, кварц-глауконитовые пески, глины каолиновые, каолинит-монтмориллонитовые, галуазитовые, горючие сланцы, лигниты, аутигенные минералы железа, хемогенный кремнезем, бокситы (латеритные, осадочно-латеритные), желваковые, фосфориты, высокомагнетизальные биогенные и хемогенные известняки, редко доломиты	Делювиальные, делювиально-пролювиальные, пойменные русловые, дельтовые, озерные, озерно-болотные и болотные
	Умеренная	Полимиктовые и кварц-полевошпатовые пески (более 25% полевого шпата), глины монтмориллонитовые и гидрослюдистые, лигниты, бурые угли, биогенный кремнезем, реже разнообразные известняки	
Арктическая и антарктическая		Моренные комплексы	Гляциальные, флювиогляциальные

Механическая и химическая дифференциация веществ будут проходить по разному: при гумидном климате – наиболее полно, а при аридном – выборочно и будет развито интеграционное смешивание разнокомпонентных веществ (особенно при ледовом седиментогенезе, в конечных моренах). Для химической дифференциации требуется присутствие постоянного увлажнения.

Перечисленные различия разноклиматических осадочных процессов

формируют первичные признаки осадков – цвет, структуры и текстуры. Хорошим климатическим индикатором считается отношение двух и трехвалентного железа, которое качественно выявляется по окраске пород. В окислительных условиях (области аридного и переменного-влажного климата) преобладает трехвалентное железо, а осадки обладают красным цветом. В восстановительных (равномерно-влажный климат) преобладает двухвалентное железо, а осадки окрашены в зеленый, зеленовато-голубой и зеленовато-серый цвет. При этом цвет может формироваться по различным причинам и требует осторожного анализа.

Наиболее интересной является «красноцветность», часто воспринимаемая, как неоспоримое доказательство признаков аридности. Однако красноцветность латеритных почв и бокситов как раз напротив свидетельствует о жарких гумидных условиях осадкообразования (Япаскерт, 2008). Для аридных условий характерна не столько красноцветность, сколько «пестроцветность» окраски пород, которые претерпели стадию диагенеза. В изолированных водоёмах, насыщенных организмами (озера, оазисы, лагуны), количество органического вещества в осадке может достигать такого количества, при котором диагенез протекал в глеевой или сероводородной среде, а потому высоковалентные железо и марганец могут восстанавливаться до низковалентных соединений, которые в сочетании с аутигенными хлоритами или глауконитами придают породе обновленный цвет – зеленоватый, синеватый или серый. Линзы и тонкие слоёчки таких пород насыщают толщи аридных красноцветных образований, а поэтому их лучше называть пестроцветными. Наложённая пестроцветность – явный признак аридности.

Конечный цвет большинства пород из гумидных областей после стадии диагенеза тоже меняется, становится преимущественно серым (от светлого до почти черного, в зависимости от содержания органического вещества). Таким образом, становится очевидным значительное влияние биогенного фактора на седиментогенез (и формирование первичных признаков осадков).

5.3.3. Органические остатки, как показатель палеоклимата

Наибольшее палеоклиматическое значение имеют наземные организмы, особенно растения, т.к. они позволяют судить и о температурах, и о влажности климата. Морские же организмы указывают только на температуру. Большое значение имеют данные спорово-пыльцевых комплексов. Споры и пыльца сохраняются много чаще, чем вегетативные остатки растений и могут присутствовать в осадочных породах различного генезиса.

Климат обуславливает существенные различия в разнообразии видового состава растений и животных, в том числе и морских. В теплых областях (не аридных) численность и видовое разнообразие организмов выше, чем в холодных или аридных.

По отношению к температурному режиму среди растений различаются: 1) тропические растения и тропические сообщества, иногда заходившие в субтропики; 2) субтропические; 3) умеренные; 4) умеренно холодные; 5) космополиты. А по отношению к влажности выделяются водные, гигро-гидрофильные,

мезофильные и ксерофильные. Климатическая значимость некоторых растений, устанавливается по аналогии с современными представителями.

Для установления качественного состава растительного покрова необходимо выделять растения зон обильного увлажнения, низин, низменностей и возвышенностей. После группировки растений по ландшафтной принадлежности должны быть построены графики термофильности и ксерофильности отдельных ландшафтных зон, учитывающие присутствие единичных форм. Эти данные позволяют выделить растительные ассоциации разнообразных лесов, редколесий, увлажненных долин, приморских низменностей, саванн, степей и полупустынь. Для правильного и достоверного палеоклиматического обоснования по палеоботаническим данным необходимо оперировать не отдельно взятыми формами, а именно растительными ассоциациями, которые согласованы с литолого-фациальными (и тафономическими) данными.

Коэффициент термофильности – это отношение общего количества тропических и субтропических форм ко всем остальным растениям, произраставшим в том же ландшафте. Коэффициент ксерофильности – это отношение общего количества ксерофильных форм к мезо-, гигро- и гидрофильным формам одного и того же ландшафта. Эти коэффициенты позволяют наметить некоторые количественные характеристики древнего климата и возможность сопоставления между собой удаленных территорий. Характерные параметры современного и древнего климата, выявленные при изучении спорово-пыльцевых комплексов и отдельных отпечатков растений мезозоя и кайнозоя, приведены в таблице 8.

Таблица 8. Сопоставление коэффициентов ксерофильности и термофильности растительных ассоциаций с климатическими и природными зонами (по Славину, Ясаманову, 1982 с дополнениями).

Климатические области и зоны		Коэффициент		Среднегодовые температуры, С°	Годовая сумма атмосферных осадков, мм	Природные зоны
		Термофильности, К _t	Ксерофильности, К _{кс}			
Аридная	Тропическая	2	0,8	20	100	Пустыни, полупустыни, опустыненные саванны
	Субтропическая	1,5-2	0,8	16-20	100	Пустыни, полупустыни, сухие степи
	Умеренно-теплая	0,5-0,8	0,8	10-16	100-200	Сухие степи
	Холодная	0		-7 – -2	100-200	Тундростепи
Переменно-влажная	Тропическая	2	0,2-0,8	20	200-1000	Саванны (парковые и высокотравные)
	Субтропическая	1,5-2	0,2-0,8	16-20	200-1000	Хвойно-лиственное редколесье
	Умеренно-теплая	0,5-0,8	0,2-0,8	10-16	200-1000	Степи
	Умеренно-	0,5	0,2-0,8	10	200-	Темнохвойные таёж-

	холодная				1000	ные леса
Равно- мерно- влаж- ная	Тропическая	2	0,1-0,2	20	1500	Влажные вечнозеле- ные леса
	Субтропиче- ская	1,5-2	0,1-0,2	16-20	1500	Влажные вечнозеле- ные и широколист- венные леса
	Умеренно- теплая	0,5-0,8	0,1-0,2	10-16	1500	Хвойные, широколи- ственные и смешан- ные леса
	Умеренно- холодная	0,5	0,1-0,2	10	1500	Таёжные леса

Еще одним методом палеоклиматических реконструкций, применяемым в последнее время для восстановления климата в палеогене и неогене, является метод **сравнения пространственного распределения рецентных таксонов**. Он основан на картографическом анализе ареалов рецентных таксонов, близких ископаемым, и последующим построением климатодиаграмм по одной или нескольким точкам максимального «сгущения» ареалов с сопоставлением данных по современному климату территорий (Ахметьев, 2004). При этом таксономическое разнообразие в палеоботанических комплексах должно быть не менее нескольких десятков видов.

Другой метод для палеоклиматических реконструкций, в основе которого используются морфологические параметры ископаемых листьев, получил название **CLAMP (Climate Leaf Analysis Multivariate Program)**. Он разрабатывался в конце XX века Дж. Вулфом, Р. Спайсером, А.Б. Германом и др. В его основе лежит методика многомерного статистического анализа (канонический корреспондентский анализ – Canonical Correspondence Analysis – CANOCO) комплекса физиономических признаков листьев с точки зрения их корреляции с рядом климатических параметров и позволяющий точно определить положение климатических векторов. В анализе использованы 31 морфологический признак листьев покрытосеменных, большого количества современных флор, растущих вблизи метеостанций. Признаки эти описывают пропорции, форму и размер листовой пластинки, характер края листа, форму его основания и верхушки. Эти признаки были использованы для анализа ископаемых растений. В результате для каждой ископаемой флоры рассчитаны восемь климатических параметров: среднегодовая температура (MAT), температура наиболее теплого и наиболее холодного месяцев (WMMT и CMMT), среднее количество осадков (MAP), среднее количество осадков за вегетационный период (MMGSP), среднее количество осадков за вегетационный период (MGSP), количество осадков за три последовательных наиболее сухих месяца (3DRIM) и продолжительность вегетационного периода (LGS) (Герман, 2004). Преимущество метода CLAMP заключается в возможности использования для климатических реконструкций ограниченного числа таксонов цветковых растений (но не менее 25-30 видов в конкретных флорах), при этом систематическое положение ископаемых растений может быть не установлено достоверно. Важна лишь возможность учета необходимых морфологических признаков листьев и точная

привязка растений к одному и тому же слою изучаемого разреза (Ахметьев, 2004).

Очень тесно с растениями связаны насекомые и наземные тетраподы. Но насекомые имеют два серьезных ограничения по использованию их остатков для климатических реконструкций и палеогеографических построений вообще: 1) их остатки сохраняются почти исключительно в разрозненном виде и очень редко. Исключением являются отпечатки на тонких осадках, типа Золенгхофенских сланцев, или запечатанные в янтаре. 2) Насекомые исключительно термофильные животные и в зонах с холодными сезонами впадают в спячку и тем самым не дают точного представления о температурных инверсиях в течение года.

Основными факторами распределения наземных тетрапод являются ландшафт, субстрат (почвы), влажность, температура, свет, ветер, пища, а для позднего кайнозоя важную роль играет снеговой покров (Шпанский, 2005).

Степень влажности окружающей среды для разных групп тетрапод имеет различное значение. Если земноводные с их не защищенными от высыхания покровами относятся к гидрофилам, то большинство групп пресмыкающихся, птиц и млекопитающих значительно меньше связано с водой и могут обитать в самых разнообразных условиях. У млекопитающих эта связь выражается в основном, не считая обычной потребности в питьевой воде¹, в способе добывания и составе пищи, а также в выработанных соответственно с этим приспособлениях. Формы, приспособленные к полуводной жизни, – крокодилы, некоторые черепахи, змеи, птицы, млекопитающие – не могут существовать в ксерофильных условиях: это объясняется специфическими приспособлениями для передвижения по топким субстратам, для питания мягкой водной растительностью или охотой. Многие животные меняют свое местообитание в связи с изменением влажности. Ксерофильные формы способны жить и во влажных областях. Например, хищные млекопитающие обычно хорошо приспособлены к любым условиям.

Особым случаем влажности является *снеговой покров*, уровень которого стал важным лимитирующим фактором для четвертичных млекопитающих в северном полушарии. Мощность и длительность снегового покрова создают различные условия для передвижения и добывания пищи. Анализ показателя трудности передвижения крупных млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса по снегу выявил, что критическим является показатель более 9 г/см³. У живущих на территории Западно-Сибирской равнины современных млекопитающих он меньше этого значения, а у вымерших или изменивших ареал обитания он превышал 10 г/см³ (Шпанский, 2003). Большинство современных крупных млекопитающих не переносят снеговой покров больше 20-30 см толщиной.

Огромное значение в жизни современных наземных и водных позвоночных имеет *температура*. Для древних (дочетвертичных) фаун этот фактор не был столь важным. В дочетвертичных отложениях не найдено ни одного вида тетрапод, которых можно было бы предположительно отнести к обитателям

¹За исключением пустынных, не требующих питьевой воды, а ограничивающихся влагой, заключенной в пище.

холодного климата. В общем древние фауны тетрапод можно охарактеризовать, как стенотермные, теплолюбивые, в деталях различающиеся в зависимости от той или иной степени ксеро- или гигрофильности.

Ветер, имеющий большое значение в жизни многих животных, особенно летающих, может быть рассмотрен только предположительно. Он гораздо сильнее сказывается на видах, живущих в открытых местностях. В лесу его значение сильно нивелируется. На открытых пространствах ветер в большинстве случаев является фактором распределения для растительноядных животных. Он непосредственно влияет на распределение растительности, влажность, толщину снегового покрова и возможность добычи пищи, а также позволяет избавиться от жалящих насекомых.

Одним из основных факторов, обуславливающих характер ареала или распределения популяции внутри ареала является *пища*. Число растительноядных животных значительно преобладает над хищными: вполне естественно поэтому, что в захоронениях очень обильны остатки именно растительноядных животных и сравнительно редки остатки хищных. Наличием обильных растительных кормов в саванах и степях объясняются огромные местонахождения растительноядных животных. В противоположность этому обитатели пустынь встречаются единично. Важную роль играет также тип питания. *Эврифагия* (всеядность) почти всегда создает более благоприятные условия для захвата больших территорий и образования обширных ареалов, чем *стенофагия* (узкая пищевая специализация). Свойственная в подавляющем большинстве случаев растительноядным формам стенофагия приводит к очень ограниченным ареалам или делает их прерывистыми, пятнистыми, создает сильно изрезанные очертания ареала. Постоянно стенофагия бывает причиной вымирания отдельных видов. Она почти всегда бывает связана с определенными узко ограниченными поведенческими, морфологическими, физиологическими адаптациями, обеспечивающими добычу и переваривание пищи. Стенофагия обычна в тех местах, где сильна конкуренция за пищевые ресурсы (это относится и ко вторичноводным и полуводным тетраподам). Поэтому со сменой обстановки вид оказывается в столь тяжелых условиях, что даже при большой жизнедеятельности и лабильности в отношении скорости выработки новых приспособлений он неизбежно погибает. Такой стенофагией, вероятно, можно объяснить сравнительную ограниченность не только ареалов, но и самих популяций и в особенности разнообразие видов данной группы стенофагов (Флеров и др., 1974). Переход от эврифагии к стенофагии происходит за сравнительно короткое время, так как зубы и конечности способны относительно легко и быстро изменяться. Установить ареал растительноядного животного бывает, возможно, косвенным путем – сравнением его с ареалами растительных формаций. Например, ареалы гиппарионовой фауны и ее потомков, африканских фаун, почти совпадают с распространением степной и саванной растительности. Даже само возникновение гиппарионового комплекса определяется временем начала распространения степных формаций травянистой растительности.

5.4. Геоинформационный анализ в исследовании палеогеографических систем

Согласно представлениям К.К. Маркова, палеогеография имеет самый крупный в естествознании предмет исследования, а именно историю развития древней географической оболочки или природу земной поверхности во всем ее многообразии. В соответствии с таким широким пониманием предмета палеогеографии сам объект палеогеографических реконструкций можно определить как особую суперсистему, представляющую многокомпонентное единство взаимосвязанных природных явлений сложной иерархической структуры, которое развивается в пространстве и во времени и обладает пространственно-временной целостностью (Симонов и др., 2007).

По сравнению с современными географическими системами палеогеографические системы в структурном отношении сложны вдвойне, поскольку ритмически и направленно развиваются во времени, последовательно аккумулируя унаследованные от предшествующих этапов признаки, зашифрованные в ископаемых морфолитосистемах и органических включениях. Сопряженным палеогеографическим методом устанавливаются причинно-следственные отношения пространственной и возрастной изменчивости природного комплекса с последующей расшифровкой его развития. Общепринятой таксономии разноранговых палеогеографических систем не разработано. Тем не менее очевидно, что они, как и современные, характеризуются определенной структурой, функционированием и эволюцией. Однако, в отличие от современных, в древних природных системах не удается определить массоэнергообмен прямыми средствами. Здесь состояние вещественно-энергетического баланса записывается с помощью некоторого способа сохранения и передачи информации. Поэтому геоинформационный анализ палеогеографических систем резонно выделять в особый тип.

Геоинформационный анализ географических и палеогеографических объектов включает совокупность последовательных аналитических процедур по формированию специализированных банков и баз данных и их количественной оценке, картографическому отображению объектов (в традиционном и компьютерном виде), а также по анализу и обобщению результатов с целью получения системы доказательств при поиске закономерностей развития геосистем. В своей сопряженности эти данные представляют некое геоинформационное поле. Извлечение новых знаний ведется средствами, включающими пространственно-временной анализ данных, а также визуализированное представление конечного продукта реконструкций.

Геоинформатика как научно-техническое междисциплинарное направление, привлекаемое для решения палеогеографических проблем, объединяет теорию цифрового моделирования геоструктур, методы и технологии создания и использования геоинформационных систем (ГИС) в целях мониторинга и прогноза природно-хозяйственных систем. Ее техническая ветвь ответственна за средства получения, передачи, хранения информации, а естественнонаучная – за обоснованность новых знаний. Предметом исследований геоинформатики

являются состав и структура географических данных в их пространственно-временной координации. Геоинформатика может участвовать в решении трех основных задач: 1) описание реально существующего объекта посредством выявления его сходства или различия с другими объектами, 2) моделирование их причинно-следственных зависимостей, 3) создание научно обоснованных реконструкций и прогнозов развития природы.

Общая задача сопряженного палеогеографического исследования и геоинформационного анализа – установление и расшифровка пространственно-временных закономерностей развития геосистем. В связи с этим геоинформационный анализ можно охарактеризовать как систему аналитических приемов, направленных на создание палеогеографического синтеза. При решении задач палеогеографических реконструкций на разных этапах исследования он позволяет (Симонов и др., 2007):

1. Структурировать сам объект (по пространству и времени), а также отображать структуру взаимосвязей между компонентами.
2. Систематизировать фактический материал и определять его репрезентативность статистическими методами.
3. Привлекать вероятностно-статистический аппарат к оценке надежности и достоверности результатов комплексного сопряженного анализа.
4. Выявлять на основе количественных корреляционных оценок межкомпонентные взаимосвязи и причинно-следственные зависимости.
5. Уточнять (путем использования средств логического, математического и геоинформационного моделирования) представления о природном объекте и обстановке формирования геосистем.

Приоритетность палеогеографических задач и последовательность процедур их решения сведены в таблице 9.

Таблица 9. Геоинформационный поэтапный анализ задач палеогеографического исследования (Симонов и др., 2007).

	Этапы и задачи палеогеографических исследований	Алгоритм геоинформационного обеспечения
1.	Предварительное изучение обстановки страторегии, структуры палеогеографического объекта	а) структурирование палеогеографического объекта б) построение понятийных моделей в) выявление причинно-следственных связей по линии факторы → процессы → свойства системы
2.	Рационализация стратегии исследования и планирование сбора первичной информации	а) регламентирование необходимого и достаточного комплекса методов с учетом их информативности б) определение генеральных совокупностей данных в) оценка представительности выборки
3.	Оптимизация комплексных лабораторных исследований и обобщение информации	а) формирование банка данных б) статистическая оценка надежности параметров
4.	Палеогеографические реконструкции на основе сопряженного анализа и синтеза данных	а) расчет коэффициентов парной и множественной корреляции между показателями, систематизация связей по устойчивости и тесноте б) оценка репрезентативности данных статистическими методами

		в) квалификация значений достоверности комплексных реконструкций методами теории вероятностей
5.	Установление закономерностей пространственного разнообразия палеогеографической обстановки	а) структуризация палеогеопространства – создание картографических слоев специализированной ГИС б) районирование (специализированное, комплексное палеогеографическое, эколого-палеогеографическое, природно-хозяйственное)
6.	Выявление тенденций направленного и ритмического развития компонентов палеогеографических систем во времени	а) разграничение разновозрастных иерархических уровней палеогеосистем под контролем сопряженных методов б) ранжирование палеогеографической ритмики
7.	Прогнозирование развития геосистем	а) разработка математического аппарата для целей моделирования и палеогеографических реконструкций в специализированной ГИС б) формирование специализированных картографических основ для осуществления эффективных процедур моделирования в ГИС в) создание 3D-моделей развития природных и природно-хозяйственных систем

В этом ряду сам объект палеогеографических реконструкций выступает как особая геоинформационная суперсистема сложной конструкции. Такие характерные свойства геосистем, как иерархичность, взаимодействие внутренних и внешних факторов, структурная и функциональная целостность, переход из одной временной ступени в другую, отражают важнейшие особенности палеогеографических закономерностей развития природного комплекса.

В методическом плане весьма продуктивно моделирование палеогеосистем, подразумевающее одновременный синтез всех имеющихся о ней представлений и конкретных данных, а также анализ взаимодействия ее звеньев в системе единого целого. Модели географических структур в первоначальном виде определяются средствами системного анализа: принципиальная схема – понятийная модель – формализованное описание. Затем осуществляется математическое моделирование, т.е. создаются алгоритм решения и математическая модель. На заключительной стадии проводится моделирование палеогеографических систем в специализированной ГИС и картографирование палеогеографических объектов:

- формирование цифровой картографической основы,
- воплощение алгоритма решения задачи путем преобразований пространственных и семантических параметров моделей в геоинформационной среде,
- создание цифровой модели палеогеографических реконструкций и ее реализация в картографическом виде.

Моделирование сложных геосистем повышает эффективность и достоверность палеогеографических построений.

В качестве непосредственного объекта палеогеографического исследования ранее была предложена ископаемая фация как материальный многокомпонентный носитель многослойной палеогеографической информации, в которой

закодирован комплекс ландшафтно-климатических и геолого-геоморфологических условий. Важным составляющим звеном этой системы служит морфолитогенная основа – бинарная система осадко- и рельефообразования, одновременно развивающаяся в пространстве и во времени. Идею сопряженности (синергетичности) геоморфологических и литологических исследований разделяют и используют на практике многие геоморфологи и палеогеографы для достижения максимальной результативности реконструкций. Ю.Г. Симонов с соавторами выделили морфолитогенез в особый класс явлений в рамках нового самостоятельного учения благодаря созданным предпосылкам в геоморфологии, ландшафтоведении, криолитологии и палеогеографии. Основопологающее понятие морфолитосистема, введенное в широкое обращение в 1970-х годах, является ядром палеогеосистемы.

Впоследствии в качестве базового палеогеографического понятия была определена *палеоморфолитосистема* (ПМЛС). На основе палеогеографической концепции осадко- и рельефообразования усовершенствована ее общая модель. Принципиальная схема оригинальной трехвекторной модели прежде всего символизирует триединство ведущих пространственных факторов и соответственно особенностей морфолитогенеза. Благодаря их взаимодействию формируются такие важные характеристики ПМЛС, как климатическая обусловленность и географическая зональность, геологическая наследственность и провинциальность, фациально-генетическое разнообразие и динамико-генетическая специфика. Здесь важно подчеркнуть, что в многофакторной и многокомпонентной палеогеографической системе наряду с причинно-следственными зависимостями (по линии фактор → процесс → свойства) особо значимы структурные корреляционные (внутренние) связи между системообразующими компонентами. В связи с определяющим влиянием фактора времени и единым трендом эволюции ПМЛС приобретает особый статус. Значение предложенной модели для оптимизации сопряженного палеогеографического анализа определяется также возможностью установления системной упорядоченности во взаимосвязях факторов и признаков объектов, что способствует более результативным реконструкциям.

В рамках предложенной К.К. Марковым парадигмы пространственно-временной целостности географической оболочки принципиально важной стороной анализа палеогеографических систем является разработка разномасштабных уровней исследования, выделение соизмеримых по пространству и времени палеогеографических структур. Это создает необходимые предпосылки для осуществления объективных реконструкций и прогнозов. Компоненты географических и палеогеографических систем функционируют в различных масштабах трехмерного пространства и времени.

При исследовании устойчивости к внешним воздействиям элементов географических систем выяснено, что отклик систем зависит от их характерного времени (или времени адаптации) и его отношения к частоте и амплитуде изменений внешних факторов. В одном и том же промежутке времени на низкие частоты реагируют одни элементы, а на высокие – другие. Это позволяет думать, что при колебаниях климата почвенно-растительный покров и другие

компоненты могут изменяться метахронно или не совпадать по фазе. Такие различия в реакциях необходимо учитывать при геоинформационном анализе палеогеографических систем.

Использование пространственно-временного масштаба позволяет обосновать ряд уровней организации палеогеосистем – от крупно- до мелкомасштабного. Согласуясь с различной детальностью исследования, при палеогеографических реконструкциях плейстоценовой истории целесообразно различать не менее трех-четырех разномасштабных уровней. В соответствии с этим в методическом отношении важно соблюдать принцип соразмерности масштабов пространственных и временных эквивалентов палеогеографических построений (табл. 10). *Учет разномасштабных уровней палеогеографических реконструкций – обязательное условие научно обоснованной типологии палеогеосистем.*

Таблица 10. Разномасштабные уровни реконструкций палеогеографических (ПГ) систем (Симонов и др., 2007).

Масштабный уровень	Временные этапы		Пространственные подразделения		Палеогеографические эквиваленты		Ранговые уровни ПГ сопоставлений
	климатохроны	геохроны, тыс. л.	ландшафтно-географические	геолого-геоморфологические	литостратиграфические	биостратиграфические	
I. Мелкомасштабный	Циклы	700-400	Пояс – сектор	Тип страторегионов (по К.К. Маркову)	Климатически и геологически обусловленный тип литогенеза (по В.А. Страхову)	Флористические и фаунистические комплексы	Эпизональный (межрегиональный)
II. Среднемасштабный	Ритмы (ледниковья – межледниковья)	40-20	Зона – провинция	Тип субконтинентальных морфосистем (по Ю.Г. Симонову)	Зональный тип литогенеза, стратотип	Зональный тип растительности и животного мира	Зональный (формационный)
III. Крупномасштабный	Стадиалы – межстадиалы, фазиалы – межфазиалы	10-5 5-2	Ландшафты (по В.Н. Солнцеву и В.А. Николаеву)	Морфолитосистемы (по Ю.Г. Симонову и С.С. Карпухину)	Ископаемые фашии (по В.В. Крашенинникову)	Биокомплексы	Ландшафтный районный

В виде конкретной иллюстрации палеогеосистемы показательна концептуальная пространственно-временная модель плейстоценовых оледенений Русской равнины. В соответствии с установленными закономерностями направленно-ритмического развития природы модель демонстрирует в едином пространственно-временном поле в шкале абсолютного возраста семикратное наступание разновозрастных ледниковых покровов, что позволяет расшифровать характер ледниковой ритмики (ее периодичность, амплитуду, длительность),

синтезировать целостную картину ее развития, а затем более обоснованно провести корреляцию с глобальными палеогеографическими событиями.

Примером системной пространственной организации геоструктур (с учетом их эволюции во времени) может служить комплексное палеогеографическое, эколого-палеогеографическое и природно-хозяйственное районирование территории. Как показывает накопленный опыт, совместное изучение различных компонентов природной среды и аспектов хозяйственной деятельности в единой системе имеет явные преимущества в силу более эффективного использования взаимно дополняемой и контролируемой информации для выявления региональных пространственно-временных закономерностей. В связи с этим привлечение палеогеографической экспертизы предусматривает последовательный анализ по временным срезам унаследованных возрастных изменений в структурных звеньях геосистем в сочетании с особенностями пространственной дифференциации природно-хозяйственных компонентов.

Итак, в соответствии с разработанными руководящими принципами палеогеографических реконструкций (комплексность методов, сопряженность результатов, соразмерность репрезентативной информации на разных ступенях пространственно-временного масштаба) становится все более очевидной необходимость последовательного проведения универсального системного и геоинформационного анализа палеогеографических систем. При этом общий системный подход ориентирует на совместное изучение сложных географических структур с их внутренними и внешними связями; синергетика нацеливает на углубленные исследования структурных взаимосвязей подсистем с построением векторов состояний; геоинформационный анализ способствует совершенствованию сбора, накопления, обработки палеогеографической информации, а также моделированию процессов функционирования палеогеографических систем. В результате удастся добиться рационализации методического решения комплексной палеогеографической проблемы при использовании современных технологических средств.

В заключение важно подчеркнуть:

1) внедрение системной методологии позволяет оптимизировать стратегию палеогеографических исследований и выработать практические рекомендации по использованию геоинформационного анализа для решения типовых задач палеогеографических реконструкций;

2) геоинформационный анализ на системной основе в качестве генеральной стратегии находит эффективное применение в комплексных палеогеографических исследованиях, направленных на поиск пространственных и временных закономерностей развития геосистем;

3) в прикладном аспекте при информационно-картографическом районировании природно-хозяйственных комплексов целесообразно проведение палеогеографической экспертизы для региональной оценки состояния устойчивого развития геосистем, что в целом повышает достоверность и результативность геоэкологических построений.

Таким образом, системный геоинформационный подход с его многомерным потенциалом анализа и синтеза объектов сложной структуры, с одной сто-

роны, и корректным использованием информации о строении и функционировании геосистем – с другой, может служить надежной научно-методологической базой углубленных палеогеографических реконструкций.

Вопросы для самопроверки

1. Какова роль частных методов в палеогеографии? Приведите их классификацию.
2. В чём суть палеомагнитного метода и его роль в палеогеографии?
3. Перечислите основные единицы палеомагнитной шкалы.
4. Какова роль палеонтологических методов в палеогеографии?
5. В чём суть палеоэкологических исследований?
6. Оцените различие в подходах к палеоэкологическим реконструкциям для водных бассейнов и наземных условий.
7. Обоснуйте роль анализа фауны крупных и мелких млекопитающих в восстановлении палеогеографических обстановок и событий.
8. Спорово-пыльцевой и диатомовый методы – их возможности и ограничения при палеогеографических реконструкциях.
9. Методы реконструкции палеоклиматов.
10. Какова взаимосвязь типов осадочных пород и климатических зон?
11. Укажите возможности геоинформационного анализа в палеогеографических реконструкциях.

6. Применение фациально-генетического и частных методов для палеогеографических реконструкций

6.1. Основные понятия и подходы

Основными в палеогеографии являются понятия «*область сноса*» и «*область (или зона) осадконакопления*». В идеале они исключают друг друга: в тот или иной момент геологического времени в определенном участке земной поверхности могла существовать либо область сноса, либо область осадконакопления (Верзилин, 1979).

В палеогеографии из-за усредняющего действия геологического времени и неполноты геологической летописи области сноса и осадконакопления приходится выделять исходя из геологических процессов, преобладавших в течение соответствующего интервала времени. В основу выделения берется суммарный геологический результат, который существовал к концу изучаемого этапа геологической истории.

Областями осадконакопления, в целом, являются пониженные участки рельефа Земли, в которых происходят процессы осадконакопления и диагенеза горных пород. В первую очередь к ним относятся акватории морских и океанических бассейнов, в которых процессы осадкообразования продолжают в течение длительного времени (миллионы и десятки миллионов лет). К областям осадконакопления могут относиться и пониженные участки рельефа на суше – озера, болота, речные долины, межгорные и предгорные впадины, аккумулятивные низменности. Так же как и в морских бассейнах, на суше осадконакопление в первую очередь связано с деятельностью воды, участвующей в разрушении горных пород, транспортировке и аккумуляции продуктов разрушения. Как правило, области осадконакопления на суше менее устойчивы во времени и часто испытывают процессы повторной денудации (эрозии, экзарации, абразии и пр.) и переотложения осадков, с постепенным их перемещением в сторону морских бассейнов.

Осадконакопление может происходить в виде обломков горных пород, за счет механического переноса путем волочения, во взвешенном виде и по воздуху; хемогенным выпадением в осадок из водных растворов; органогенным, за счет остатков организмов и продуктов их жизнедеятельности. На практике в формировании почти всех осадочных горных пород участвуют все три механизма осадконакопления с преобладанием того или другого компонента, в зависимости от преобладающего экзогенного процесса и физико-географических условий осадконакопления.

Под *областью сноса* принято понимать достаточно длительно существующую зону размыва, поставляющую обломочный материал в область осадконакопления. Области сноса представляют собой обычно участки земной коры, испытывающие устойчивое поднятие, в течение десятков иногда сотен миллионов лет (Балтийский и Украинский щиты, Енисейский кряж и др.).

Если исключить подводные области сноса, понятия «суша» и «область сноса» в палеогеографии часто выступают почти как синонимы. Это связано с

тем, что и длительно существующая суша, и устойчиво существующая область сноса, как правило, представляют собой участки земной поверхности, испытывающие поднятие.

Основной причиной широкого распространения рыхлого материала на суше в настоящее время является закрепление его растительным покровом.

При отсутствии растительного покрова рыхлый осадочный материал, образующийся при разрушении пород в наземных условиях, легко подхватывается поверхностными водами или ветром, которые уносят его от места возникновения. Этот материал может многократно отлагаться в тех или иных местах суши. Однако без закрепления его растительностью отложение обычно неустойчиво, так как переотложение продолжается до тех пор, пока материал не попадает на дно водоемов. Лишь так, как правило, он входит в геологический разрез.

6.2. Реконструкции палеорельефа суши

6.2.1. Определение местоположения области сноса

На древних сушах (до каменноугольного периода), лишенных растительного покрова, сколько-нибудь постоянного накопления осадочного материала не происходило. При палеогеографических реконструкциях древние суши представляются едиными областями сноса.

Осадочные континентальные толщи палеозоя – результат крупных осадкообразовательных процессов и представляют как бы уплощенное и обобщенное отражение совокупности континентального осадкообразования. В континентальных свитах палеозоя отсутствуют разнообразные, истинно материковые фации, выпадают все образования малых размеров и длительности, все отложения, непосредственно относящиеся к поверхности материка. Почти не сохраняются ископаемые берега, почвы, участки субаэральной поверхности того времени и т.п., поскольку крупные области длительного осадконакопления в палеозое – это области подводного отложения осадков (выдвинутые в море подводные части дельт, лагуны, прибрежные болота, внутренние бассейны в зонах тектонических прогибов с устойчивым опусканием).

Прямыми признаками, свидетельствующими о наличии, форме, размерах и физико-географических условиях древних областей суши, являются континентальные осадки: коры выветривания, ископаемые почвы, пролювий, делювий, аллювий, моренные и озерные отложения.

Иногда в палеогеографии области сноса подразделяют по устойчивости во времени на: а) устойчиво существующие и б) временные. Среди устойчиво существующих различают: 1) с постоянными границами (ограниченные крупными, длительно действующими разломами, подобными Талассо-Ферганскому разлому в юрском периоде); 2) с изменчивыми границами, но с постоянным расположением района наибольшего размыва (Фенно-Скандинавский щит в течение большей части палеозойской - мезозойской эр); 3) блуждающие, у которых район наиболее интенсивного размыва мигрирует с течением времени (область сноса, ограничивающая Ферганскую впадину в меловом периоде с юга).

Большое значение для определения местонахождения древних областей сноса имеет выяснение характера изменений осадочных толщ вблизи от предполагаемых районов их существования. *Признаками областей сноса являются:*

1. При приближении к древней области сноса может наблюдаться общее изменение фаций: смена нормально-морских отложений лагунными и континентальными, что обычно отмечается в разрезах по появлению, а затем и увеличению роли соответствующих пород.

2. Вблизи области сноса характерны выклинивание стратиграфических горизонтов, увеличение следов перерывов, размывов и несогласий.

3. Уменьшение мощностей осадочных комплексов обычно происходит при приближении к области сноса (т.е. максимальная мощность осадков находится в центре впадин), но максимальные мощности иногда могут быть у окраин впадин, у подножий хребтов.

4. Трансгрессивное налегание все более молодых горизонтов на толщи, слагающие область сноса.

5. Коры выветривания (древние) в кровле толщ, подстилающих трансгрессивные комплексы, дают информацию о расположении древней границы области сноса и осадконакопления. Кроме этого, формирование кор выветривания находится в тесной зависимости от климата и тектонических условий.

6. При приближении к области сноса общая насыщенность осадочных толщ обломочным материалом и преобладающий размер обломков в них возрастают.

7. Особенности компонентов вещественного состава (обломки пород, минералов, ассоциаций обломков пород или минералов, некоторых разновидностей минералов), которые могли попасть в осадки лишь благодаря приносу из определенного района развития более древних пород (этих же местных подстилающих пород).

8. Остатки древней речной сети свидетельствуют о длительном существовании невысоких поднятий, возникших в результате пенепленизации гор и холмов или же в фазу длительного поднятия равнин.

6.2.2. Выявление особенностей древней суши

Определение характера древнего рельефа на суше почти также трудно, как и определение глубин древних морей. Об этом рельефе можно судить по изменчивости состава и крупности обломочного материала и химизму осадков, накапливавшихся как на суше, так и в окружающих ее водных бассейнах.

Изображение геологических процессов, происходивших на суше, и состава пород, слагавших область сноса, является одной из важнейших задач палеогеографической реконструкции. Ими в значительной степени определяются характер и богатство полезных ископаемых, накапливавшихся в прилегающих водных бассейнах, а также состав отлагавшихся там осадков.

В палеогеографии выделяют два типа древнего рельефа: погребенный и реконструированный. *Погребенный* – это рельеф, захороненный под более мо-

лодыми отложениями, сохранившийся благодаря этому до современной эпохи и доступный для изучения. *Реконструированный* – это рельеф, уже уничтоженный к настоящему времени или недоступный для изучения. При реконструкции рельефа определяется лишь его средний облик, для погребенного же рельефа возможно в той или иной мере изучение его конкретных форм.

При выявлении особенностей палеорельефа решаются следующие задачи:

1. Определение характера расчлененности и примерной высоты рельефа.
2. Определение пород, слагавших уничтоженные положительные формы рельефа. Для этого используют обломки горных пород, включенные в новые осадочные комплексы.

3. Определение возраста пород, слагавших области размывавшегося рельефа. Проще всего эту задачу решать по данным остатков микрофауны в реликтовых обломках или наличию среди них обломков пород, возраст которых известен.

Определение характера расчлененности и примерной высоты рельефа

В отличие от современных географических карт, на палеогеографических картах чаще можно показать не абсолютную высоту местности, а степень ее расчлененности, которая и определяет гранулометрический и химический состав осадков. Об их высоте можно судить по градиентам изменения крупности, окатанности галек и по особенностям их состава. *Грубозернистость* – показатель расчлененности рельефа, *тонкозернистость* – выровненности. О примерной высоте древнего рельефа иногда судят, основываясь на возможных уклонах и длине палеорек. Уклоны современных равнинных рек обычно 0,4-4 м, а горных – 1-10 м на 1 км длины. Если горные реки переносят валуны, их уклоны могут достигать 100 м на каждый километр длины. Умножив длину реки (в километрах) на предполагаемый уклон, можно примерно оценить высоту участка области сноса. К полученным результатам надо относиться очень осторожно, так как размеры переносимых обломков зависят не только от уклона русла реки, но и от массы текущей воды и глубины русла.

Возможен и другой путь определения средней высоты размывавшейся суши, предложенный А.Б. Роновым. Он применим в тех случаях, когда удается полностью оконтурить на карте площадь суши (S_p) и площадь распространения снесенных с нее терригенных (кластических) образований. Зная площадь накопления (S_o) и мощности терригенных осадков (h) можно измерить их объем ($V_{тер}$). Если разделить этот объем на площадь размывавшейся суши (S_p), можно получить средний размер ее поднятия за изученный интервал времени ($h_{подн}$ в м).

$$h_{подн} = V_{тер} / S_p$$

Эта величина будет несколько ниже истинного значения, поскольку часть материала выносилась в растворенном виде и мигрировала за пределы данной территории в соседние моря и океаны.

Наименьшую степень расчлененности имеют районы, где образуется кора выветривания (что говорит об отсутствии склоновых процессов) и происходит накопление достаточно мощных наземных осадков на обширных пространст-

вах. В областях выровненного рельефа могут встречаться погребенные почвы.

В областях размыва степень расчлененности рельефа можно восстановить по степени «зрелости» осадков, накапливавшихся вокруг этих областей. «Зрелые» осадки, по В.П. Казаринову (1964), указывающие на слабо расчлененный рельеф, характеризуются мономиктовым составом песчано-алевритовых зерен, наличием или преобладанием каолинита среди глинистых минералов. Хомогенная часть осадков бывает представлена элементами малой миграционной способности (SiO_2 , Fe). «Незрелые» осадки отличаются полимиктовым составом песчаных и алевритовых зерен и гидрослюдистым составом глин. Хомогенная часть осадков представлена элементами высокой миграционной способности (соли Na, Ca и др.). Это объясняется тем, что в областях размыва преобладают процессы физического выветривания, а процессы химического выветривания подавлены. По этим признакам, а также по ряду других, выделяются области со слабо и значительно расчлененным рельефом. При этом в условиях горных стран должна учитываться скорость захоронения осадков и климатическая вертикальная зональность. В районах, где наблюдаются значительные мощности грубообломочных осадков, выделяются участки горной суши.

Для восстановления общего хода осадконакопления можно применять ряд коэффициентов.

Коэффициент мономинеральности представляет собой частное от деления количества устойчивых породообразующих компонентов (кварц, обломки кремней, кварцитов и пр.) на количество неустойчивых (полевые шпаты, слюды, амфиболы, пироксены, обломки алюмосиликатных пород). Он определяется в шлифах или иммерсионных препаратах. При изучении разрезов, сложенных карбонатными породами, коэффициент определяется по песчано-алевритовой фракции нерастворимого остатка.

Коэффициент выветрелости представляет собой частное от деления количества SiO_2 на количество Al_2O_3 , определенное для песчано-алевритовой фракции пород (а не для породы в целом).

Коэффициент устойчивости («палеогеографический коэффициент» по А.П. Сигову), представляет собой частное от деления количества устойчивых аксессуарных минералов на количество неустойчивых в тяжелой фракции песчано-алевритовой составляющей осадка.

Эти взаимоконтролирующие друг друга коэффициенты позволяют восстанавливать по терригенным компонентам общий ход осадконакопления, тип меняющихся ландшафтов в областях суши. Важно отметить, что характер кривых, отражающих изменения этих коэффициентов во времени, почти не зависит от фациальной принадлежности осадка. Это позволяет делать однозначные выводы при изучении разнофациальных разрезов.

Данные количественного спектрального анализа также могут дать информацию о преобладающе типе палеорельефа. Если в осадках содержание малых и редких элементов определяется как «упорядоченное», то это является подтверждением господства в областях размыва процессов химического выветривания. Наоборот, «неупорядоченное» распределение элементов, которые по-

ступают в бассейн седиментации не самостоятельно, а в решетках минералов – «хозяев», свидетельствует о преобладании в областях размыва физического выветривания.

Очень важным является выявление динамики в изменениях рельефа суши, которую можно реконструировать по литологическим особенностям осадочных толщ. При первых, еще не значительных поднятиях выровненной суши (начальный этап регрессии) благодаря некоторому усилению дренажа, особенно интенсивно формируется кора выветривания. Начавшийся размыв структурного элювия и его дальнейшее усиленное образование идут одновременно. В этот отрезок времени в бассейны седиментации поступают главные массы кремнезема и железа. Формируются скопления бокситов, фосфоритов, россыпные месторождения, огнеупорные глины, кварцевые пески. Это наиболее продуктивное время и процесс длится до тех пор, пока темп поднятия не превысит темпа образования элювия (Казаринов, 1964). После этого сбрасывается плащ коры выветривания и в зону разложения вступают свежие породы. В связи с тем, что темп поднятия отдельных блоков даже одного и того же региона может быть различным, в бассейнах седиментации могут встречаться как бы «запрещенные» парагенезисы кремнезема, барита, гипса и др.

Поднятия областей размыва могут происходить то резко и быстро, то растягиваясь на значительное время. В первом случае регрессия происходит быстро, осадки этого регрессивного этапа геологического развития угнетены и порой почти не фиксируются в разрезах. Осадочная серия в этом случае будет отражать нарастающую трансгрессию, уже после того как поднятие рельефа прекратилось. Во втором случае темп поднятия постепенно, но все более и более превышает темп денудации и идет непрерывно-прерывистое возрастание абсолютных средних значений рельефа и его расчлененности. Воздымающаяся страна как бы в обратной последовательности проходит этапы химического выветривания, что отражается на составе осадков в бассейне седиментации. В этом случае при движении снизу вверх по разрезу отмечается постепенное нарастание полимиктовости осадков, исчезновение каолинита, уменьшение «упорядоченности» в распределении редких и рассеянных элементов. Кремнистые осадки сменяются повешено железистыми и затем карбонатными осадками. В какой-то этап геологического развития происходит уравнивание усилий поднятия и денудации, а затем денудация берет верх и начинается непрерывно-прерывистый процесс выравнивания горной страны. Этот процесс формирует трансгрессивный цикл осадконакопления. Общий ход описанных процессов показан на схеме (рис. 17).

Для реконструкции древнего рельефа по его останцам (реликтам) важное значение имеет определение его возраста и стадии денудации (рис. 18), на которой произошло его захоронение (или сохранение). При воздействии экзогенных процессов на исходный рельеф происходит разрушение положительных форм и заполнение осадками отрицательных форм рельефа, в результате формируется поверхность выравнивания. На механизмы этих процессов есть две точки зрения – пенепленизации (общее выравнивание рельефа – Davis, 1912) и

педиplanationи (параллельное отступление склонов – Кинг, 1967). В любом случае, поверхность выравнивания всегда моложе отложений, срезаемых ею и древнее перекрывающих её осадков. Поверхности выравнивания по способам образования подразделяются на *аккумулятивные, денудационные и аккумулятивно-денудационные.*

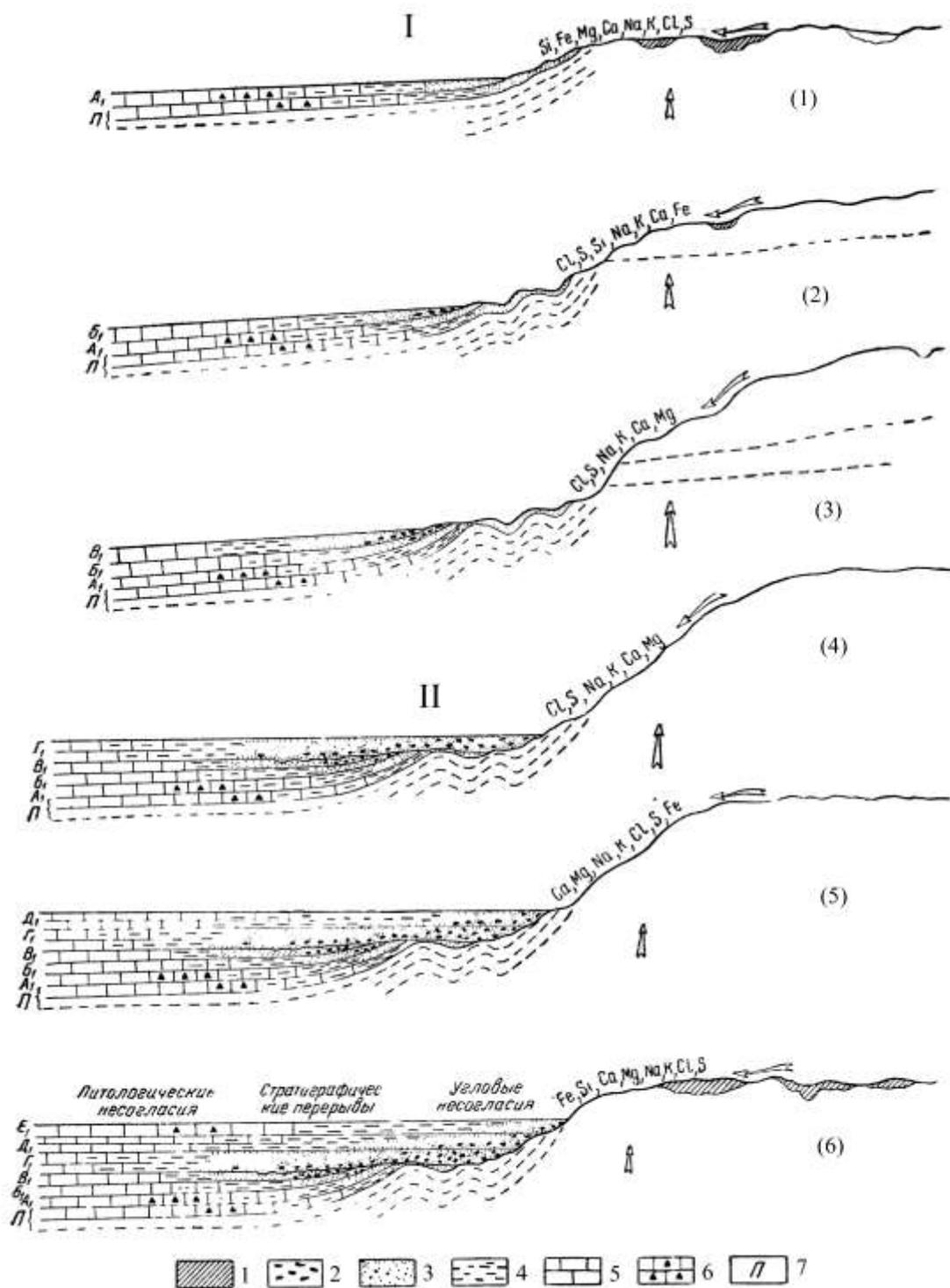


Рис. 17. Схема развития осадочной серии (Казаринов, 1964): I – регрессивный этап осадконакопления (поднятия преобладают над эрозией); II – трансгрессивный этап развития осадочной серии (эрозия преобладает над поднятиями). 1 – кора выветривания; 2 – крупнообломочные осадки; 3 – песчаные осадки; 4 – глинистые осадки; 5 – хомогенные осадки; 6 – хомогенные существенно кремнистые осадки; 7 – осадки предыдущей серии.

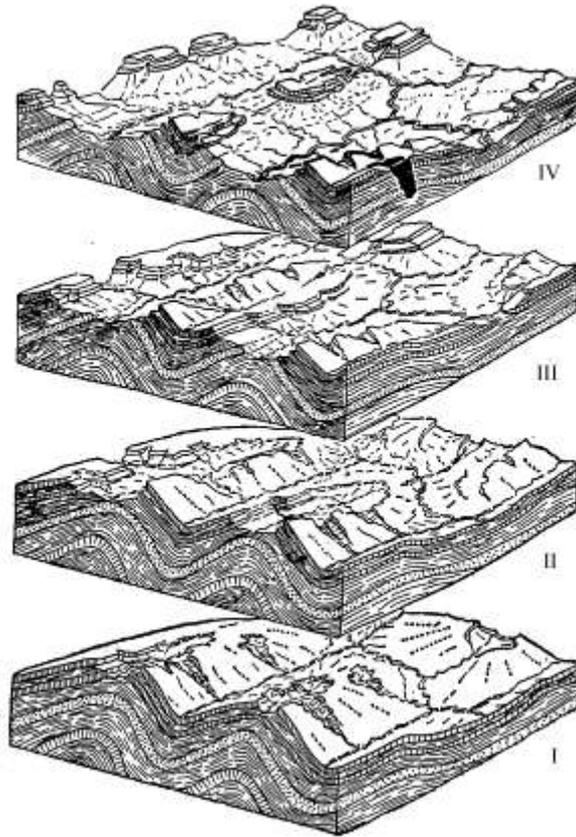


Рис. 18. Эволюция рельефа территории складчатой структуры (из А.Е. Криво-луцкого, 1977): I-IV стадии денудации тектонически структурированного рельефа.

Осадконакопление всегда начинается в наиболее пониженных участках рельефа суши, независимо от того, происходит ли оно в наземных условиях, речных, озерных или в результате проникновения в пределы суши морских вод. Признаками осадконакопления на суше (и при трансгрессивном режиме) будут:

- *В понижениях древнего рельефа всегда присутствуют более древние горизонты перекрывающих его отложений, отсутствующие на положительных формах рельефа.* Чем гипсометрически выше располагался элемент древнего рельефа, тем более молодыми отложениями он перекрывается.

- *Притыкание слоев относительно молодых отложений к поверхности более древних.* При этом необходимо убедиться, что контакт не является тектоническим. Против тектонического контакта могут свидетельствовать: а) признаки выветривания в кровле древних пород; б) обломки или материал в перекрывающих отложениях, характерные для подстилающего комплекса; в) отсутствие следов подвижек по контакту.

- *Первичный наклон слоев,* возникающий при накоплении осадочного материала на склонах или у подошвы разрушающихся возвышенностей. Особенно характерен он для делювиальных отложений, меньше для озерных и ледниковых. Обычно такая слоистость вблизи от контакта с древними породами идет почти параллельно поверхности раздела, т.е. является облекающей. Характерный признак – наличие в перекрывающих отложениях обломков подстилающих пород.

В разрезе скважин, при бурении, может выбираться какой-то одновозрастный горизонт (охарактеризованный определенной фауной или специфическим литологическим составом), по которому и отстраивается палеорельеф. Можно использовать геофизические методы, без бурения скважин, если слагающие рельеф породы и перекрывающие отложения обладают четкими различиями соответствующих физических характеристик. Погребенный рельеф может быть представлен в виде изогипс, для чего предварительно строят карту изменения мощностей между поверхностью рельефа и определенным синхронным маркирующим горизонтом. Карта равных мощностей дает надежные результаты только в том случае, если имеется полная уверенность в отсутствии несогласия и глубокой эрозии в кровле слоя (использующегося как маркирующий), вызывающих эпигенетическое сокращение его мощности, а также уменьшающих площадь его бывшего распространения.

6.2.3. Анализ наложенных тектонических движений

Тектонические движения являются одним из основных факторов, обуславливающих особенности современных и древних ландшафтов, являются ведущими в создании и развитии географической оболочки Земли.

Для характеристики тектонических движений геологического прошлого имеют большое значение *анализ мощностей, перерывов, несогласий и цикличности осадочных толщ*. Тектонические деформации, происшедшие в более позднее время, чем реконструируемый период, должны полностью исключаться (сниматься).

Анализ распределения мощностей древних осадочных толщ позволяет дать не только качественную, но и количественную оценку амплитуды и скорости тектонических движений. Мощность отложений в эпиконтинентальных морях и крупных континентальных бассейнах осадконакопления, как правило, соответствует амплитудам тектонического опускания (компенсационное осадконакопление). Когда объем терригенного материала превосходит объем депрессии осадконакопления, то происходит перекомпенсация и расширение площади осадконакопления (может происходить обмеление бассейна). При быстрых погружениях бассейнов и некомпенсированности их осадконакоплением (в крупных морских и озерных котловинах) метод мощностей не дает хороших представлений о тектонических движениях.

Перерывы в осадконакоплении отмечают резкую смену направленности тектонических движений с нисходящих на восходящие. Очень резкие поверхности перерывов, иногда с глубокими врезами и карманами наблюдаются среди аллювиальных и флювиогляциальных отложений, иногда внутри карбонатных толщ (внутриформационные размывы). На поверхности перерыва могут наблюдаться остатки кор выветривания. Для оценки продолжительности перерыва определяется возраст подстилающих и перекрывающих образований. При этом собственно продолжительность размыва обычно значительно короче по времени, чем интервал отсутствующих отложений, так как он приводит к уничтожению самых молодых пород отложившихся до начала размыва. Смена направ-

ленности вертикальных тектонических движений по времени будет смещена по сравнению с процессами осадконакопления (а соответственно часто и с геологическим возрастом отложений до и после перерыва). Обычно сначала происходит изменение вектора направления тектонических движений, а затем с некоторым опозданием формируется перерыв в осадконакоплении или возобновление осадконакопления. Эта временная разница формируется за счет времени требующегося для преодоления уровня базиса эрозии – чем глубже бассейн седиментации, тем больше потребуется времени подъема территории, чтобы она вышла из зоны осадконакопления. То есть даже при подъеме территории, если она будет оставаться ниже уровня моря, в ней все равно будет продолжаться осадконакопление. И соответственно наоборот, чем выше уровень суши, тем больше потребуется времени, чтобы процессы денудации сменились осадконакоплением при опускании территории.

Несогласия также являются важными признаками тектонических движений, различают параллельное (стратиграфическое или эрозионное), краевое и угловое несогласия. Краевые несогласия наблюдаются по краям бассейна осадконакопления и возникают в результате неоднократного изменения положения береговой линии. Они характеризуются постепенным уменьшением мощности и выклиниванием отдельных пластов у края бассейна. При трансгрессивном налегании перекрывающая толща ложится на более древние образования. При регрессивном налегании более молодые слои как бы вложены в более древние и отделяются от них абразионным уступом. Угловые несогласия выражаются в смене наклона (угла падения) слоев ниже и выше уровня перерыва. Они образуются до и в течении перерыва в осадконакоплении.

Тонкая слоистость и мелкая цикличность осадочных толщ тесно связаны с тектоническими движениями высоких порядков и с периодическими изменениями климата, а более крупная цикличность – с изменениями соотношений поднятий и погружений. Наиболее четко циклическое строение осадочных толщ представлено на пологих приморских низменностях, где во влажном климате часто формируются многослойные угленосные отложения.

Ниже рассмотрены крайние (типовые) случаи проявления дифференцированных тектонических движений и связанные с ними особенности осадконакопления и палеогеографические реконструкции. В первых четырех случаях осадки принесены извне.

1. *Перед началом осадконакопления рельеф был практически ровным. Тектоника проявилась после осадконакопления.* В полевых условиях исследователь наблюдает, что над приподнятыми и опущенными участками древнего рельефа залегают отложения, характеризующиеся одинаковыми мощностями разновозрастных пачек и одинаковой сменой пород по разрезу, одинаковой ритмичностью и отсутствием фациальных различий отложений.

2. *Перед началом осадконакопления рельеф был практически ровным. Тектоника проявлялась во время осадконакопления, но она не выражалась в рельефе, т.е. во всех участках в равной степени происходила компенсация погружения осадконакоплением.* В этом случае над приподнятыми и опущенными участками поверхности древних пород залегают отложения с разными мощно-

стями одновозрастных пачек, но характеризующиеся одинаковой сменой пород по разрезу, ритмичностью и отсутствием фациальных различий отложений.

3. *Перед началом осадконакопления рельеф был практически ровным. Во время осадконакопления происходили дифференцированные тектонические движения, которые выражались в рельефе, т.е. не было в разных местах в равной мере компенсации погружения осадконакоплением.* В результате над приподнятыми и опущенными участками поверхности древних пород залегают отложения с разными мощностями одновозрастных пачек, с разным фациальным составом. В разрезах с увеличенными мощностями наблюдаются меньшая зернистость отложений и относительно большая глубоководность. В маломощных разрезах нередко больше следов перерывов, размывов.

4. *Рельеф существовал. Дифференциальные тектонические движения одновременные с осадконакоплением отсутствовали.* В этом случае для осадочных толщ характерны следующие черты строения: притыкание слоев; постоянство мощностей одновозрастных пачек и ритмов даже самых низов разрезов; трансгрессивное налегание отложений без фациальных изменений одновозрастных пачек; разная ритмичность; соответствие разности мощностей разрезов разности высот древнего рельефа; при хорошо выраженной ритмичности различное количество ритмов в разрезах с разной мощностью.

5. *Рельеф существовал. Тектонических движений во время осадконакопления не было. Осадочный материал в основном поступал за счет местных возвышенностей.* В этом случае характерны неодинаковые отложения над различными формами рельефа (т.е. в разрезах разной мощности) с разницей в мощностях и фациях, в общем соответствующей относительным высотам положительных форм рельефа; наличие первичного наклона слоев вблизи от склонов возвышенностей; однонаправленность изменения состава отложений снизу вверх - присутствие одного ритма (от наиболее грубых к тонким осадкам) в понижениях рельефа или части его над более возвышенными участками рельефа; трансгрессивное налегание с фациальными изменениями одновозрастных пачек; разность мощностей разрезов меньше первоначальной разности высотных отметок рельефа; зависимость состава обломочных компонентов от состава пород возвышенных участков рельефа и в связи с этим частая, быстрая изменчивость комплекса обломочных минералов одновозрастных частей разрезов по площади; переотложенные фаунистические остатки (смешанность фаунистических комплексов, следы окатанности, дробления, отсутствие признаков автохтонности у более древних остатков и наличие у более молодых).

Своеобразными признаками характеризуются *дельтовые отложения* устойчиво существующих рек при различных скоростях погружения приемного бассейна (табл. 11). Изменение скоростей прогибания и привноса осадочного материала оказывает значительное влияние на облик дельтовой толщи и является одной из причин её циклического строения (рис. 19).

При незначительных скоростях погружения дна бассейна или его отсутствии (т.е. темпы терригенного привноса заметно опережают темпы погружения структуры), развитие дельты идет по принципу речного выноса. Фронт дельты и дельтовая равнина активно продвигаются в сторону моря, образуется типич-

ный дельтовый цикл регрессивного строения ABCDE (Япаскерт и др., 1998).

Таблица 11. Влияние тектонического фактора на характер дельтового накопления (Япаскерт и др., 1998).

Объем твердого стока	Признаки скорости погружения	
	Высокая	Низкая
Высокий	Интенсивные деформации – диапировые складки, сбросы, оползни. Повышенные мощности осадков	Формирование мощного дельтового комплекса
Низкий	Высокая степень переработки волнами вплоть до разрушения или ненакопления дельтового комплекса	

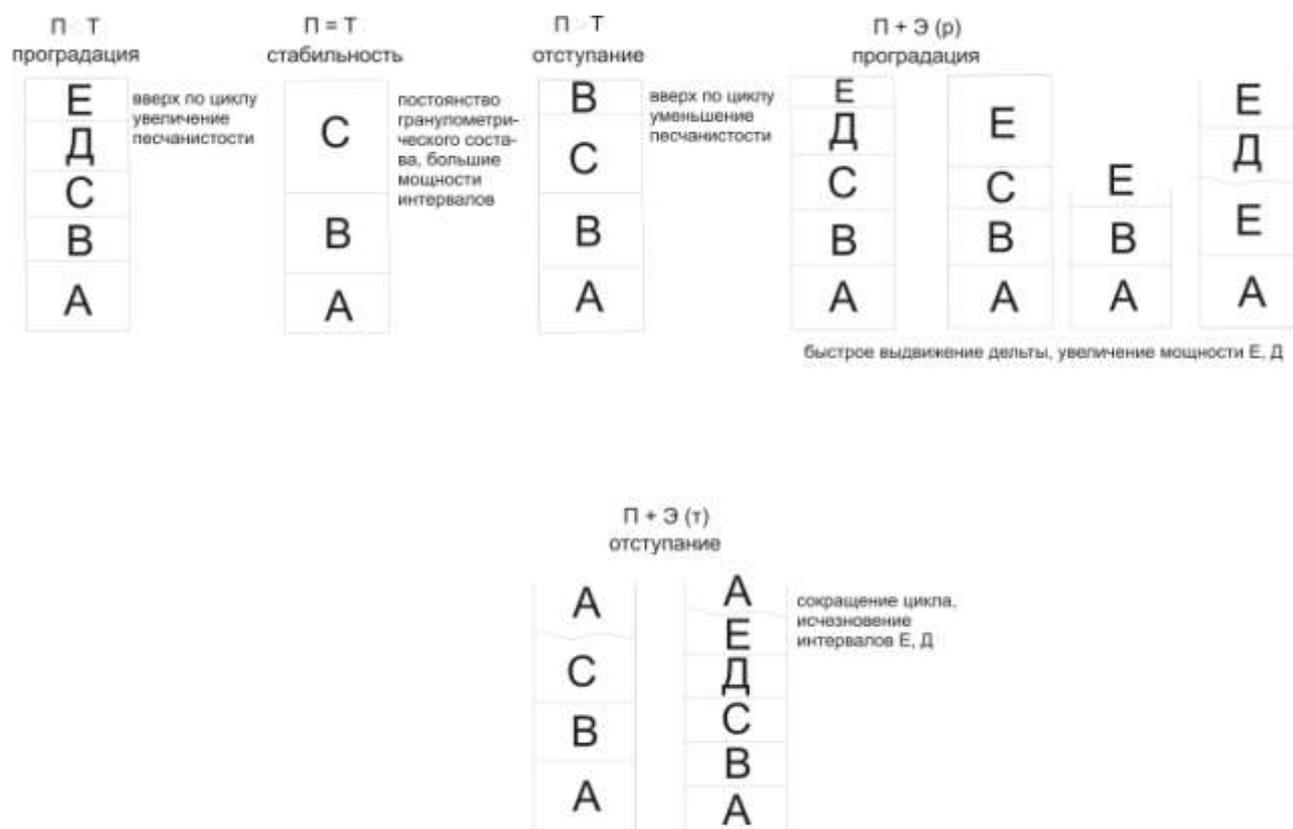


Рис. 19. Изменение строения дельтового цикла под действием тектонических движений (Япаскерт и др., 1998): П – прогибание дна, Т – твердый сток, Э (р) – эвстатическое понижение уровня моря, Э (т) – эвстатическое повышение уровня моря. Интервалы «идеализированного» дельтового цикла: трансгрессивная фаза, представленная А – глинами, известняками, горючими сланцами; фаза выдвигения, представленная: В – тонкослоистой глиной, часто известковистой, иногда с фауной, С – песками, алевритами, глинами, с увеличением зернистости и мощности песков вверх по разрезу, биотурбациями, следами оползания, знаками ряби; фаза агградации, представленная: Д – грубозернистыми песками и алевритами с размывами, зернистость возрастает вверх по разрезу; Е – разнообразными русловыми, пойменными, болотными, дюнными отложениями.

При равных скоростях привноса терригенного материала и прогибания дна формируются достаточно мощные разрезы отложений фронта дельты, без резкого изменения гранулометрического спектра осадков. В этом случае продвижение дельты вглубь бассейна замедляются вплоть до остановки, но наращивание мощности дельтового комплекса продолжается, пока под действием нако-

пившихся осадков не произойдет резкое опускание дна бассейна (изостатическое погружение). При этом грубозернистость пород уменьшится, строение толщи имеет трансгрессивный тип – возможна смена вверх по разрезу песчаных отложений алевритистыми и глинисто-алевритовыми. Таким образом, дельтовый цикл может иметь регрессивное, однородное или трансгрессивное строение в зависимости от темпов погружения дна бассейна. Отступление моря и замедление темпов прогибания дна бассейна может вызвать формирование торфяников или углей непосредственно на дельтовых отложениях (АВСЕ, АВЕ или АЕДЕ).

Интенсивное прогибание дна бассейна сопровождающееся повышением уровня моря приводит к усилению трансгрессии, деградации дельты и может приводить к появлению в разрезе глубоководных шельфовых илов, перекрывающих осадки дельтовой равнины (АВСДЕА).

6.2.4. Реконструкции палеодолин рек

В геологических разрезах сохраняются в основном речные отложения низовьев рек, т.е. дельт. Основная же часть рек, как и в настоящее время, располагалась на территории областей сноса и была транзитной артерией.

Крайнее непостоянство речных потоков и их различная динамика, кратковременность существования основного русла (высокие миграционные способности), быстро меняющаяся ситуация в речной долине (например объем воды и скорость течения), не позволяют восстанавливать отдельные речные потоки, приуроченные к одной и той же речной долине. Поэтому проводят восстановление общего направления стока речных вод и максимальной ширины речных долин, которые в несколько раз превышают современные.

Погребенные речные русла (обычно фрагменты) встречаются редко и изучают их чаще всего по кернам. Поэтому реконструкция делается примерная. Иногда палеорусла вскрываются в естественных обнажениях в виде погребенных корытообразных врезок во вмещающие породы (рис. 20).

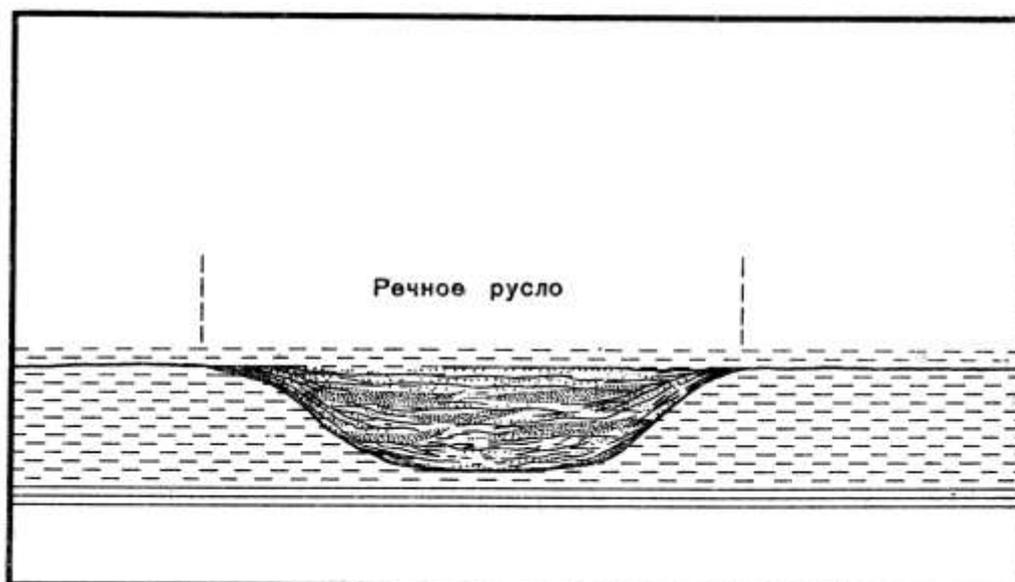


Рис. 20. Поперечный разрез типичного заполнения речного канала русла линзами грубозернистых осадков, соответствующих мигрирующим рукавам реки (из Шепарда, 1964).

В зависимости от типа рельефа различают три вида аллювия: горный, равнинный и балочный. Наиболее полным набором фациально-генетических признаков обладает аллювий равнинных рек (рис. 21). У горных рек господствуют русловые фации, иногда замещающиеся селевыми накоплениями. Горный аллювий грубого механического состава неустойчиво накапливается по профилю речной долины; максимальные его накопления с образованием мощных толщ предгорных отложений ограничиваются предгорной или межгорной равниной. Балочный аллювий по своему облику напоминает пойменный – преимущественно тонкозернистые осадки алевритоглинистого состава с тонкой косой или даже горизонтальной слоистостью.

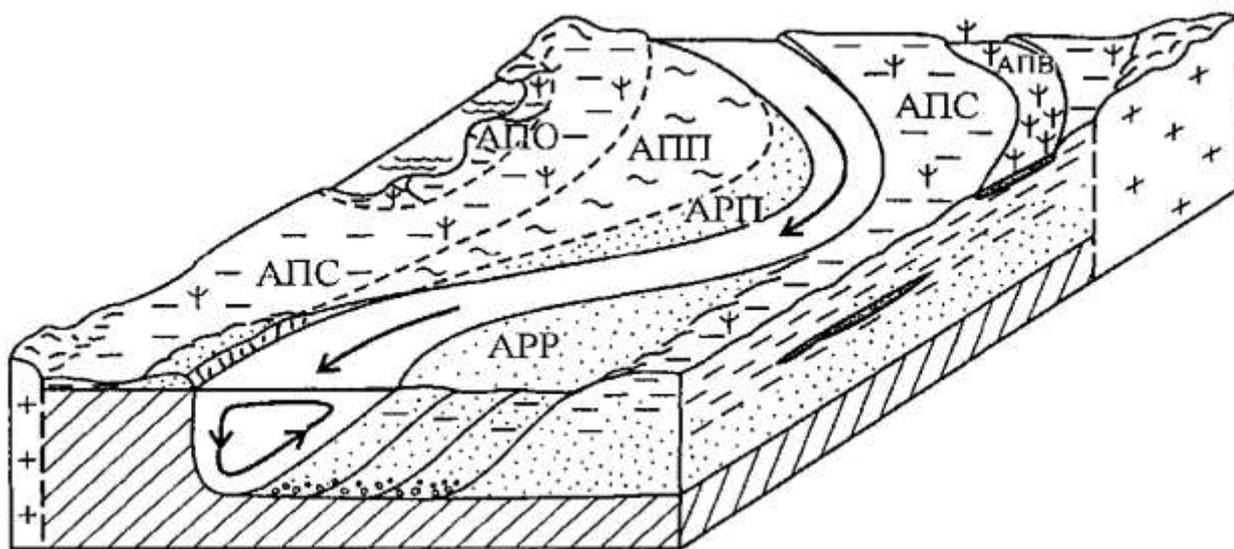


Рис. 21. Блок-диаграмма аллювиальных отложений (Алексеев, 2007): АРР – равнинный русловой аллювий, АРП – пойменный аллювий, АПС – пойменно-старичный аллювий, АПО – приозерный паводковый аллювий, АПВ – аллювий заболоченных пойм.

Непосредственное строение аллювиальных толщ в пределах одного цикла (этапа) формирования речной долины определяется боковой миграцией русла (меандрированием) и последовательным перемещением переносимых разным способом частиц из стрежневой зоны в прирусловую отмель и пойму (Алексеев, 2007). В разрезе полный аллювиальный цикл, по вертикали, снизу вверх будет характеризоваться постепенной сменой грубообломочного аллювия русловой фации на всё более тонкие вплоть до отложений заболоченных пойм (рис. 22).

Поисковые признаки для реконструкции погребённых палеорусел:

1. Нахождение среди морских, озерных или наземных отложений русловых и дельтовых образований или конусов выноса. Признаками могут быть – особенности ориентировки уплощенных галек, морфология косослойчатых текстур, веерное падение косой слойчатости, тонкая четкая слоистость. Речные

пески могут быть хуже отсортированными, чем морские и содержат много полос ила, вытянутых вдоль гравийных линз, переслаивающихся с ними. Речные отложения не выдержаны по простиранию, часто переслаиваются и выклиниваются, имеют линзовидную форму, что отражает сезонную динамику речного стока. В вертикальном разрезе строение аллювиальных толщ тоже имеет свою специфику. Русловые осадки залегают с размывом на породах ложа русла и постепенно сменяются все более мелкозернистыми. Над русловыми осадками распространены пойменные или старичные, которые в свою очередь могут вновь сменяться русловыми. Совместно они образуют единый цикл осадконакопления.

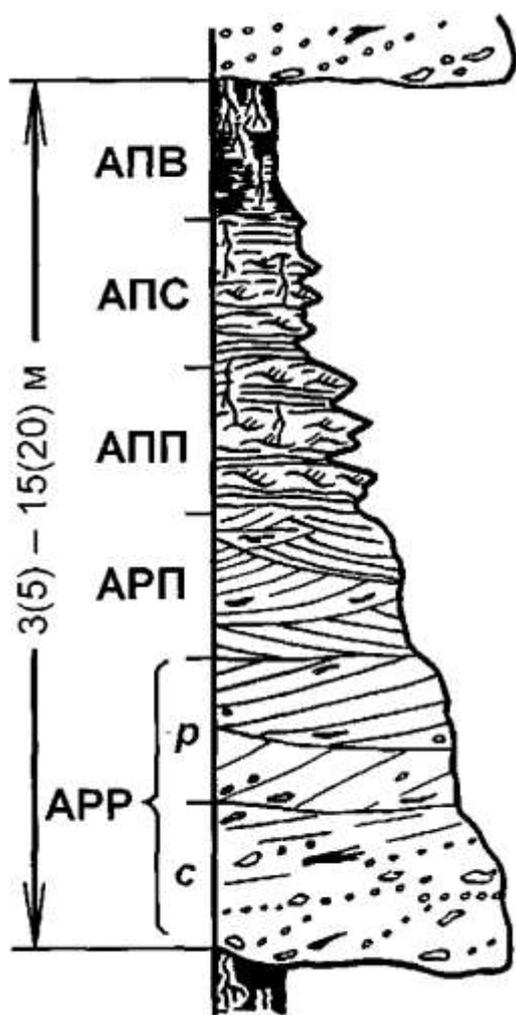


Рис. 22. Модель идеализированного аллювиального цикла крупной равнинной реки (Алексеев, 2007): для фации руслового аллювия (АРР) выделены С – строжневая и Р – собственно русловая части.

2. Признаками речных дельт являются: четкая слоистость, не нарушаемая деятельностью донных организмов; большое содержание обломков деревьев, выносимых речными потоками; другие ископаемые остатки очень редки, так как число видов животных ограничено из-за переменных условий солености и температуры; осадки дельт отражают многочисленные смены морских и наземных условий (развитие циклитов).

3. Морфологические формы погребенных русел. Песчаные русла речных потоков обычно имеют извилистые очертания в плане. Русло обычно направлено под прямым углом к побережью. В поперечном профиле речные русла имеют узкую подошву и широкую относительно плоскую кровлю.

4. Наличие признаков отчетливого опреснения по изменению состава остатков фауны или геохимическим показателям.

5. Особенности изменения по площади петрографического состава грубообломочных компонентов или минерального состава песчаных зерен.

6. Наличие отложений крупных озер, возникающих в обстановке аридного климата. Это возможно только при приносе речных вод.

Реконструкции направления течения палеорек можно делать по разнице гипсометрического положения днища русла в нескольких разрезах, по захороненным в аллювии фрагментам стволов деревьев или ископаемым остаткам позвоночных. Для реконструкции направления течения рек можно использовать

замеры ориентировки как изолированных длинных костей, так и фрагменты скелетов ископаемых позвоночных (рис. 23). Во всех измерительных методах результаты обычно выносятся на розу-диаграмму.

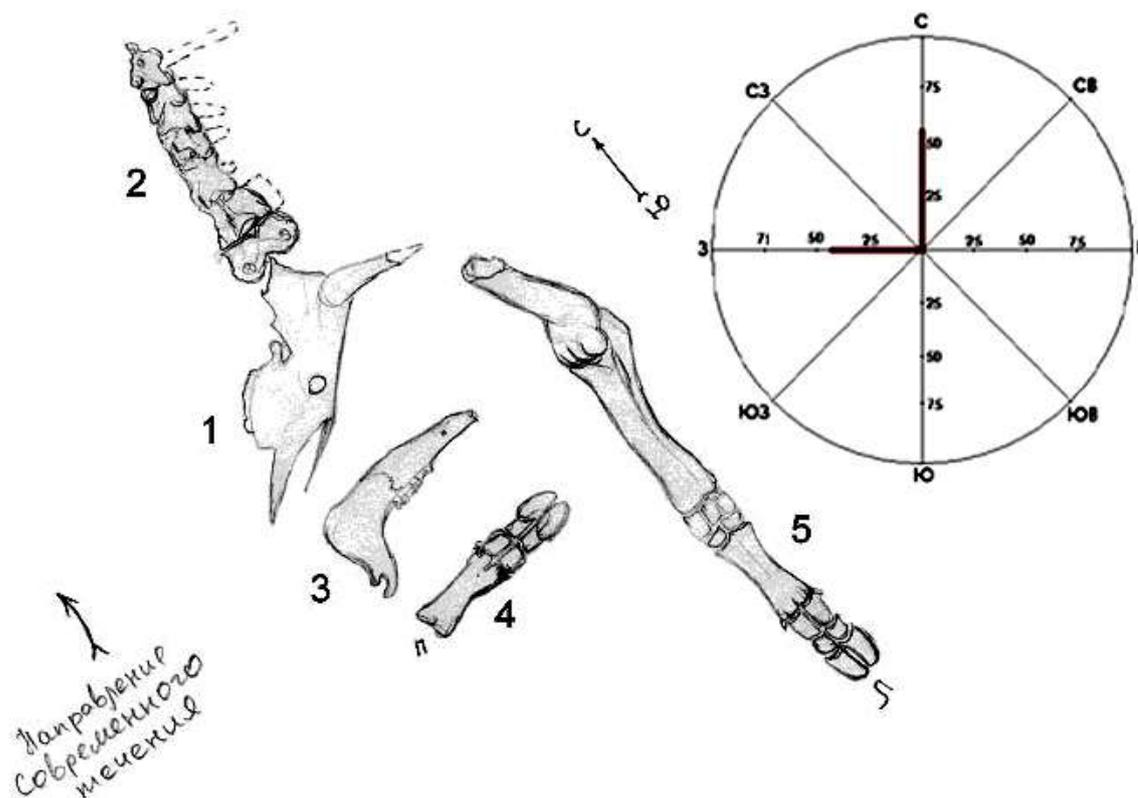


Рис. 23. Расположение костей бизона в местонахождении Красный Яр (р. Обь, Томская обл.) (Шпанский, Печерская, 2006): 1 - череп; 2 - шея; 3 - нижняя челюсть; 4 - дистальный отдел правой передней конечности; 5 - левая передняя конечность. Роза-диаграмма построена по ориентированным костям. Распределение остатков представлено в процентном соотношении 20%=11 костей. Направление современного течения р. Обь совпадает с ориентировкой длинных фрагментов скелета, захороненного в сартанское время.

Скорость течения рек коррелируется с размерностью переносимого ими материала путем волочения или во взвешенном состоянии (табл. 12). Изучение современных русел и речных систем показало, что размеры русла зависят от количества воды, протекающего по нему. С увеличением дебета увеличивается ширина и глубина русла, длина дуги и происходит уменьшение уклона реки.

Таблица 12. Соотношение скорости течения реки с размерами перемещаемого материала (по Славину, Ясаманову, 1982)

Скорость реки, м/с (км/ч)	Размеры переносимых обломков
0,3 (1,08)	Тонкий песок
0,6 (2,16)	Крупный песок
1,0 (3,6)	Мелкий гравий
1,2 (4,32)	Гальки до 5 см в диаметре
2,0 (7,2)	Гальки до 10 см в диаметре
2,4 (8,64)	Гальки до 20 см в диаметре

6.2.5. Выявление древних озерных котловин и болот

Озера встречаются в разнообразных геологических условиях и природных зонах. На характер озерных отложений существенное влияние оказывает климат, определяющий гидрохимический режим и состав органического мира; тектонический режим региона, от которого зависит форма, размер и глубина озерной котловины, характер берегов и водосборной площади, геологическое строение берегов и характер питания озер жидким и твердым стоком.

Наиболее общей чертой озерных осадков является тонкая горизонтальная слоистость, связанная с сезонностью осадконакопления. Сезонная слоистость возникает из-за изменений механического состава (размерности) и интенсивности поступления осадка в течение года. Многие озерные осадки характеризуются большой примесью органического вещества (сапропель), присутствием значительного количества пресноводных моллюсков и остатков растительности.

Озерные отложения часто имеют специфический геохимический состав, они могут быть обогащены Na, Cl, боратами, иногда CO₂. При выпаривании иногда осаждаются специфические соли: баритокальцит, давсонит, анальцит, мирабилит, фторапатит, иногда арагонит и др.

Текстурные и минеральные особенности осадочных образований не могут быть достаточно четкими критериями распознавания типов озерного осадконакопления. Они довольно часто похожи на мелководные морские, особенно на осадки спокойных заливов, лагун и эстуариев.

Характер озерных отложений гумидных областей отличается от аридных. В озерах гумидных областей накапливаются главным образом обломочные и глинистые осадки, разнообразные продукты жизнедеятельности организмов, обычно обогащенные органическим веществом (рис. 24), а в озерах аридной зоны наряду с формированием глинисто-песчаных отложений осаждаются высокомагнезиальные карбонаты и другие эвапориты.

Относительно глубоководные озерные отложения представлены битуминозными сланцами, черными известковыми и доломитизированными глинистыми сланцами и песчано-глинистыми известняками. Прибрежные отложения состоят из зеленых и красноцветных алевритистых глин, глинистых алевролитов и песчаников, водорослевых построек и биолитов с внутриформационными кремнистыми конгломератами. Распространены косая слоистость, знаки ряби, линейно-вытянутые трещины усыхания и водорослевая слоистость.

К числу признаков, по которым различаются болота, относятся геоморфологическое положение, состав растительности, степень обводненности и химический состав вод.

Для образования болот необходимо сочетание трех главнейших условий: 1) благоприятные ландшафтно-климатические условия; 2) высокий уровень грунтовых вод; 3) развитие гигро- и гидрофитной растительности.

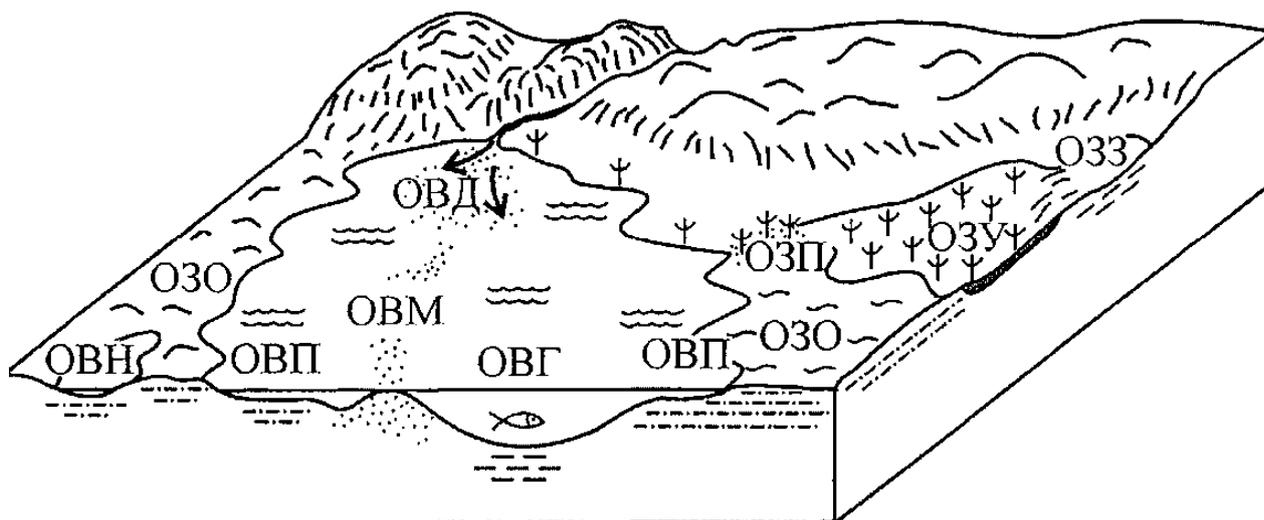


Рис. 24. Блок-схема распределения озеро-болотных отложений гумидной области (Алексеев, 2007): ОЗО – заболачивающихся озер, ОВН – небольших озер, ОВП – прибрежной части открытых озер, ОВГ – глубокой части озер, ОВМ – мелководной части озер, ОВД – дельтовой части рек, впадающих в озера, ОЗП – заболоченных озер с проточностью, ОЗУ – заболоченных озер (углифицированные), ОЗЗ – заиленные участки застойных озер.

Отложения болот характеризуются преобладанием глинистого материала, обилием остатков растений, особенно их корневой системы, присутствием пластов угля и горизонтальной слоистостью. Образование осадков в восстановительной обстановке приводит к возникновению каолинита, сидерита, пирита и вивианита. С болотами тесно связаны ископаемые почвы, которые довольно часто наблюдаются в основании угольных пластов. Они представляют собой комковатую глинистую породу, переполненную остатками корневой системы растений.

6.2.6. Древние оледенения, реконструкция центров оледенения и направления распространения ледников

Наибольшее значение реконструкции древних оледенений имеют при построении палеогеографических карт для четвертичного периода. Очень ценным источником фактического материала, позволяющим определить границы оледенений, контуры приледниковых озерных бассейнов и путей стока талых ледниковых вод являются карты четвертичных отложений различных масштабов. Дочетвертичные ледниковые отложения называются *тиллитами*. Их разделяют на три группы: *собственно тиллиты* – литифицированные ледниковые отложения; *псевдотиллиты* – сходные с тиллитами неледниковые образования; *тиллоиды* – образования неясного генезиса, сходные с тиллитами. Особенностью тиллитов являются порфиорокластическая структура, крайняя неотсортированность, широкий гранулометрический спектр с полимодальным распределением частиц по размерам, значительное содержание алевритового материала, очень неравномерная, слабая окатанность обломков, присутствие эрратических глыб,

плосковыпуклых валунов с продольной субпараллельной и пересекающейся прямолинейной штриховкой и шрамами, иногда гвоздевидной формы.

Признаками древних оледенений являются:

1. Плохая сортировка ледниковых отложений, вместе находятся глинистый, алеврито-песчаный и грубообломочный материал;
2. Залегание отложений на отполированной и исштрихованной поверхности подстилающих пород;
3. Наличие в подстилающих породах сглаженных округлых выступов - бараньих лбов;
4. Присутствие в отложениях утюгообразных и исштрихованных валунов;
5. Близкое к параллельному расположение удлиненных валунов по отношению друг к другу;
6. Присутствие долин трогового профиля;
7. Значительная площадь распространения не отсортированных пород в понижениях и повышениях рельефа;
8. Стратиграфическая устойчивость отложений;
9. Присутствие в отложениях блуждающих валунов, находящихся на расстоянии сотен и тысяч километров от коренных выходов соответствующих пород и располагающихся на площади в виде конуса с вершиной у коренных выходов;
10. Незрелый минералогический и химический состав (сохраняются неустойчивые к выветриванию минералы – полевые шпаты, слюды, гидрослюды);
11. Слабая окатанность и большие предельные размеры обломков.
12. Отсутствие или специфический характер слоистости отложений.

Для воссоздания масштабов и характера оледенений, помимо распространения ледниковых (моренных) и водноледниковых отложений, очень важно выяснение распространения аккумулятивных форм рельефа, возникших из-за ледниковой деятельности. К ним относятся краевые ледниковые образования, камы, озы и друмлины.

Для выявления направления движения ледников проводятся:

1. Массовые замеры ориентировки шрамов, борозд, царапин на поверхности ледникового ложа, они располагаются параллельно движению льда;
2. Массовые замеры ориентировки удлиненных валунов (их длинная ось параллельна направлению движения льда);
3. Оценивается ориентировка бараньих лбов (пологий, сглаженный склон их располагается со стороны движения льда);
4. На карту выносятся расположение замеренных объектов и отмечается их ориентировка, особое внимание уделяется блуждающим валунам. В результате получается площадь распространения, часто в форме конусов разноса. Среднее направление движения льда в общем близко к биссектрисе угла между сторонами конуса местонахождений валунов. Иногда выявляется несколько основных направлений разноса и главных ледниковых языков. Место сужения конуса разноса (его вершина) будет являться центром оледенения.

Достаточно широко распространены флювиогляциальные образования, наиболее характерные для зандровых равнин. Зандровые равнины располагаются у внешнего края ледника и состоят из плоских, но обширных конусов выноса. Вблизи конечных морен они слагаются грубыми осадками – галечниками и гравием с валунами, которые при удалении от морен, сменяются песками с линзами галечника и гравия. На большом удалении от ледника зандровые равнины слагаются однородным, но плохо отсортированным песчаным материалом с грубой кривой слоистостью потокового (руслового) типа. Зандровые пески четвертичного возраста широко распространены на севере Западно-Сибирской равнины. Они мелко-, средне- и крупнозернистые с прослоями галечно-гравийного материала. Пески иногда глинистые. Слоистость в них не всегда ясно выражена. Довольно часто встречаются морозобойные трещины. Минеральный состав песков однообразен и наряду с устойчивыми минералами присутствует большое количество неустойчивых к выветриванию минералов и зерен горных пород (Славин, Ясаманов, 1982).

В зонах развития ледников распространены также лимногляциальные (озерно-ледниковые) отложения. Приледниковые озера (подпрудные), запруженные конечными моренами и грядами ледникового происхождения в четвертичном периоде, по мнению некоторых авторов, имели протяженность в десятки и сотни километров и являлись аккумуляторами тонкого обломочного материала. Наиболее характерными осадками ледниковых озер являются так называемые ленточные глины, т.е. глины с тонкой горизонтальной слоистостью. Они образованы в результате сезонного поступления обломочного материала. Обилие талых вод и большая скорость потоков обуславливают принос большого количества грубого материала. В зимнее время осаждается тонкий глинистый материал и в течение годового цикла образуется одна «лента» осадков. По данным М.Н. Кагнер, в летних слоях фракция менее 0,01 мм составляет 20-90%, а остальное приходится на алевритовые зерна. Зимние слои почти целиком состоят из частиц размерностью менее 0,01 мм (80-90%).

Солифлюкционные образования развиты в областях устойчивой мерзлоты. В результате оттаивания песчано-глинистые грунты скользят по мерзлоте и дают накопления несортированного и неслоистого материала. С подобными отложениями тесно связаны своеобразные текстуры. Это «мерзлотные клинья», текстуры вспучивания и выпирания слоев, известные под названием геокриологических текстур.

Ледник, спускающийся в морской бассейн, при оттаивании сгружает впадный в лед разнообразный материал, давая начало морским моренам (акваморены) и айсберговым накоплениям, морским ледниковым отложениям и морским ленточным глинам. Морская морена образуется при таянии ледника, двигавшегося по морскому дну. Хотя она состоит из грубообломочных образований (валуны, галечники, грубозернистые пески), для нее в отличие от наземных, не характерны штриховка и шрамы. Осадки характеризуются хорошей сортированностью обломочного материала, слоистостью и присутствием раковин морских организмов. Это создает большие трудности для диагностирования морских моренных отложений, т.к. в большинстве случаев они очень похо-

жи на прибрежно-морские грубообломочные накопления (Славин, Ясаманов, 1982).

Айсберговые осадки представляют собой разный по составу и гранулометрии материал, осажженный на дно моря в результате таяния крупных масс плавающего льда. Характерными признаками айсберговых осадков являются присутствие среди песчано-глинистых и песчано-алевролитовых отложений морского генезиса с горизонтальной слоистостью и остатками морских организмов, неравномерно распределенных обломков экзотических пород в виде валунов и крупного щебня. Пространственное распределение айсберговых отложений может свидетельствовать о направлении океанических течений.

6.2.7. Реконструкция преобладающих направлений древних ветров

Установление эолового генезиса древних отложений имеет важнейшее значение не только для реконструкций физико-географических обстановок, но и для определения направления переноса тонкого обломочного материала, т.е. восстановления преобладающего направления древних ветров.

Перенос частиц ветром происходит путем волочения или во взвешенном состоянии. При скорости ветра до 6,5 м/с переносится песчаная фракция до 0,25 мм, при скорости от 6,5 до 10 м/с – до 1 мм, при скорости 20 м/с – галечные фракции; пелитовые частицы переносятся при скорости ветра до 7-9 м/с. Дальность переноса зависит от скорости и продолжительности господствующего ветра. Например, в настоящее время из Сахары пылевые частицы переносятся на расстояние до 3000 км, а в плейстоцене с территории северного Казахстана, где сохранились котловины развеивания (выдувания), эоловый материал разносился по всей Западно-Сибирской равнине на расстояние до 2-2,5 тыс. км, формируя довольно значительные лёссовые толщи.

Основной метод определения направления древнего ветра – это выявление преобладающего наклона косых слойков в эоловых песках и песчаниках. Поскольку ветры испытывают частую смену направления, то для выяснения их преобладающей направленности необходимо в каждой точке наблюдения проводить массовые замеры ориентировки косых слойков. Эоловая косая слойчатость по сравнению с речной характеризуется значительно меньшим постоянством углов падения. Результаты удобно изображать в виде роз-диаграмм или гистограмм.

Характерные признаки эоловых песчаных отложений:

1. Однородный гранулометрический состав;
2. Хорошая отсортированность зерен;
3. Отсутствие базального цемента (песчаные зерна соприкасаются друг с другом, цемент вторичный, и потому его всегда менее 40%);
4. Большое (обычно преобладающее) количество зерен с матовой поверхностью;
5. Индекс знаков ряби (отношение их ширины к высоте) обычно более 15;
6. Скопление на вершинках знаков ряби более крупных зерен, чем в понижениях (у водных – наоборот, между валиками – более крупные зерна) (табл.

13);

Таблица 13. Признаки знаков ряби различного происхождения (Маслов, 2005)

Основные признаки	Водная рябь		Эоловая рябь
	Волновая рябь	Рябь течений	
Длина волны	Обычно 2-10 см, реже меньше и больше	Колеблется в широких пределах (от 2-3 см до 2-3 м)	Обычно от 1 до 10 см, реже до 25 см
Высота волны	От нескольких миллиметров до нескольких сантиметров	Колеблется в широких пределах (от 2-3 мм до 40-50 см)	Обычно доли см, реже больше
Индекс ряби	В пределах 5-10, у волноприбойных знаков – 5-20	4-10	Больше 15, в отдельных случаях до 100
Форма	Симметричная. Гребни острые, иногда округленные, углубления полого округлые, более широкие, чем гребни. Вершины гребней могут быть уплощены вследствие размыва. У волноприбойных знаков наблюдается асимметрия. Рифели ряби относительно прямолинейные	Асимметрия. Крутой наклон направлен по течению. Хребтики (рифели) как относительно прямолинейные, так и волнисто- или дугообразно изогнутые, различной длины, иногда короткие	Асимметричная. Наветренный склон пологий, подветренный крутой. хребтики чаще всего дугообразно изогнуты
Внутреннее строение	Легкий материал скапливается на гребнях, более тяжелый – в углублениях. Иногда заметны слойки, почти параллельные поверхности ряби	Легкий материал скапливается на гребнях, более тяжелый в углублениях. Иногда заметны слойки, параллельные крутому склону знака ряби	На хребтиках зерна крупнее, чем в углублениях
Взаимоотношения в плане	Хребтики приблизительно параллельны и расположены примерно на одинаковых расстояниях. Встречаются системы из двух-трех серий параллельных хребтиков различной величины, а также сложные системы перекрещивающихся знаков ряби (интерференционная рябь)	Различное: а) приблизительно параллельное; б) беспорядочное. Иногда наблюдается перекрестная рябь	Близкое к параллельному
Ориентировка в пространстве	Обычно параллельна береговой линии	В общем случае хребтики перпендикулярны направлению струй течения, крутой склон направлен по течению. В случае неровного дна (особенно в реках) может наблюдаться отклонение от направления, перпендикулярного основному течению	Разнообразная в зависимости от направления ветра
Обстановки образования	Глубины образования изменяются в больших пределах, достигая в океане 200-250 м. Обычно характерны для мелководных морских и озерных водоемов. Сложные системы ряби всегда возникают на мелководье в результате взаимодействия волн и течений	Речные, озерные и/или морские условия, где имеются направленные течения. В морях нижний предел глубины образования ниже, чем для знаков ряби волнения	Пустыни, побережья морей, озер и рек

7. Отчетливо перекрестный тип косой слойчатости, причем часто с присутствием громадных (более 10 м мощности) косых серий;

8. Значительно меньший, чем для водноотложенных песков, коэффициент смещения.

9. Отсутствие остатков организмов, в крайне редких случаях захораниваются кости крупных позвоночных.

6.3. Реконструкции переходных обстановок от континентальных к морским

К переходной зоне между морем и сушей, по характеру осадков и физико-географическим условиям, относятся дельты, лиманы и лагуны. Отложения этой зоны редко образуют мощные толщи и обычно представлены сложными по строению комплексами. Они имеют значительную изменчивость как по горизонтали, так и по вертикали, что отражает гидродинамику среды осадконакопления. В осадках присутствуют как континентальные органические остатки (остатки наземной флоры, скелеты наземных позвоночных и раковины пресноводных моллюсков), так и остатки организмов нормально-соленого, опресненного и засоленного моря. Наиболее распространенным типом осадков являются обломочные и глинистые отложения.

Дельты являются одним из основных ландшафтов морского побережья, состоят из надводных и подводных участков (могут быть значительных размеров). Например, подводная часть дельты р. Миссисипи протягивается почти на 200 км, влияние выносов рек Ганга и Брахмапутры отражается на составе осадков и на рельефе морского дна на расстоянии почти 2000 км от берега. Дельтовые выносы (лёссовой взвеси) р. Хуанхэ, имеют такую интенсивность, что влияют на Желтое море и дали ему соответствующее название. В пределах современных дельт выделяются 5 основных зон: нижняя часть речной долины, надводная (субаэральная) дельта, предустьевое взморье (авандельта), наклонная и глубоководная зоны дельты (Славин, Ясаманов, 1982).

В нижней части условия осадконакопления почти не отличаются от условий в остальных частях речной долины, и в этой зоне осуществляется формирование русловых, пойменных и старичных фаций. Надводная, т.е. субаэральная, зона дельты состоит из множества низменных островов и разделяющих их протоков, а также многочисленных старичных озёр и болот. Осадконакопление осуществляется в основном в континентальных условиях, но иногда при сильных приливах или сильных ветрах, сгоняющих воду с моря, в эту зону заносится морская фауна. Отложения надводной дельты характеризуются преобладающим развитием осадков аллювиального типа. Здесь распространены русловые, пристрежневые, прирусловые и пойменные генетические группы осадков, а также старичные и болотно-старичные. В связи с замедлением течения и дроблением основного русла на множество протоков последние сравнительно быстро заполняются осадочным материалом. Осадконакопление становится неустойчивым; довольно широко распространено врезание протоков в молодые осадки на вновь созданной приморской низменности. Наряду с этим в ней периодически отражается влияние конечного водоема. Это происходит в периоды приливов и в результате воздействия волн, пригоняемых сильными ветрами и штормами. В этом случае осадки, приобретают ряд специфических черт. К ним относятся более тонкая размерность обломочного материала, возникновение типов кривой слоистости, присущих прибрежно-морским осадкам, и появление комплексов морских организмов, которые присутствуют в разрезе совместно с

пресноводными. Очень часто наблюдается заболачивание и торфонакопление в условиях влажного тропического климата.

В приустьевой части дельты в результате уменьшения силы речного течения материал отлагается преимущественно с бортов русла, образуя косы. Иногда мель формируется в середине русла, образуя постепенно остров. Косы и острова постепенно растут и выходят из-под уровня воды. Одновременно с этим береговые течения размывают косы и разносят материал вдоль побережья. Береговые косы часто отделяют от открытого моря мелкие заливы со спокойными гидродинамическими условиями, в пределах которых накапливается тонкий материал как морского, так и аллювиального типа.

Авандельта – это очень мелкое почти плоское пространство, расположенное под водой у внешнего края субаэральной дельты. Она часто протягивается на большие расстояния от берега, и в ее пределах сгружается основная часть того материала, который приносится в дельтовую область, в основном хорошо сортированные пески и алевриты. В этой области, из-за волнения моря и береговых течений, распространена косая, равнонаправленная, волнистая или линзовидная слоистость. Здесь формируются береговые косы и бары.

В пределах наклонной и глубоководной частей дельты откладываются тонкие глинистые осадки с растительным детритом, остатками морских эвригаллиных организмов. Широко распространены типично морские прибрежные отложения, а речные осадки выносятся во время сильных паводков, поэтому может наблюдаться специфическое переслаивание. Динамика тектоники приемного бассейна накладывает свой отпечаток и усложняет характер осадконакопления (см. раздел 6.2.3. и табл. 11).

Лагуна – это часть моря, отделенная от его открытой области косой или баром и отличающаяся от залива большей изолированностью. Осадконакопление в лагунах очень разнообразно и зависит в основном от климатических условий. Во влажном климате часто происходит опреснение и развивается торфообразование; в жарком аридном климате формируются тонкозернистые осадки, гипсоносные глины и залежи солей. Болота с мангровыми зарослями могут достигать ширины 10 км и протягиваться на сотни километров вдоль океанического побережья. Подробный литолого-фациальный анализ мелководных (дельтовых) и глубоководных (каньонных) конусов выноса прибрежно-морских территорий приведен в монографии О.В. Япаскурта и др. (1998).

6.4. Выявление особенностей древних водных бассейнов

Главными особенностями водных бассейнов являются – рельеф дна, глубина, температура, соленость и динамика бассейна, т.е. положение его береговой линии в пространстве и во времени. Особенности морского осадконакопления и пространственного распределения осадков рассмотрены в разделе 4.3.1.

6.4.1. Рельеф дна

Рельеф дна на мелкомасштабных палеогеографических картах изображает-

ся схематично, по аналогии с рельефом дна современных морей и океанов. В рельефе дна современных морей и океанов выделяется несколько ступенеобразных зон, имеющих свою специфику строения и осадконакопления. Неровности дна в прибрежной зоне и в пределах континентального склона образованы в основном за счет экзогенных процессов, а все крупные формы рельефа (океанические хребты, островные дуги, рифтовые долины и т.д.) являются результатом тектонических движений или вулканической деятельности.

Мелководная часть (шельфовая), называемая материковой отмелью, имеет наклон от нескольких минут до первых градусов и распространяется до глубины 200 м. В этой области распространены относительно небольшие неровности рельефа: подводные каньоны (затопленные речные долины); поперечные желоба, вымытые мутьевыми потоками; острова и скалы, отчлененные абразионными процессами от берега; крутостенные рифогенные коралловые и органогенные постройки; подводные бары и авандельтовые конусы (Славин, Ясаманов, 1982).

В пределах континентального склона (до глубин 2000 м) широко развиты подводные долины и каньоны, многочисленные уступы, могут располагаться барьерные рифы (рис. 25). На глубине от 2 до 5 км, в основном напротив устьев крупных рек расположены своеобразные зоны, называемые континентальными подножиями. Они имеют ширину около 1000 км, а мощность осадков здесь может достигать нескольких километров.

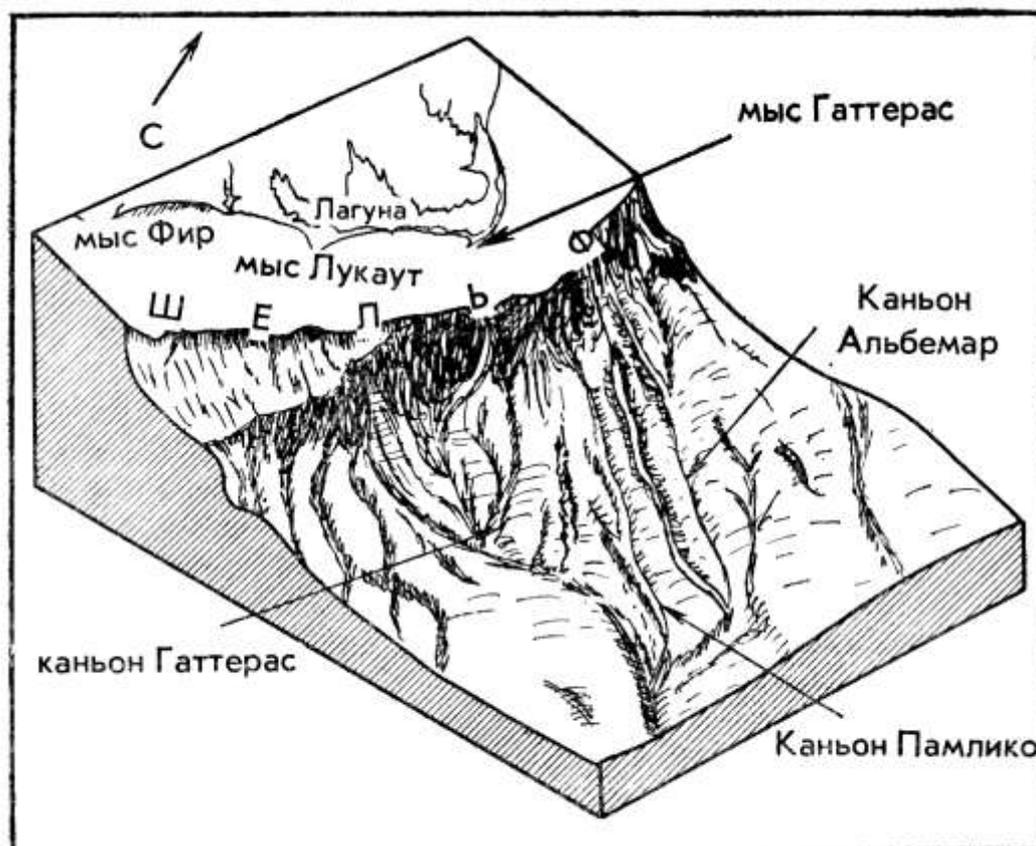


Рис. 25. Подводные каньоны континентального склона Северной Америки в Атлантическом океане (Криволицкий, 1977).

Центральную часть океанов занимает ложе океанов с глубинами более 5,5 км. Эта часть дна значительно выровнена, наклоны ее поверхности измеряются в пределах одного градуса. Здесь выделяется несколько крупных форм рельефа – абиссальные равнины, океанические плато, океанические хребты и глубоководные желоба. Абиссальные равнины образуются в результате длительных процессов подводного выравнивания за счет мутьевых потоков. В этих областях могут быть развиты сбросово-глыбовые поднятия и вулканические конусы. Океанические хребты образуют единую планетарную систему, для них в гребневой части характерны продольные рифтовые долины с глубиной до 4 км и шириной 12-14 км. Глубоководные желоба наиболее типичны для периферических частей океанов и генетически связаны островными дугами, их глубина намного превышает глубину океанического ложа.

Литолого-фациальный анализ состава осадков, палеогеоморфологические и палеонтологические данные говорят о том, что в древних морских бассейнах (по крайней мере, с венда) существовали сходные формы рельефа и условия осадконакопления, что позволяет проводить как общие, так и детальные реконструкции рельефа палеобассейнов.

Методы реконструкции рельефа дна

Основным методом реконструкции наклона дна является определение первичного залегания подошвы слоя, перекрывающего дно. Чем круче первичный наклон пласта, тем круче был и наклон дна в момент осадконакопления. увеличение мощности слоя свидетельствует об уменьшении наклона дна, а сокращение мощности, наоборот об увеличении. Азимут падения первичного наклона слоя указывает направление наклона выровненного дна, при ровной береговой линии, наклон слоя перпендикулярен берегу. Замеры лучше проводить по подошве базального горизонта. Наклон дна тесно связан с определением глубины бассейна. Если в нескольких точках установлена глубина бассейна, то по гипсометрической разнице подошвы отложений можно выяснить наклон поверхности дна.

Для определения рельефа дна очень показательными являются *рифтовые комплексы*. Погребенные рифовые постройки могут достигать в высоту 700-800 м и даже 1500 м над дном моря. Для них характерна последовательная смена в направлении от суши в глубь бассейна лагунных отложений собственно рифовыми, затем рифовым шлейфом и глубоководными образованиями. Склоны гряд и холмов нередко асимметричны, более крутыми являются склоны, обращенные в сторону открытого моря. В плане гряды часто извилисты, вершины холмов и гряд уплощены, иногда имеют седловины, отражая место расположения внутренней лагуны.

Показателем наличия понижений дна древних водоемов являются признаки указывающие на существование застойного режима придонных вод, приводившего к нарушению нормального газового режима. Исчезает донная фауна, начинают возникать выделения сульфидов и из-за обилия плохо разлагающегося органического вещества осадки приобретают темную окраску.

Чем положе, ровнее, однообразнее был рельеф дна, тем однообразнее бы-

ли и отлагавшиеся в водоеме осадки, и наоборот, чем расчленённее был рельеф дна, тем резче менялись по площади их состав, мощности и гранулометрические особенности. Отрицательные неровности дна заполняются наиболее интенсивно, содержат часто грубообломочный материал, абразионно-обломочного происхождения и поэтому хорошо сохраняются, даже при возможном последующем размыве (рис. 26).

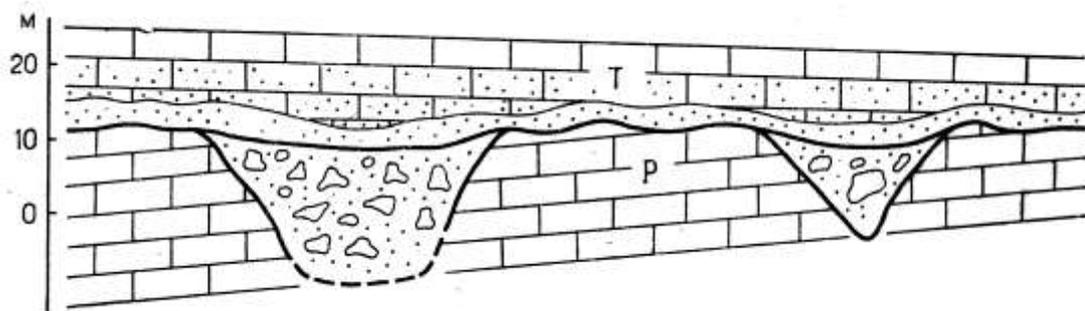


Рис. 26. Заполнение неровностей морского дна кластическим материалом с последующим размывом поверхности (Славин, Ясаманов, 1982).

Резко выраженные положительные формы рельефа на дне морей и океанов создаются вулканическими извержениями. Абсолютные превышения измеряются сотнями, а иногда и тысячами метров. Выделяются два типа возвышенностей – конусовидные (холмы и горы), соответствующие вулканическому конусу, и наклонно уплощенные, образованные лавовыми потоками. Общая форма поверхности вулканических образований определяется по структурам облекания – по залеганию нижней поверхности осадочного слоя, перекрывающего вулканическую постройку. По анализу залегания подошвы лавового потока можно определить наклон дна и все его неровности

Некоторые особенности дна водного бассейна – твердость или мягкость грунта, условия осадконакопления и др. можно узнать с помощью палеонтологических остатков, структурно-текстурных признаков, нептунических даек.

О твердом грунте свидетельствуют обилие прирастающих и сверлящих форм, массивных свободно лежащих раковин, развитие у раковин сложной скульптуры; широкое же распространение уплощенных раковин с широким основанием или раковин, обладающих иглами, тонкими наростами, указывает на мягкий илистый субстрат.

Разнообразные *нептунические дайки* дают информацию о состоянии вмещающих и перекрывающих пород. При условии если они образовались за счет втекания осадочного материала поверхностных донных осадков в трещины подстилающих их отложений. В таком случае вмещающий дайки материал во время их образования был уже достаточно литифицированным, в то время как поверхностные донные осадки были еще не литифицированы и обладали высокой текучестью и подвижностью. Предполагается, что образование трещин и их заполнение происходило одновременно и в результате моретрясений. Часто случается, что вышележащие породы, послужившие источником для дайки,

уничтожаются, тогда по присутствию «запечатанных» даек можно судить о перерывах в осадконакоплении (рис. 27).

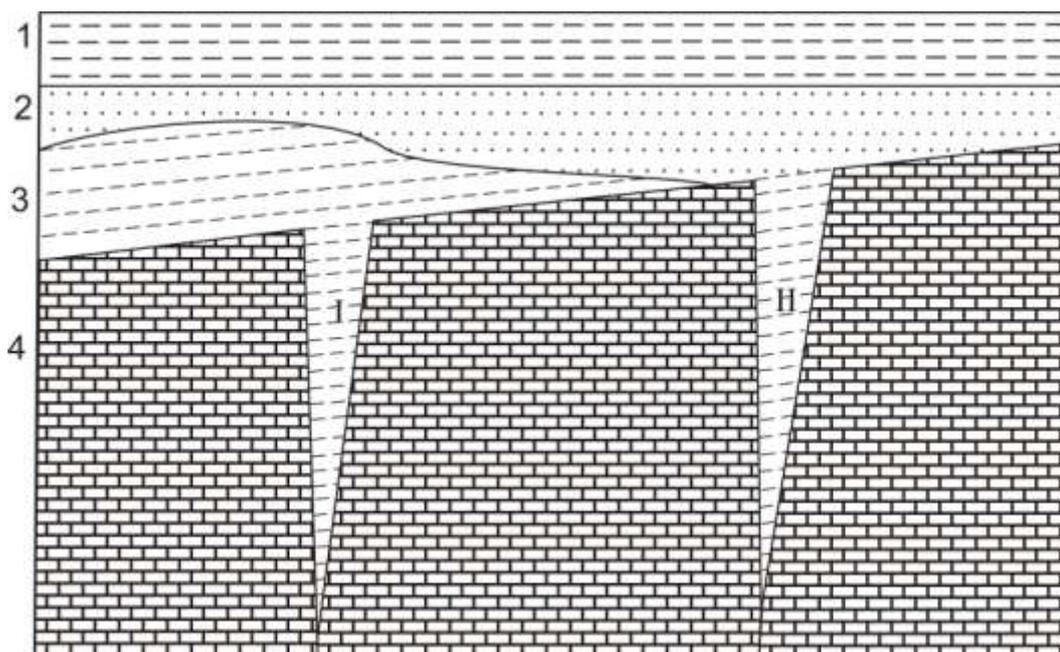


Рис. 27. Схема неоптунических даек: I – дайка сохранившая связь с материнскими породами; II – «запечатанная» дайка после размытия.

Наиболее сложными и разнообразными по строению и степени расчлененности являются материковые склоны (рис. 25, 28). Со стороны суши границу материкового склона определить нетрудно – резкий перелом поверхности дна ограничивающий материковый шельф, одновременно является и границей крутого материкового склона. Гораздо труднее определить его внешнюю границу, отделяющую материковый склон от океанического ложа. Например, по окраинам Тихого океана крутизна материковых склонов почти не меняется сверху донизу, пока склоны не достигнут больших глубин. В других местах часто крутая верхняя часть склона сменяется внизу пологим «шельфом», простирающимся на десятки или даже сотни километров в глубоководные котловины океана. Эта внешняя часть склона называется обычно материковым подножием, или материковым шлейфом. Она значительно положе и больше выровнена (Шепард, 1964). Здесь могут откладываться и перемещаться самые разнообразные осадки, что значительно затрудняет установление глубины бассейна. Поверхность материкового склона может быть раздроблена на промежуточные ступени, в форме террас или системы гряд и котловин между ними.

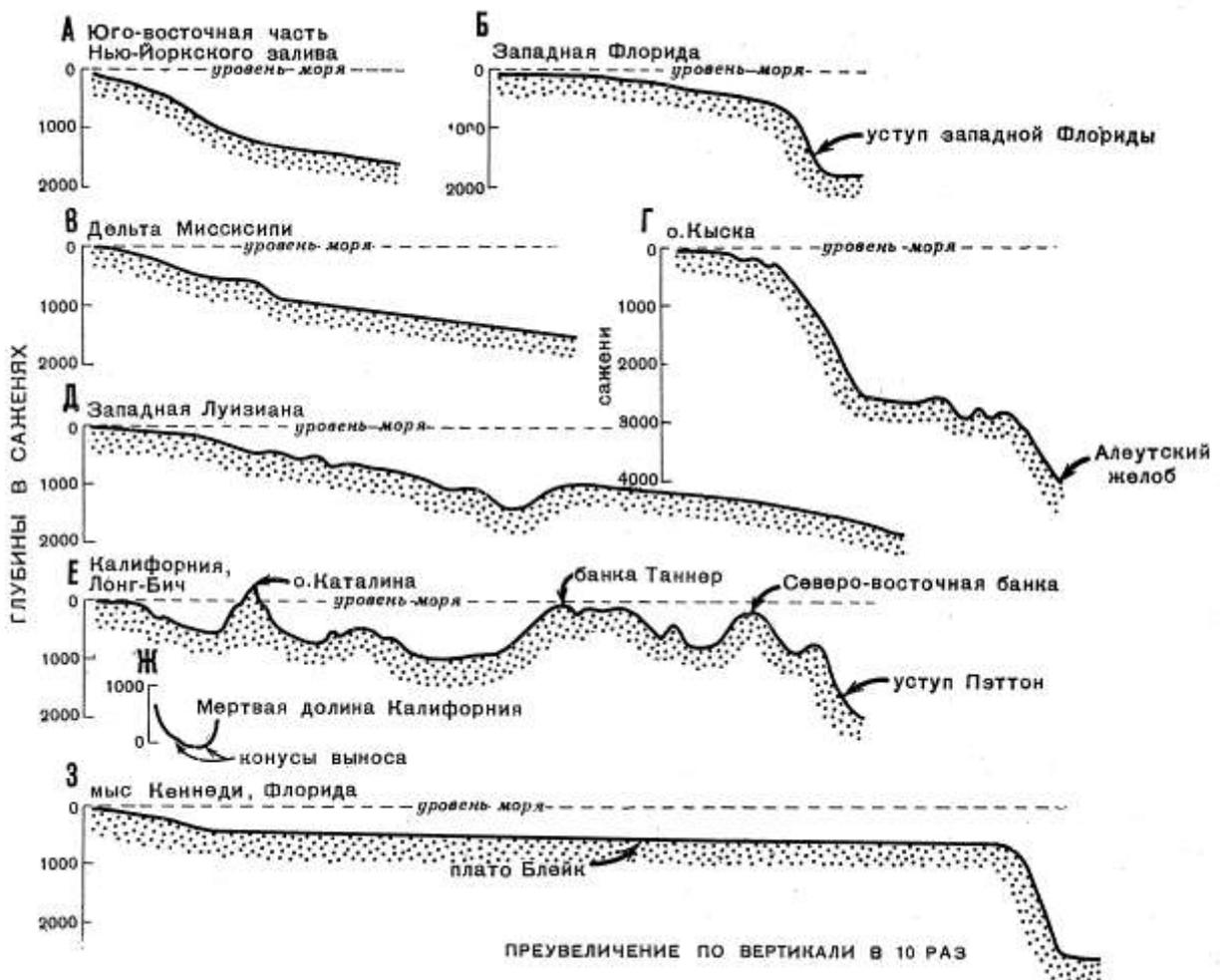


Рис. 28. Профили материковых склонов различного типа (Шепард, 1964). Морская сажень равна 1,853 м.

6.4.2. Определение глубин и температуры бассейна

Существуют различные критерии, позволяющие определять глубины древних водоемов: литолого-фациальные, геохимические, минералогические, палеонтологические и др.

Данные, которые необходимо учитывать при определении глубин водоемов:

1. *Изменение по площади размера частиц обломочных отложений.* Грубозернистость пород является показателем мелководности осадконакопления. Галечники накапливаются на глубинах не более 10-15 м, сортированные пески – не глубже нескольких десятков метров, но могут откладываться и глубоководные пески, вплоть до зоны океанического ложа. По данным Ф. Шепарда (1964) глубоководные пески обладают следующими признаками: 1) они большей частью тонкозернистые с существенной примесью алевроитового и глинистого материала и с относительно высоким содержанием слюды; 2) более грубые разности песков и гравий состоят из известковистого материала, в основном фораминифер и обломков водорослей; 3) пески с совершенной градиационной текстурой, обычно рассматриваемой в качестве типичной для отложений

мутевых потоков, являются редкими, но грубо отсортированные в вертикальном направлении пески встречены в половине изученных образцов.

Тонкозернистость донных осадков зависит от подвижности вод и расчлененности области стока. В свою очередь подвижность зависит от размеров бассейна – чем крупнее, тем глубже. Алевриты на океаническом шельфе обычно отлагаются с глубины 75-100 м, в Чёрном море – с 15-25 м, в Аральском – с 5-10 м, а в Балхаше – с 2-3 м (Верзилин, 1979). Современное распределение пелагических осадков в океанах показано на рисунке 29.

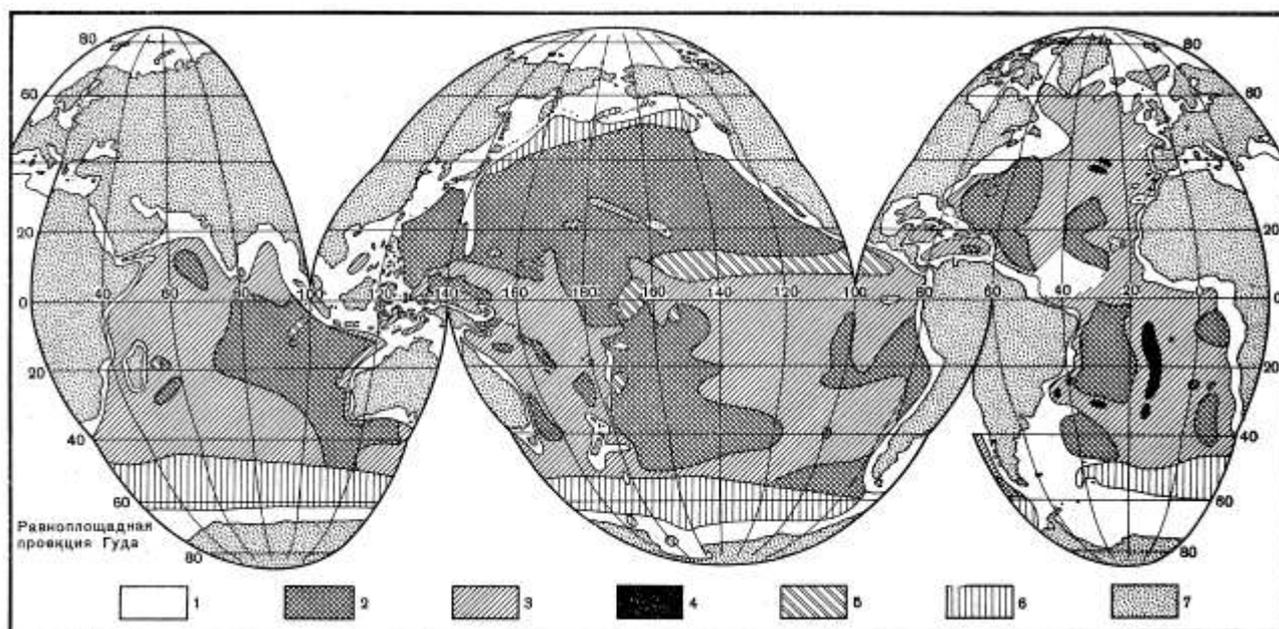


Рис. 29. Распределение различных типов пелагических осадков Мирового океана (Шепард, 1964): 1 – терригенные осадки; 2 – красные глины; 3 - глобигериновый известковый ил; 4 – птероидовый известковый ил; 5 – радиоляриевый кремнистый ил; 6 – диатомовый кремнистый ил; 7 – суша.

2. *Органические остатки.* Многие организмы в настоящее время обитают на вполне определённых глубинах. Кроме непосредственно определения ископаемых остатков, важно выявление соотношения в распространённости и численности различных остатков. Пространственная неоднородность распространения ископаемых остатков является показателем расчленённого рельефа. Наличие остатков донных водорослей является показателем мелководных условий (не более 50-70 м). О подвижных условиях водной среды (мелководные обстановки) свидетельствует распространение прикрепленных и имеющих массивную раковину организмов (моллюски, брахиоподы и др.). С увеличением глубины донные организмы с прочными скелетами исчезают и общее количество остатков организмов уменьшается. На глубоководность условий могут указывать зубы акул, например, в палеогеновых отложениях Средней Азии, Украины, Восточного Зауралья и др. Увеличение видового разнообразия и численности остатков зубов акул, как правило, связано с развитием трансгрессии моря (Малышкина, 2005).

Хорошими показателями мелководья в современных бассейнах являются

герматипные кораллы¹ и коралловые рифы (рис. 30). Причиной этого является симбиотическая связь с водорослями – зооксантеллами, которым необходим солнечный свет. А поэтому кораллы не опускаются глубже 40-50 м. Для ископаемых кораллов (мезо-кайнозоя) относящихся к шестилучевым, можно предположить близкие экологические условия, но для более древних (палеозойских) кораллов (тетракораллы, табуляты и др.) нет достоверных данных о связи их с зооксантеллами.

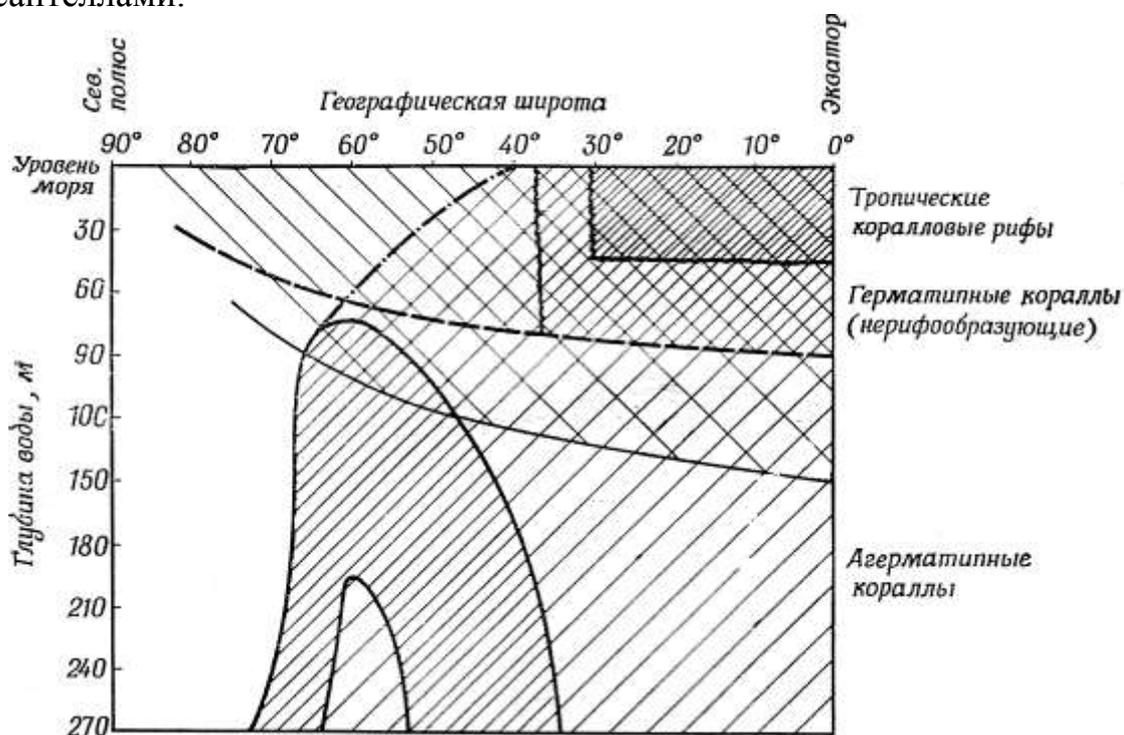


Рис. 30. Глубины обитания и широтные границы распространения современных коралловых рифов, герматипных кораллов и глубоководных коралловых «банок» (из Рауп и Стэнли, 1974). Пунктирная линия – фактический предел глубины для известковых водорослей; тонкая сплошная линия – крайний предел глубины для известковых водорослей; штрихпунктирная линия – фактический предел глубины для склерактиний; участок с густой штриховкой внизу – коралловые банки и мелкие рифы в северной Атлантике.

При реконструкциях глубины бассейнов надо учитывать возможные источники ошибок: 1. Остатки организмов могут переноситься и захороняться достаточно далеко от места их обитания и на существенно иных глубинах. В глубоководных прибрежных территориях могут встречаться глубоководные организмы, а на материковом склоне и в глубоководных желобах могут присутствовать раковинки мелководных фораминифер и растительный детрит. 2. Использование метода актуализма в палеоэкологических реконструкциях приводит к аналоговому переносу условий обитания современных животных на их более древних предков. Но чем древнее реконструкции проводятся, тем большее количество полностью вымерших групп организмов используется для них. Зачастую эти группы уже не имеют более поздних, а тем более, современных потомков и образ жизни этих организмов мог значительно отличаться от наших представлений.

¹ Виды кораллов, не содержащие зооксантелл, называются агерматипными.

3. *Текстурные признаки.* Чаще всего является показателем крайнего мелководья. К ним относятся разнообразные трещины высыхания, остатки корневой системы водных растений (например, мангровых), слепки стволиков тростника, отпечатки дождевых капель и кристаллов льда, наличие волноприбойных знаков, отпечатков следов наземных и земноводных животных и птиц и т.д. Наличие оолитовых известняков показывает глубины не более 10-15 м.

Градационная текстура наиболее характерна для глубоководных осадков. Знаки ряби обладают определенными специфическими признаками (табл. 12) и могут формироваться на разных глубинах, но для них выведена зависимость между глубиной бассейна (Н), шириной знаков ряби (l) и диаметром зерен осадка (D) (формула И.А. Одесского): $\lg H = (\lg l - \lg 60D) \times l^2 / 25,8D$.

4. *Характер фациальных замещений.* По простиранию отложения изменяются постепенно в направлении берега от глубоководных к мелководным. Четкие и устойчиво сохраняющиеся границы между фациальными комплексами в разрезе указывают на существование во время осадконакопления участков бассейна с различными глубинами.

5. *Распределение мощностей отложений.* В морях шельфового типа, на всю площадь которых распространяется деятельность волн, максимальные мощности наблюдаются в центральных и наиболее глубоких их частях. В котловинных внутренних и окраинных морях, а также в океанах мощности осадков возрастают к внешнему краю шельфа, а затем убывают в направлении центра водоема, где мощности обычно невелики. Для водоемов с большими, не компенсируемыми осадконакоплением глубинами в центре, очень характерно окаймление барьерными рифами.

6. *Распространение глыбовых горизонтов, экзотических глыб, подводных оползней.* Это признак уклонов не менее 1,5-2°. На основании площадей распространения перечисленных образований или оценки расстояния от коренных выходов соответствующих пород до местонахождения наиболее удаленных глыб, можно рассчитать глубину бассейна над нижней частью склона. Она, как правило, бывает занижена, так как рассчитывать придется по минимальным углам уклона дна.

Определение палеотемператур бассейна. На основе остатков ископаемых организмов четко привязанных к температуре воды (например, кораллы, граптолиты, известковый водорослевый наннопланктон), можно с высокой степенью достоверности судить о температурах воды в верхней части водного бассейна (обычно до 40 м). *Признаками теплых водоемов* также являются: мощные толщи известняков, доломитов, железа, марганца, соленосные фации и др. Кокколитофориды характерны для тропических областей. Наиболее толстостенные раковины характерны для бентосных организмов мелководья тропических морей, с теплыми водами и активным гидродинамическим режимом. Для экосистем тропических морей характерно значительное видовое разнообразие беспозвоночных.

Признаками холодных вод служат: кремнистые и гляциально-морские осадки, холодолюбивые комплексы различных организмов (фораминиферы, диатомовые водоросли и пр.). Например, размеры раковин бентосных фораминифер

нифер увеличиваются по мере понижения температуры воды; самые крупные виды пелеципод живут в наиболее холодной воде, что связано с повышенной растворимостью CO_2 . Для экосистем холодных вод характерна относительная бедность видового состава, при богатстве особями.

На основе изучения изотопного или химического состава карбонатного материала раковин ископаемых организмов или самой породы. Так как температура воды с глубиной обычно понижается, то по площади разницы температур образования вещества раковин планктонных и донных организмов позволяют судить об изменении глубин водоема.

Кислородно-изотопный метод определения палеотемператур разработан американским ученым Г.К. Юри в начале 50-х годов XX века. Он основан на изменениях во времени содержания стабильных изотопов кислорода (наиболее распространенного в земной коре элемента). Существует три стабильных природных изотопа кислорода: ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O , первый самый распространенный. Обычное соотношение $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$, как 500:1 (*изотопный коэффициент*), но оно колеблется в пределах 10%. Для регистрации изотопов кислорода в зависимости от измеряемого вещества за ноль принимается либо SMOW (среднее значение изотопного состава воды в современном океане), либо PDB (изотопный состав карбоната белемнитовой раковины из меловых отложений Южной Каролины). Отклонения от этих стандартных значений представляются в виде пилообразных кривых $\delta^{18}\text{O}$ (в промилле). Наиболее низкий изотопный коэффициент наблюдается у льда (на полюсах), наиболее высокий – у углекислого газа атмосферы и в воде повышенной солености. Изотопный коэффициент зависит от температуры. Экспериментально определена зависимость от температуры коэффициента $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ кальцита (хемогенного или органогенного). Нельзя использовать скелеты организмов, дышавших воздухом и организмов, обитавших в приливно-отливной зоне. Если с органогенным кальцитом в процессе диагенеза не произошло изменений, то можно, определив отношение изотопов кислорода, выяснить температуру воды в древнем водоеме во время его образования. Измерения проводятся масс-спектрометром с погрешностью $\pm 0,01\%$. Фактически определения проводятся с погрешностью до 1° , редко до $0,5^\circ\text{C}$. Построенные *кривые морских изотопных стадий (МИС)*, были пронумерованы сверху вниз: *четные номера отмечают ледниковые стадии, нечетные – межледниковые* (рис. 31). Мы живем в стадию 1, а последнее оледенение соответствует стадии 2. В океанических осадках сейчас известно уже более 200 кислородно-изотопных стадий, из них 103 в четвертичном периоде (по схеме до 2009 года – 63 стадии).

Химический метод определения палеотемператур основан на увеличении в более теплых морях доли магния в кальцитовых скелетах различных групп беспозвоночных и величины отношения Ca/Mg в зависимости от географической широты и глубины обитания организмов. Между величиной отношения Ca/Mg и температурой среды обитания существует обратная (гиперболическая) зависимость. Для палеотемпературных определений можно использовать только формы с кальцитовой раковиной (арагонитовые дают большую ошибку). На основании распределения магния и изменения величины отношения Ca/Mg в скелетах различных групп современных организмов, в которых эта величина

зависит от температурных условий среды их обитания, выявлены количественные закономерности. На большом статистическом материале были разработаны палеотемпературные шкалы (рис. 32).

Международная стратиграфическая шкала четвертичной системы, 2009				Общая стратиграфическая шкала четвертичной системы (проект)					Кислородно-изотопная шкала Bassinot et al, 1994						
Система	Отдел	Ярус *ICS, 2008	Возраст границ ярусов, млн. лет	Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Звено	Степень	Изотопная стадия	Возраст границ изотопных стадий (тыс. лет)				
Четвертичная	Голоцен	*Голоцен	0,011784	Четвертичная	Плейстоцен	Неоплейстоцен	Голоцен			1	11				
		*Таранто								0,126		4	2	24	
	Плейстоцен	*Ионий	0,781				0,126	Ионий	Верхнее	3	3	57			
										2	4	71			
										1	5	127			
										6	6	186			
										5	7	242			
										4	8	301			
										3	9	334			
										2	10	364			
										1	11	427			
										8	12	474			
7	13	528													
6	14	568													
5	15	621													
4	16	659													
3	17	712													
2	18	760													
1	19	787													
Гелазий	*Калабрий	1806	0,781	Эоплейстоцен	Калабрий	Верхнее				20-35	1240				
										Среднее				36-63	1800
														Нижнее	
2,588															

Рис. 31. Проект общей стратиграфической шкалы четвертичной системы России, сопоставленной с Международной стратиграфической шкалой и Кислородно-изотопной шкалой.

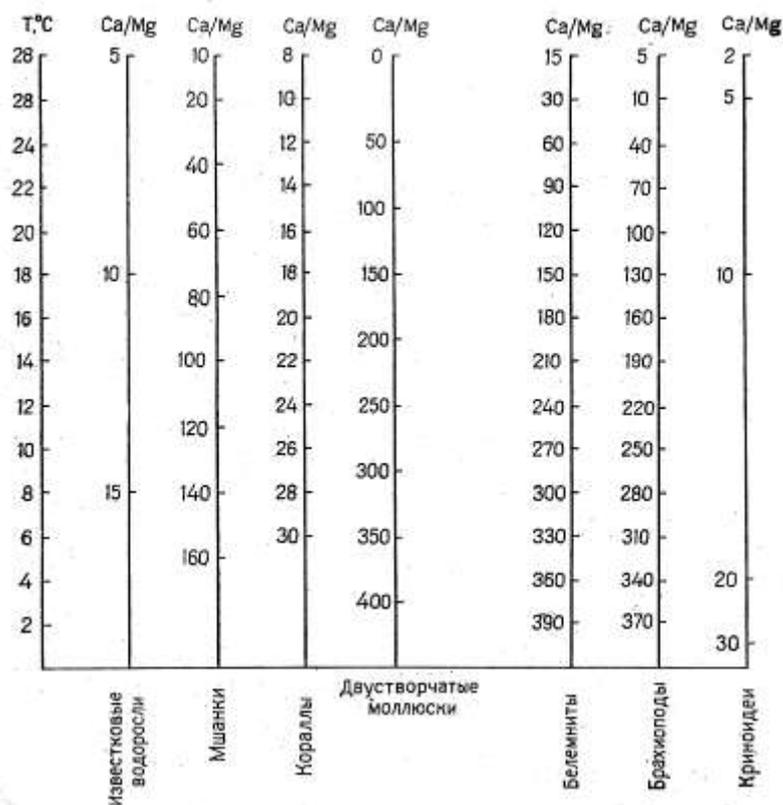


Рис. 32. Палеотемпературные шкалы по отношению кальция к магнию в раковинах различных групп организмов (Славин, Ясаманов, 1982).

6.4.3. Определение солености водных бассейнов

Соленость определяется количеством растворенных твердых веществ, выраженных в граммах на 1000 мл воды. Современные океанические воды содержат 35 г солей ($S=35\%$ или 3,5%). За границу между пресной и солоноватой водой принимается содержание солей, равное 0,5%.

Соленость древних водоемов восстанавливается по составу хемогенных осадков и характеру органических остатков. По мере увеличения солености вод в морях происходит последовательное выпадение хемогенных осадков: карбонаты кальция – карбонаты магния – сульфаты – галиты. Хорошими индикаторами солености являются хлор и бор (в глинистых породах), сера; хлор-бромный коэффициент; состав поглощенного комплекса; соотношение кальция к стронцию в карбонатных породах и др.

Соленость воды является одним из главных факторов, определяющих нормальное развитие морских организмов. Кораллы, радиолярии, головоногие моллюски, морские ежи, морские лилии, трилобиты, замковые брахиоподы, большинство фораминифер и др. обитали только в морях с нормальной соленостью. В бассейнах с пониженной соленостью широко распространялись беззамковые брахиоподы (лингюлы, оболюсы), некоторые семейства пелеципод (антракозиды, кардиды, тригоноидиды и др.), некоторые гастроподы, остракоды (вплоть до пресных на континентах), харовые водоросли. В водах нарушенной солености количество видов значительно меньше, чем в бассейнах с нормаль-

ной соленостью. Но при этом их отличает высокая продуктивность и часто уменьшение размеров.

О газовом режиме осадконакопления в древних водоемах судят по присутствию определенных соединений элементов, имеющих переменную валентность, в первую очередь железа и марганца. На окислительную среду указывают – наличие гематита, фосфатов, а на резко восстановительную (сероводородное заражение) – присутствие сульфидов железа (пиритизация), марганца, цинка и свинца.

6.4.4. Установление положения береговой линии

Понятие береговой линии в палеогеографии имеет особый смысл. Береговая линия современных бассейнов четко фиксируется как граница суши и воды и может иметь ширину в несколько метров, редко первых десятков метров у крупных водных объектов (океаны, моря, крупные озера) в виде волноприбойной отливно-приливной зоны. Берега современных морей можно разделить на следующие динамические типы: 1) берега с активными клифами; 2) берега с отмершими клифами; 3) берега с крутыми склонами неабразионного происхождения; 4) аккумулятивные берега; 5) уступы размыва аккумулятивных берегов.

В палеогеографии из-за фактора времени точное и однозначное установление береговой линии, а также ее прослеживание в пространстве бывают очень затруднены. Из-за различий в типологии берегов (мягкие, твердые, пологие, обрывистые), неполноты геологической летописи и трудностей корреляции отложений, как правило, береговая линия устанавливается со значительной степенью приближения. Фактор времени играет также важную роль при вынесении береговой линии на палеогеографические карты. Так как последние строятся для определенного интервала времени (зачастую охватывающие целые геологические века, продолжительностью до 2 и более млн. лет) это обозначает, что за это время береговая линия могла значительно перемещаться в пространстве. Поэтому на палеогеографических картах часто выносятся осредненное положение береговой линии, либо в случае однонаправленного изменения ее положения указывается трансгрессивное или регрессивное изменение положения береговой линии.

Наиболее четко береговую линию можно установить в том случае, когда она совпадает с границей осадконакопления и сноса. Также используются данные о трансгрессивном налегании изучаемой толщи на более древние породы, несущие на своей поверхности признаки выветривания или сохранения береговых уступов (клифа, волноприбойной ниши, шtrandа, баров и пр.). Как правило, коры выветривания указывают на прибрежное положение территории. Однозначно на положение береговой линии указывают трещины усыхания, следы от капель дождя, остатки корневой системы растений (мангровых зарослей), следы ползания и отпечатки ног наземных животных и пр. (рис. 33). Признаками крайнего мелководья являются оолитовые известняки, ракушняки из обломков раковин, реликты нор морских раков, следы камнеточцев (рис. 34), обилие знаков ряби, специфические «мостовые» из закономерно расположенных рако-

вин (рис. 35), расположение органических остатков длинной осью параллельно друг другу (и берегу), но с направлением утонённых концов в разные стороны (в случае течений – концы направлены в одну сторону; рис. 36). Образование оолитов происходит в условиях очень сильного движения воды с вертикальными струями, что обеспечивает поддержание ооида во взвешенном состоянии и обрастание новыми корочками извести. При приближении к берегу сильно увеличивается количество железистых оолитов, в песчаных отложениях – тяжелых минералов (магнетита, рутила, ильменита), а также некоторых легких (янтаря, опала).

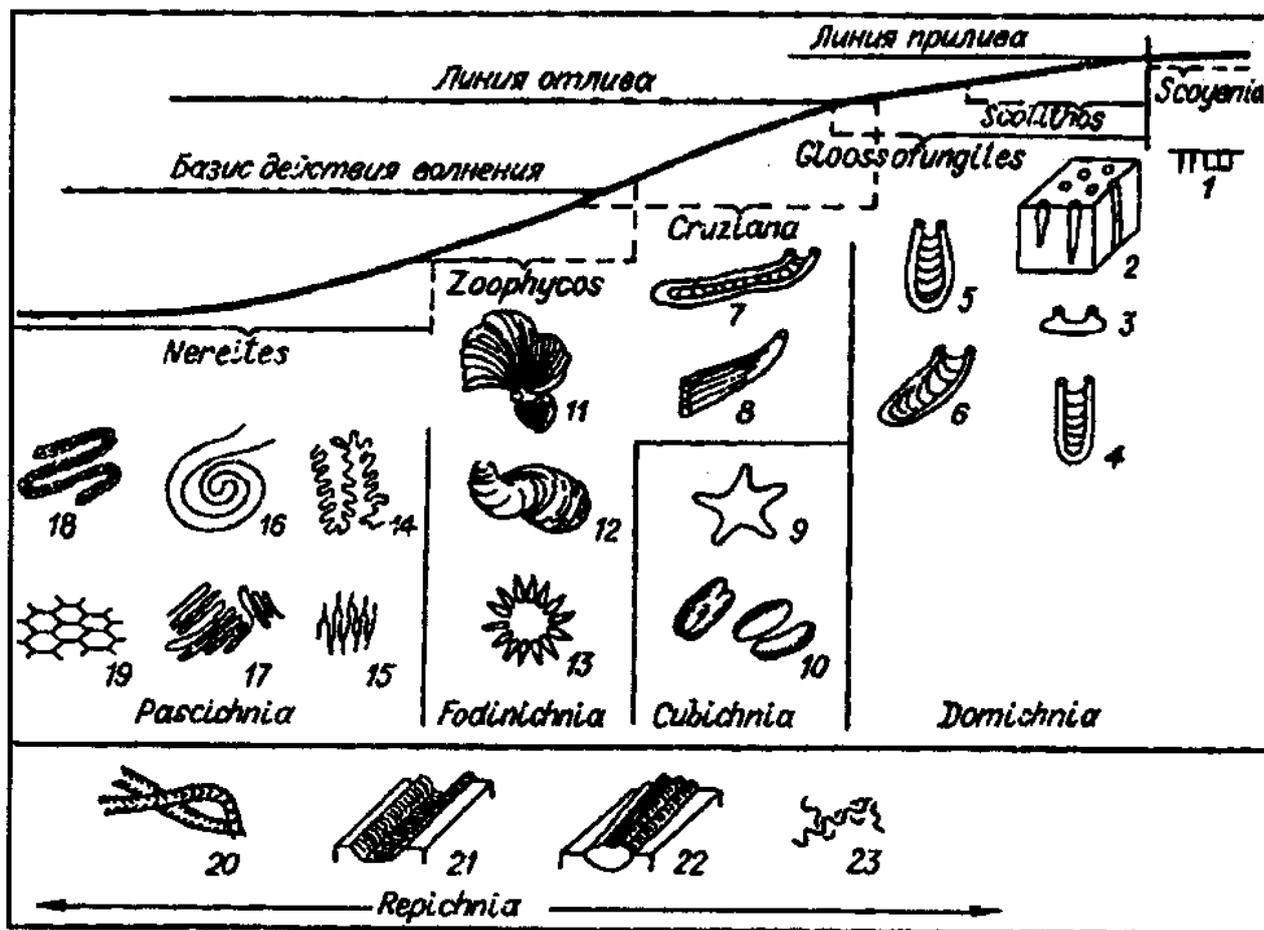


Рис. 33. Следы жизнедеятельности различных организмов и их батиметрическое расположение в прибрежной зоне (по А. Зейлахеру), заимствовано из Маслов, 2005: 1 - Scoyenia; 2 - Scolithos; 3 - Bifungites; 4-7 - Rhizocorallium; 8 - Teichichnius; 9 - Asteroites; 10 - Rhusophycus; 11, 12 - Zoophycos; 13 - Lorensinia; 14 - Cosmorhaphis; 15 - Helminthoidea; 16 - Spirorhaphis; 17 - Vrohelminthoidea; 18 - Nereites; 19 - Palaeodictyon; 20 - Gyrochorda; 21 - Palaeobullia (Froplawiey); 22 - Subphyllochorda (spaglawiey); 23 - Sinusites

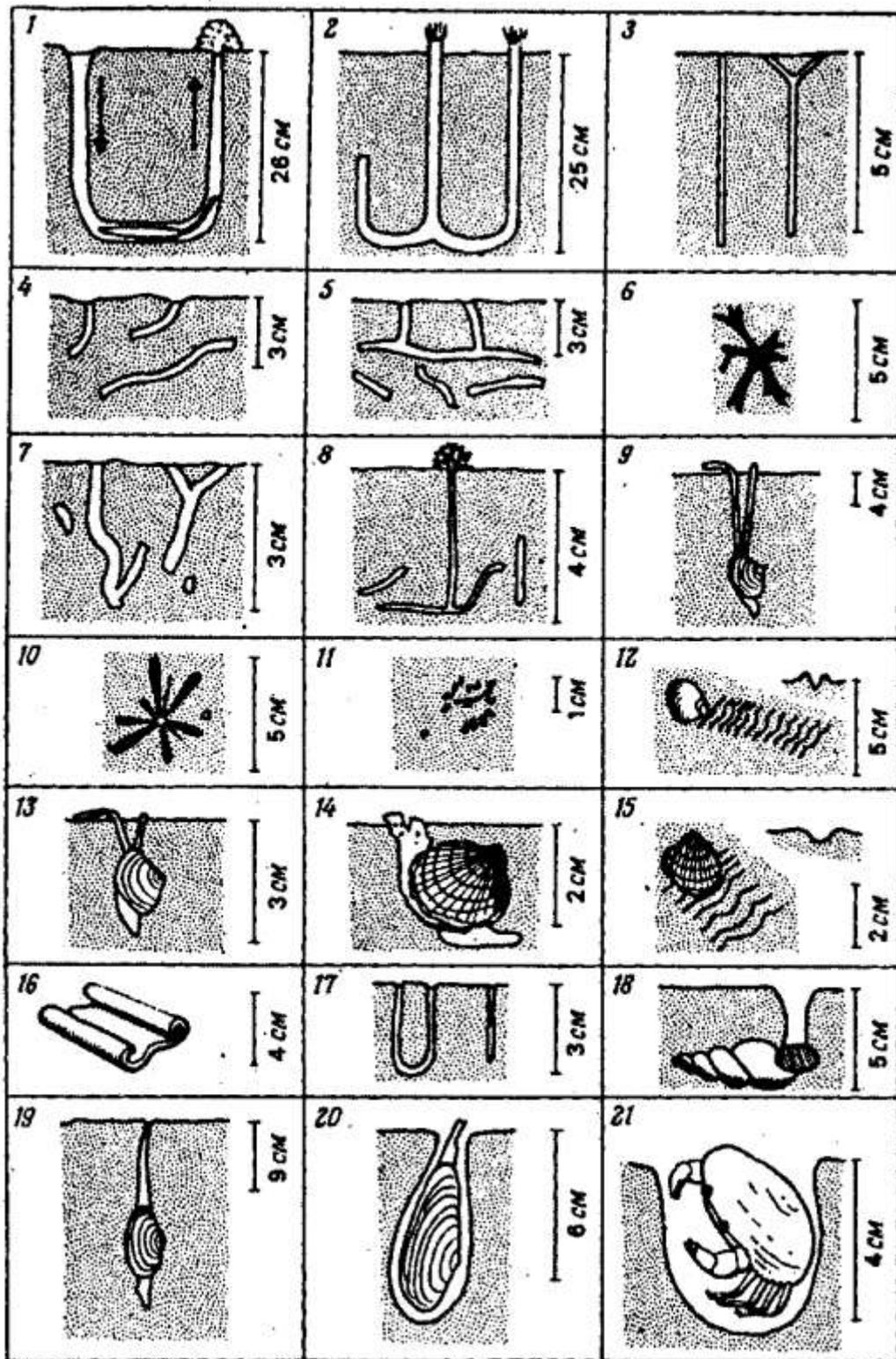


Рис. 34. Биогенные текстуры в литоральных отложениях современной умеренной зоны (залив Уош, восточная Англия), (из Маслов, 2005): 1-5, 7-9, 13, 14, 17-20, 21 – следы роющих организмов; 6, 10-12, 15 – следы перемещения по поверхности осадка; 16 – фекальная пеллета.

1 – *Arenicola marina*; 2 – *Lanice conchilega*; 3 – *Pygospio* sp.; 4 – *Nephtys* sp.; 5 – *Scoloplos armiger*; 6, 7 – *Nereis diversicolors*; 8 – *Heteromastus* sp.; 9, 10 – *Scrobicularia piano*; 11 – *Macoma balthica*; 12 – *Littorina* sp.; 13 – *Macoma balthica*; 14, 15 – *Cera-stoderma (Cardium) edule*; 16 – *Tytilus edulis*; 17 – *Corophium* sp.; 18 – *Hydrobia ulvae*; 19 – *May arenaria*; 20 – *Pholas Candida*; 21 – краб.

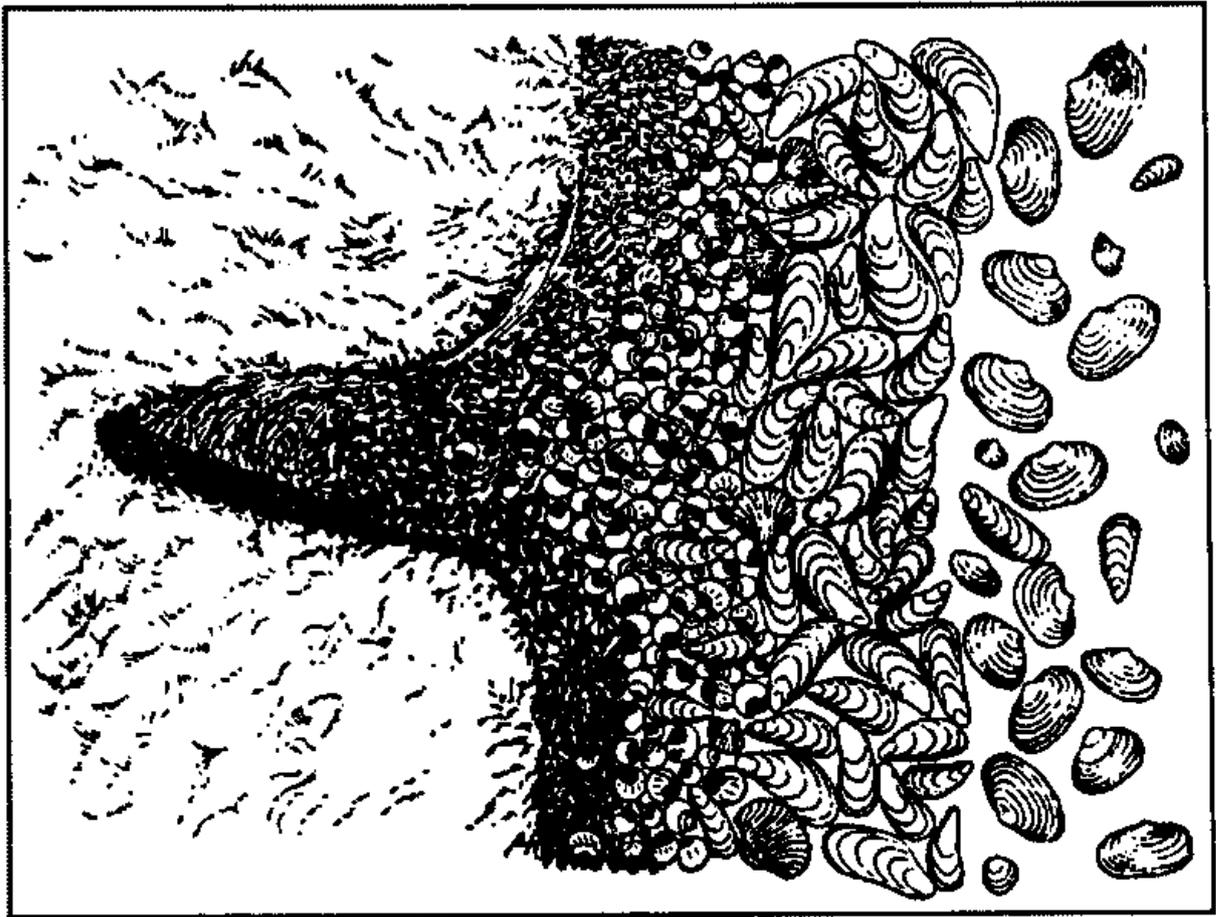


Рис. 35. Механическая сортировка раковин моллюсков в литоральной зоне Балтийского моря (пластинчатожаберные моллюски ориентированы выпуклыми сторонами раковин вверх, план) (из Маслов, 2005).

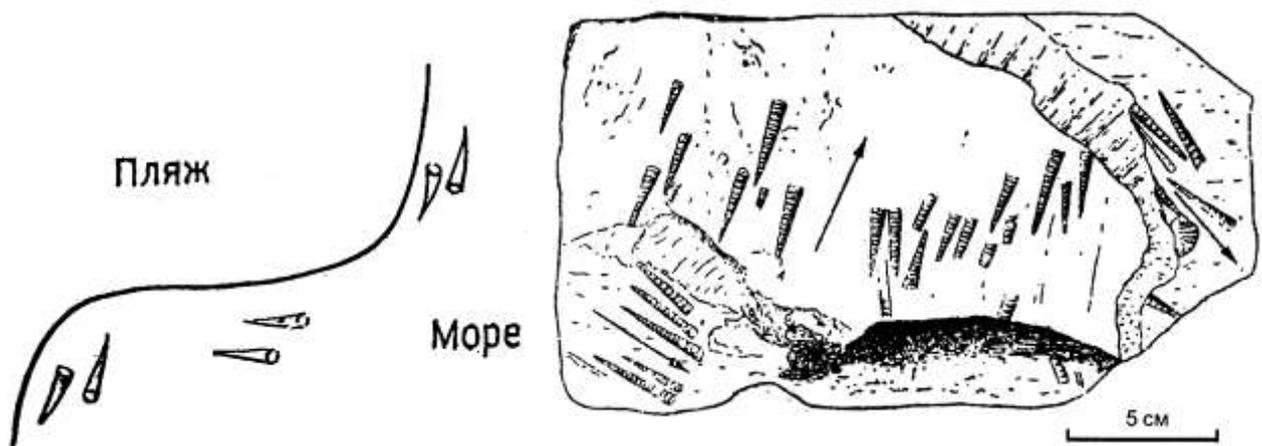


Рис. 36. Ориентировка удлиненных остатков организмов (по тентакулитам, белемнитам и пр.), указывающая на береговую линию и возможное вдольбереговое течение (в средней части). На правом рисунке различная ориентировка раковин в трех смежных слоях, отражающая смену направления придонного течения (стрелки) (из Маслов, 2005).

Во внутренних морях, не имеющих связи с Мировым океаном, приливы и отливы отсутствуют. По берегам открытых морей, там, где существуют достаточно хорошо выраженные приливы и отливы, в прибрежной части значительную площадь имеют полосы намыва и образованные раковинами «мостовые» образуют на них параллельные полосы. Раковины в пределах этих полос размещаются в зависимости от своего веса, величины и степени плавучести и образуют часто густые скопления. При хорошей степени изученности биофациальной зональности могут быть построены схемы такой зональности и/или биофациальные диаграммы (рис. 37).

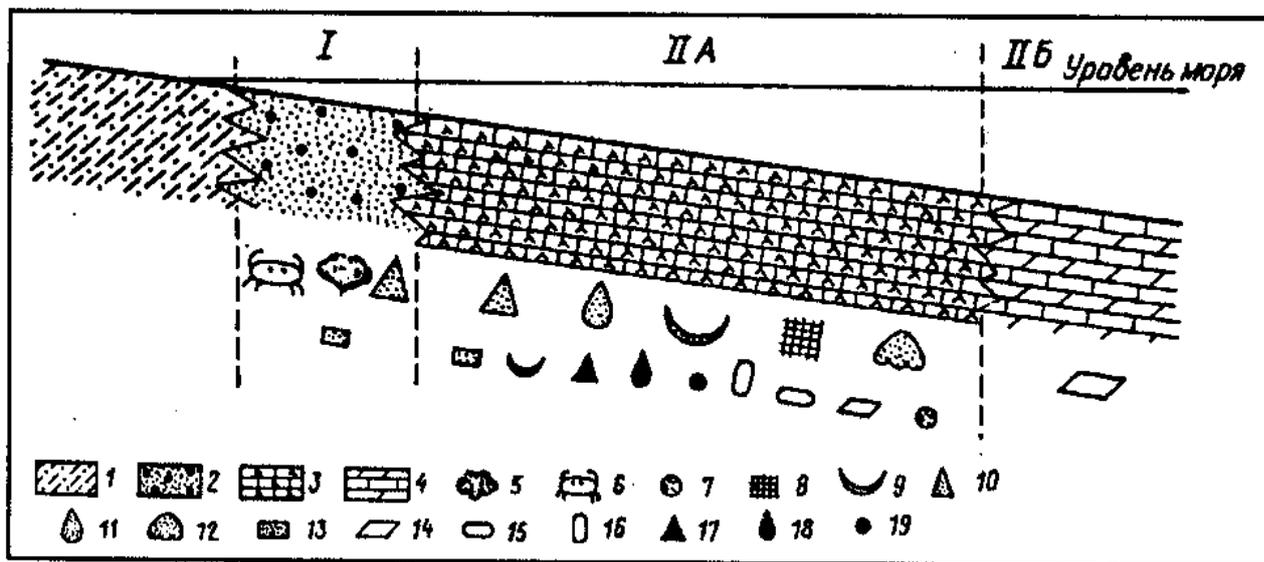


Рис. 37. Схема литолого-биофациальной зональности в Ферганском заливе в поздне-алайское время (по Р.Ф. Геккеру и А.И. Осиповой), (заимствовано из Маслов, 2005): I - литоральная зона; IIА - верхняя часть мелководной зоны; IIБ - нижняя часть мелководной зоны. 1 - дельтовые красноцветные породы; 2 - галечники, гравийники, пески с обильным известковым цементом; 3 - детритовые, оолитовые и фора-миниферовые известковые осадки, устричники и ракушняки; 4 - тонкозернистые известковые и доломито-известковые илы; 5 - известковые водоросли; 6 - роющие раки *Callinassa*; 7 - морские ежи; 8 - мшанки; 9-устрицы; 10-*Turritella*; 11 -*Meretrix*(разные виды); 12-*Cardita*; 13-*Panopaea*; 14 - *Lellina*; 15 - *Leda*; 16 - *Nucula*; 17 - *Eulima*; 18 - *Meretrix tshangirtaschensis*; 19 - *Diplodonta renulata*. В верхнем ряду знаков фауны и флоры - господствующие группы и формы, в нижнем ряду - сопутствующие. Знаки, залитые черным, показывают обитателей вод с пониженной соленостью; знаки, заполненные точками - эвригалинные формы; знаки без заполнения - формы вод нормальной морской солености.

По действию волн в береговой зоне можно выделить две подзоны: волновую и волноприбойную. Волноприбойная ограничивается береговой линией, породы образованные здесь характеризуются грубообломочным составом – конгломераты с хорошо окатанной галькой, обломками песчаных и глинистых пород, органогенным детритом. Преобладающая часть плоской гальки располагается так, что ее длинная ось ориентирована параллельно берегу, а наклон обращен в сторону моря. Среди пластов грубообломочных пород часто встречаются отдельные створки и обломки раковин прикрепляющихся моллюсков,

разнообразные формы с толстой раковиной, устричные банки, целый ряд сверлящих двустворчатых и брюхоногих моллюсков, ихнофоссилии (следы жизнедеятельности – норы, следы сверления и пр.), обломки известковых водорослей, а также гумусовые пленки и пласты известняков-ракушняков; могут присутствовать фрагменты или отдельные кости наземных животных, куски древесины.

Отложения волновой подзоны часто представлены песчаными разностями, но могут присутствовать конгломераты и др. породы. В ископаемом состоянии в виде узких песчаных пластов и линз сохраняются песчаные валы и бары. Образование баров связано с намывом песчаного материала волнами, поэтому они образуются на малых глубинах. Их бывает несколько (до 4-5) и располагаются они параллельно берегу (рис. 38).

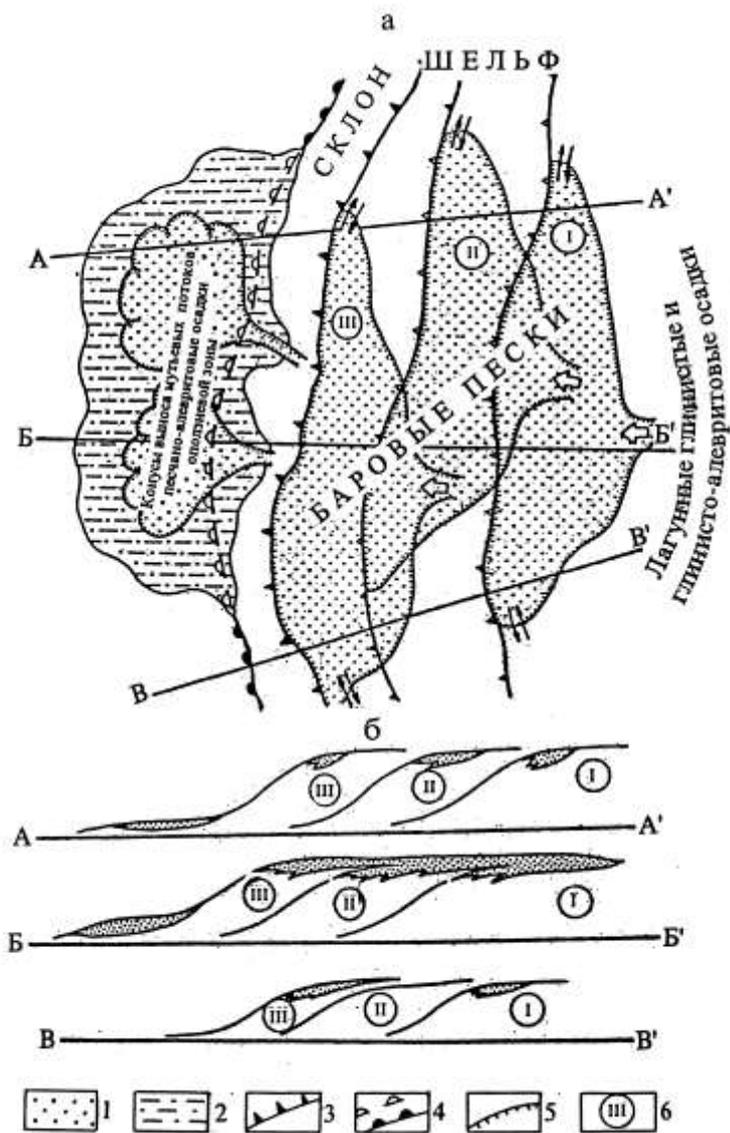


Рис. 38. Схема формирования покровных и полосовидных песчаных тел: а – лагунно-баровое побережье, осложненное наличием аллювиального источника терригенного материала; б – схематические разрезы; 1 – песчаники; 2 – алевриты; границы: 3 – бровки шельфа, 4 – подножия шельфового склона, 5 – песчаных тел, 6 – номера клиноформ (Карогодин и др., 1996).

6.4.5. Определение степени подвижности воды

На спокойные условия отложения осадков указывают обычно тонкие раковины донных организмов, а также отсутствие на раковинах скульптуры (ребер жесткости и т.п.). Об этом же свидетельствуют беспорядочное, неориентированное расположение гибких выростов тела (например, рук у офиур и морских звезд) или сохранение в ближайшем соседстве различных частей сброшенного во время линьки панциря.

О наличии слабых течений свидетельствуют кучевое (вихревое) расположение чешуек панциря рыб, круговое расположение рук морских звезд, вытянутость гибких выростов тела.

На более высокую степень подвижности среды указывают толстостенность и, следовательно, большая тяжесть раковин, а также развитие богатой скульптуры раковин (своеобразная защита от ударов и перемещения). Об этом же свидетельствует обрастание крупных раковин другими организмами.

Надежным показателем значительной степени подвижности воды является сортировка раковин и других скелетных образований и закономерная их ориентировка. Как правило, остатки организмов на дне водоемов отбираются (сортируются) как по величине, весу и форме, так и по сопротивляемости механическим воздействиям.

На рисунке 39 в качестве примера реконструкции динамики различных зон осадконакопления по особенностям обитавших в них организмов показано изменение формы колоний кораллов *Disphyllum goldfussi* при смене терригенных пород известняками в условиях усиления гидродинамики (Маслов, 2005).

Некоторые морфологические признаки знаков ряби (длина волны, форма и пр.) также могут нести информацию о динамике воды – месте и обстановках её образования (волновая рябь или рябь течения) (табл. 13).

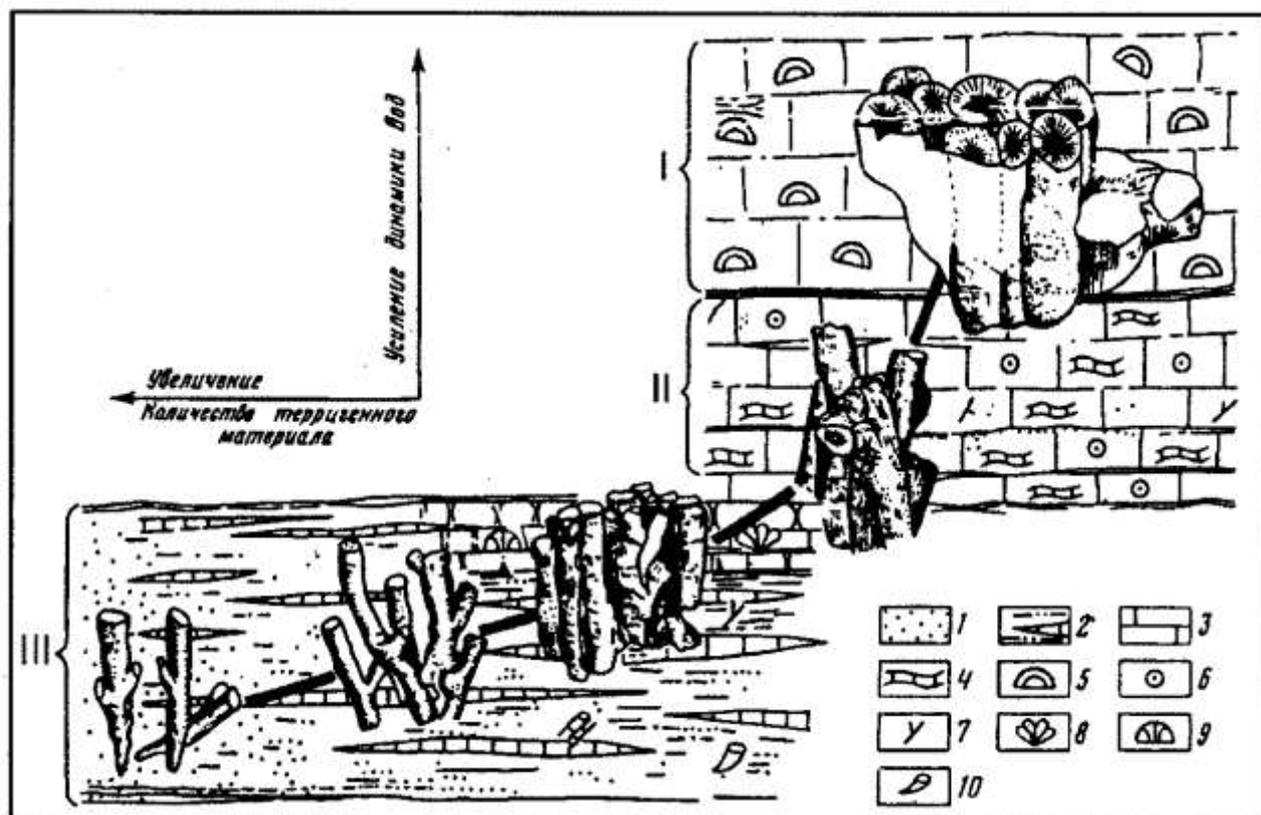


Рис. 39. Изменение формы колоний кораллов *Disphyllum goldfussi* при смене терригенных пород известняками в условиях усиления динамики вод (заимствовано из Маслов, 2005): I – зона волнения; II – подвижные воды шельфа; III – спокойные воды шельфа. 1 – песчаники; 2 – алевролиты с линзами известняков; 3 – известняки; 4, 5 – строматопороидеи (4 – пластинчатые, 5 – массивные); 6 – криноидеи; 7-9 – колониальные кораллы (7 – табуляты, 8 – гексогонарии, 9 – филлипастреи); 10 – одиночные кораллы.

Определение направления течений

О перемещении осадков по дну водоемов и о направлении донных тече-

ний судят по преобладающему наклону косых слоёв в алевроито-песчаных отложениях. Наиболее точным индикатором является мультислойчатая косая слоистость. Эти исследования основываются на массовых замерах и во многих пунктах, с выносом результатов на розы-диаграммы. Распространёнными, особенно для флишевых бассейнов, являются методы восстановления течений по ориентировке гиероглифов¹. Механоглифы обычно имеют очень четкую ориентировку на больших расстояниях по простиранию флишевых трогов.

Также можно использовать массовые замеры ориентировки удлиненных органических остатков (белемнитов, тентакулитов, граптолитов, длинных фрагментов растений, рыб и др.), в основном параллельных направлению течения или волновым движениям (рис. 36). Утонченные концы этих остатков будут направлены навстречу течению. Если чаше- или блюдцеобразные, выпукловогнутые раковины лежат на выпуклой стороне, то более толстый конец раковины направлен против течения. При наличии у раковин выступов (зубов, ложек и т.д.) последние всегда направлены против течения.

6.5. Подходы к палеогеографическим реконструкциям на «закрытых территориях»

Определенные трудности в палеогеографических реконструкциях вызывают так называемые «закрытые территории». К ним можно отнести обширные выровненные в настоящее время территории континентов, испытывающие устойчивое погружение (или обладавшие им в геологическом прошлом). С осадочными комплексами на таких территориях связаны крупные залежи полезных ископаемых, в первую очередь углеводородов и каменного угля. В связи с этим возникает потребность в очень детальных литолого-фациальных и литолого-палеогеографических картах, вплоть до отдельных продуктивных пластов. Типичными примерами таких территорий являются Западно-Сибирская равнина и Кузнецкая котловина. Осадочные комплексы здесь имеют большие мощности и сложное циклическое строение. Сложность их изучения заключается значительной погруженности древних отложений и часто в недоступности непосредственного изучения в естественных обнажениях. В таких условиях основными инструментами получения первичной информации являются бурение скважин с изучением керна (с получением литологических и палеонтологических данных) и геофизическими исследованиями (региональное и площадное сейсмопрофилирование).

Методологической основой изучения нефтегазоносных провинций в Западной Сибири, Сибирской платформы, Средней Азии и др. является *систем-*

¹ Гиероглифы (от греч. hieros - священный и glyphe - то, что вырезано) - в геологии, прихотливо изогнутые валики, борозды и др. формы отпечатков на поверхностях напластования некоторых, обычно тонкозернистых, пород (например, во флише). Часто представляют собой слепки с неровностей поверхности. Подобные Г. могут возникать путём заполнения осадками мелких впадин (борозд), образованных при размыве течением или при волочении водой по дну различных предметов. Г., обязанные жизнедеятельности организмов (гл. обр. перемещению форм, населяющих ил и обитающих на его поверхности), называются биоглифами (ихнофоссилии), а Г., возникшие чисто механическим путём, - механоглифами. Используются для определения кровли и подошвы при нарушенных залеганиях слоёв и палеотечений.

*но-литмологический подход*¹ (Карогодин и др., 1996). По мнению этих авторов «...системно-литмологические исследования ...оказываются полезными как при изучении клиноформного комплекса [неокомского нефтепродуктивного комплекса – А.Ш.], так и всей толщи Западной Сибири, а также осадочных образований бассейнов любого типа и возраста» (там же, с. 9).

Системно-литмологический подход базируется на принципе цикличности осадконакопления. Цикличность заключается в повторяемости строения отдельных литологических тел, слагающих общую толщу осадочного комплекса, и процессов приведших к их формированию. Т.е. цикл и его следствие, породно-слоевая система, рассматриваются как целостная система. Для понятия слоевой ассоциации, как целостной во времени формирования системы, предложен термин **циклит**. «Циклит – это относительно непрерывная во времени формирования последовательность слоев (или их групп), ограниченная в кровле и подошве несогласиями или коррелятивными им согласными поверхностями. ...это тело седиментационного цикла любой природы, целостная во времени формирования слоевая система» (Карогодин и др., 1996; с. 43).

Для нефтепродуктивного комплекса Западной Сибири, сформировавшегося в неокоме, характерна такая цикличность строения. «Каждое сигмовидное тело состоит из трех зон: ундаформной, клиноформной и фондаформной². В каждой из них свои особенности формы и пространственного размещения песчаных тел-коллекторов и сочетания с крышками» (там же, с. 41). Прикладными вопросами системно-литмологического подхода являются следующие: детальное расчленение и корреляция продуктивных отложений; уточнение стратиграфической схемы; выбор поверхностей для структурного и палеоструктурного анализов; лито-фациальный и палеогеоморфологический анализы и др. На первом этапе выбирается наиболее полно охарактеризованный керном и ГИС разрез одной или нескольких скважин района и составляется литмостратиграфическая модель отложений. Она представляет собой детальное расчленение разреза на циклиты различного ранга, палеонтологическое и корреляционное обоснование их возрастного объема, сопоставление с традиционными стратонами – свитами, горизонтами, пластами и пачками. На втором этапе проводится построение корреляционных схем по сети профилей изучаемого района. Итогом является литмостратиграфическая схема района (палеоструктурная карта, построенная по подошвам циклитов, являющихся изохронными) и разбивка разрезов на циклиты, что отражает детальную последовательность осадконакопления в пространстве и во времени и является основой для палеогеографических реконструкций. С этими слоевыми структурами связаны залежи углеводородов и углей. Поэтому на первое место выходят палеогеоморфологические исследования структур: 1) выявление форм эрозионных поверхностей; 2) реконструкции форм тел (проницаемых), выполняющих эрозионные понижения; 3) построение палеогеоморфологической карты. Для выполнения этих

¹ За рубежом и в последние десятилетия в России активно разрабатывается и применяется в нефтегазовой геологии близкое направление – сиквенс-стратиграфия.

² Клиноформа – осадочное тело, образовавшееся в зоне перехода от мелководно-шельфовой области бассейна (ундаформы) к его относительно глубоководной недокомпенсированной впадине (фондоформе).

задач используют карты изопахит этих тел, построенные по данным бурения и сейсморазведки. В настоящее время многие процессы математического анализа структур автоматизированы и обрабатываются на компьютерах.

6.6. Палеовулканы и древние землетрясения

6.6.1. Изучение центров древних вулканических извержений

При непостоянстве разреза вулканогенных толщ как по простиранию, так и по вертикали отбор характерных разрезов и некоторое необходимое временное усреднение ставят ряд задач: 1) выделение областей активного вулканизма для заданного отрезка геологического времени; 2) воссоздание физико-географической обстановки проявлений вулканической деятельности – наземной, прибрежно-морской, глубоководной и т.д.; 3) выяснение преобладающего характера извержений – эффузивного, экструзивного и эксплозивного; 4) определение трещинного, площадного, трещинно-кольцевого или центрального типов извержений. Методы выявления и описания палеовулканизма основываются на двух показателях: на всестороннем изучении продуктов вулканизма, т.е. определении формы эффузивных тел, их взаимоотношении с вмещающими породами и на изучении их состава, текстуры и структуры.

Вулканические извержения создают специфический ландшафт (например, ландшафт Камчатки). На относительно выровненной, слабо волнистой поверхности возвышаются одиночные конусовидные горы, вершины которых обычно срезаны, часто встречаются и воронкообразные впадины. Склоны гор изрезаны достаточно густой сетью оврагов и долин. У подножий склонов улавливаются плосковыпуклые очертания лавовых потоков. Сходный рельеф встречается и на морском дне, но там он имеет более сглаженные формы.

Для вулканогенного материала характерны эпизодичность и огромная быстрота выноса, часто в тысячи и миллионы раз превосходящая обычную скорость поступления осадочного материала.

При выделении вулканогенно-осадочных пород есть вероятность ошибочного отнесения к ним пород, возникших при разрушении, переносе и переотложении различных вулканогенных образований, сцементированных при этом осадочным материалом, не синхронным с образованием вулканогенных пород (вулканомиктовые породы).

Принадлежность вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород к наземной или подводной фациям устанавливается по горизонтам осадочных отложений, входящих в состав вулканогенных толщ, или непосредственно по признакам вулканогенных пород, образовавшихся в разных условиях. Для подводных лав иногда характерны: 1) шаровые (подушечные) текстуры; 2) лучшая выраженность, по сравнению с наземными, корочки закалки на поверхности лавовых покровов и, наоборот более слабовыраженные следы обжига в подстилающих породах; 3) более ровная подошва, чем у продуктов наземных излияний; 4) карбонатные включения в шарово-подушечных лавах; 5) пирокластического материала при подводном извержении значительно меньше, чем при на-

земном. Обнаружение вулканогенной пачки в палеодолинах или в пределах морен говорит о наземном вулканизме. В случае подводного излияния морские осадочные породы залегают на лавах согласно, на контакте они почти не изменены, так же как и сама поверхность лавового потока, но для них весьма характерны контакты прислонения или облекания. При наземном излиянии на лавах залегают континентальные отложения (коллювий, делювий, аллювий), и иногда сохраняется кора выветривания. Поверхность лавового потока или туфов может быть сильно выветрелой.

О подводных излияниях свидетельствует переслаивание лав с туффитами. Наиболее надежным критерием в этом случае является находка морской фауны или водорослей в туффитах или осадочных породах (по ним же определяют и геологический возраст извержения (Славин, Ясаманов, 1982). О наземных извержениях свидетельствуют находки в базальном слое древесных остатков, костей наземных животных и раковин пресноводных моллюсков. Иногда пни деревьев и даже отдельные стволы находятся внутри толщи пирокластов в вертикальном положении. Иногда встречаются пустоты, являющиеся следами погибших организмов (например, слепки погибших людей при извержении Везувия).

Центры извержений, чаще всего располагаются на положительных формах рельефа, а потоки лав двигаются вниз по уклону. Погребенные вулканические постройки можно определить геофизическими методами (магнитометрией, электроразведкой). У древних вулканов постройки разрушаются и центры извержений установить сложнее. Если вулканические породы хорошо обнажены и не перекрыты более молодыми осадками, центр извержения может быть определен по скоплению даек, которые могут оказаться неками; по вулканическим брекчиям, заполнившим в своё время жерло вулкана; по наличию крупных вулканических глыб; по вулканическим структурам. Флюидалность в лавах, особенно хорошо выраженная в липаритах и дацитах, в центрах вулканов оказывается субвертикальной, а в лавовых потоках она полого наклонена, так как параллельна поверхности потока. Могут сохраняться кольцевые разломы, синклинали или грабены округлой формы, соответствующие кальдерам.

Районы проявления газопарогидротермальной вулканической деятельности устанавливаются по характерным измененным породам: вторичным кварцитам, аргиллитизированным, серицитизированным и пропилитизированным породам и др. признакам.

6.6.2. Определение палеосейсмичности

Все нарушения земной коры, связанные с землетрясениями называются сейсмодислокациями.

Признаками палеоземлетрясений могут быть:

1. Следы оползания пластичного осадка в пределах отдельных прослоев, пластов;
2. Оползания осадков, захватывающие значительные по мощности пачки,

приводящие к нарушению нормальной последовательности слоев и возникновению области оползания с недостаточным числом слоев и области отложения избыточного числа слоев;

3. Следы перераспределения внутри пластичного осадка;
4. Следы дробления осадков;
5. Следы смещений осадков, секущие поверхности;
6. Следы обвалов, одновременных с осадконакоплением;
7. Нептунические дайки (рис. 23);
8. Широкое распространение в определенных стратиграфических горизонтах на значительной площади отложений мутьевых потоков;
9. Озерные осадки, внезапно проникшие или распространенные среди других континентальных отложений.

Особенности проявления следов палеосейсмичности:

1. Определенная стратиграфическая приуроченность;
2. Распространенность в различных породах одного и того же стратиграфического уровня;
3. Распространенность на больших территориях;
4. Сейсмотектонические разрывы обычно образуют целый пучок или систему разнонаправленных трещин в пределах четко вытянутой узкой зоны;
5. Пространственная и временная связь различных форм подводнооползневых явлений с нептуническими дайками, следами обвалов и т.д.

Интенсивность землетрясения, его магнитуда отражаются в ландшафтных деформациях, по которым можно примерно реконструировать силу древних землетрясений (табл. 14).

Таблица 14. Соотношение силы землетрясений и ландшафтных изменений

Баллы (магнитуда)	Ландшафтные проявления
8 (5,5-6,6)	Нептунические дайки узкие, амплитуда вертикальных смещений первые сантиметры.
9 (6,6-7)	Локальные сейсмодислокации представлены трещинами длиной до 1 км с вертикальным смещением до 1,5 м; оползневые и обвальные процессы на площади около 800 км ² .
10 (7-7,75)	Образуются открытые трещины длиной около 15 км при ширине до 20 см, вертикальное смещение составляет 7-8 м. зональные сейсмодислокации в виде смещения отдельных блоков, грабены, сколы вершин гор и т.д. Сейсмогравитационные структуры охватывают площадь в 40 тыс км ² .
11 (7,75-8,25)	Образуются сейсмобросы с вертикальной амплитудой до 12 м и длиной более 20 км, сейсмодвиги протяженностью до 350 км и сейсморвы шириной до 10 м.
12 (более 8,25)	Сейсморазломы протягиваются на расстояние более 450 км, образуются сейсмогравитационные клинья с амплитудой в сотни метров и др. виды сейсмотектонических структур.

Вопросы для самопроверки

1. В чём сущность понятий «область сноса» и «область осадконакопления»?
2. Что называется погребенным и реконструированным рельефом?

3. Как можно определить степень расчлененности и примерную высоту рельефа при палеогеографических реконструкциях?
4. Какие методы и приёмы необходимо использовать для выявления тектонических движений геологического прошлого?
5. Перечислите поисковые признаки реконструкции погребённых палеорусел.
6. Каковы отличительные черты озёрных отложений?
7. Какие отложения называют тиллитами?
8. Назовите признаки древних оледенений, выявляемые в полевых и лабораторных исследованиях.
9. Как определить преобладающие направления древних ветров?
10. Каковы методы реконструкции рельефа дна морского бассейна?
11. В чём суть кислородно-изотопного метода?
12. Перечислите признаки береговой линии.
13. Как определить центры древних вулканических извержений?
14. По каким признакам можно установить палеоземлетрясения?

7. Особенности палеогеографических реконструкций для четвертичного периода

7.1. Общие особенности четвертичного периода

По общему развитию четвертичный период можно отнести к *геократической эпохе*, когда большая часть континентов являлась сушей, а площадь этой суши становилась более расчлененной и периодически увеличивалась.

От более древних четвертичный период отличается рядом особенностей, определяющих подходы и методы исследования как четвертичных отложений, так и истории развития Земли в это время:

1. Малая продолжительность периода (2,6 млн. лет), что связано с его незавершенностью.

2. Присутствие остатков человека (и его предковых форм рода Номо) и его культуры.

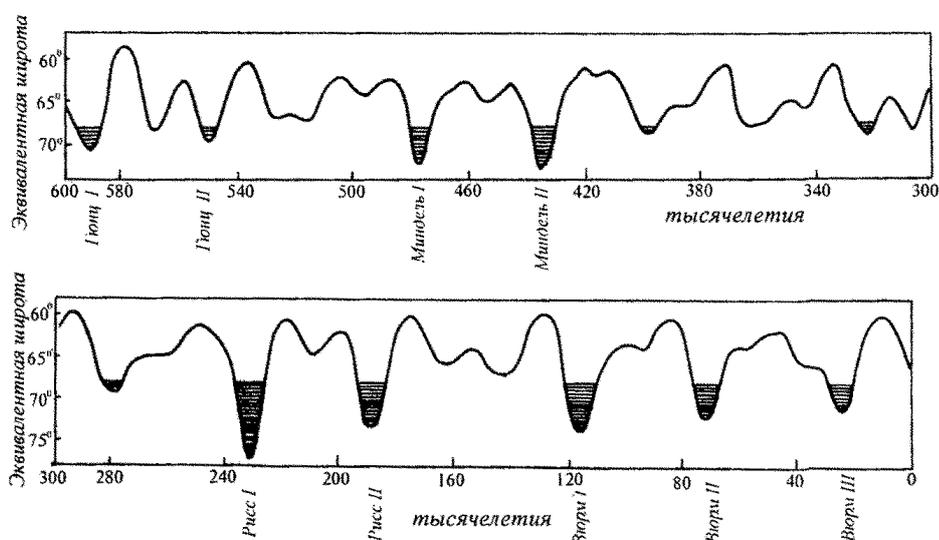


Рис. 40. Вековой ход летних сумм солнечной радиации под 65° с.ш. (по М. Миланковичу): наименьшие значения, показанные штриховкой, соответствуют западно-европейским эпохам оледенений (гюнц, миндель, рисс, вюрм).

3. Резкие и многократные изменения климата и в целом природных условий (рис. 40). Похолодания приводили к периодическому возникновению в полярных и приполярных областях покровных оледенений (покрывали до 30% современной суши, рис. 41), в умеренном поясе – горных оледенений, развития вечной мерзлоты, в низких широтах к увеличению влажности. В эпохи потеплений и межледниковий площади покрытые льдом сокращались (занимая до 10% суши), а в низких широтах усиливалась засушливость (табл. 15). Среднегодовые температуры также испытывали значительные колебания – во время похолоданий они могли опускаться на 5°C ниже современных в планетарном масштабе. В низких широтах это падение могло составлять $3-4^{\circ}\text{C}$, а в Северной Европе до $12-15^{\circ}\text{C}$ (Астахов, 2008). При этом снижение среднегодовой температуры может происходить двумя путями: во-первых, за счет понижения абсо-

лутных значений температур; во-вторых, за счет увеличения продолжительности холодного времени и сокращения теплого, в первую очередь за счет демисезонных периодов, что представляется более вероятным (Шпанский, 2003). Завершение ледниковых эпох происходило достаточно быстро, и этот процесс называется *терминацией*. Эти колебания климата сопровождались колебаниями уровня морей и океанов, водности рек, объемом выпадающих осадков и пр.

Последняя ледниковая эпоха закончилась 10-12 тыс. лет назад, и современный климат Земли является межледниковым (сейчас площадь ледников составляет 11% суши). Климат Земли и его изменения определяются взаимодействием многих факторов, как глобальных (изменение солнечной активности и параметров движения Земли вокруг Солнца), так и региональных (тектонические движения).

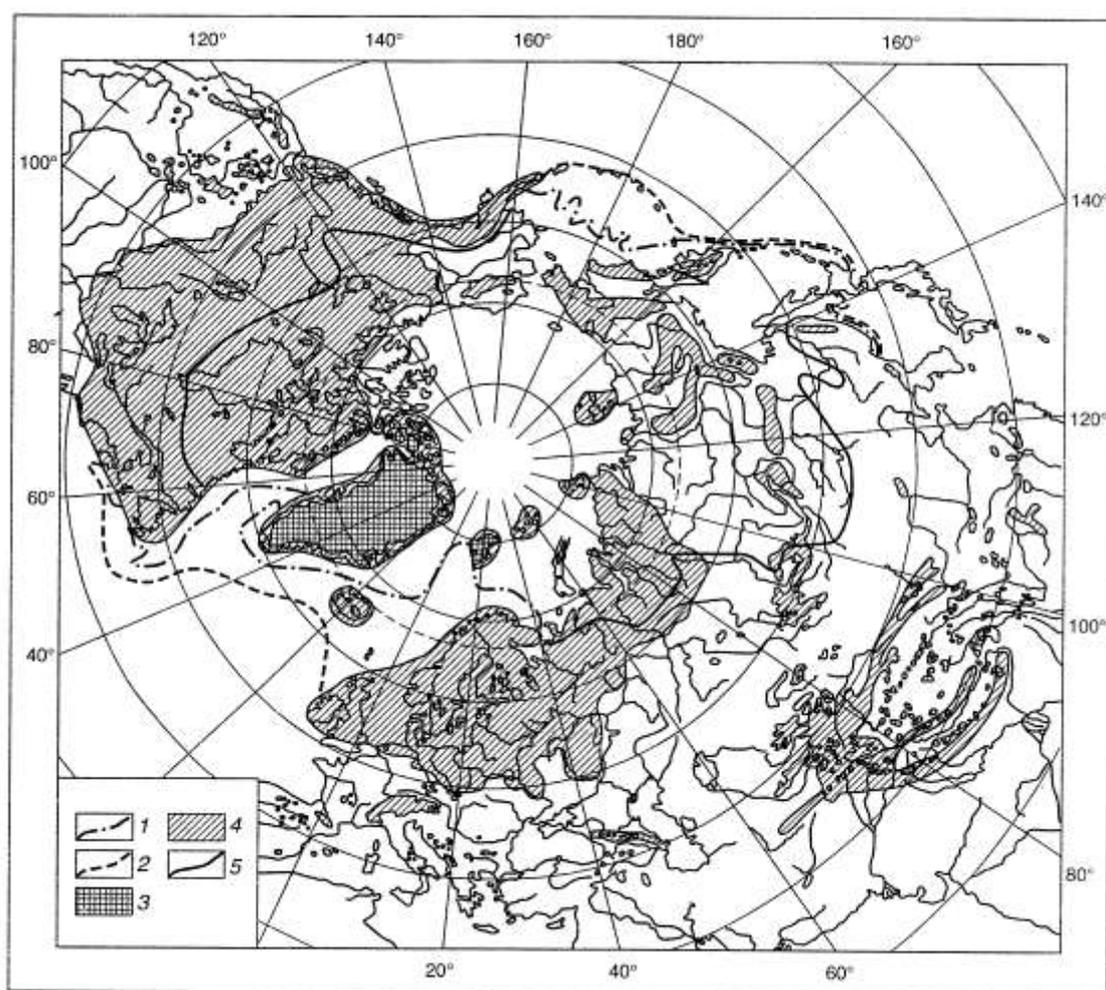


Рис. 41. Палеогеографическая реконструкция максимального оледенения северного полушария, произошедшего в среднем неоплейстоцене (около 250-300 тыс. лет назад). Материковые льды, наземные, подземные и морские льды (Марков и др., 1968): 1 – современная граница морских льдов; 2 – древняя граница морских льдов; 3 – современные наземные материковые льды; 4 – самарское наземное максимальное оледенение; 5 – современная граница многолетней мерзлоты и подземного оледенения.

Полный круг природных изменений от начала межледниковья через его максимум и пик оледенения называется *ледниковым циклом*, а повторяемость такого круга событий на протяжении длительного геологического времени – *палеоклиматической ритмичностью*. Это явление исключительно важно, потому что на этой ритмичности основан счет времени в четвертичном периоде. Теория главных климатических ритмов надежно обосновывает климатическую периодичность около 100 тыс. лет для среднего и позднего неоплейстоцена и 40 тыс. лет для раннего неоплейстоцена. В настоящее время разрабатывается основа для выделения более крупных ритмов продолжительностью в 400 тыс. лет и в миллионы лет.

Таблица 15. Степень проявления абиотических факторов на территории Западно-Сибирской равнины в среднем-позднем неоплейстоцене (по Шпанскому, 2003 с изменениями).

Фактор	Интенсивность проявления		
	Оледенение	Межледниковье	Послеледниковье
Влажность	Незначительная (аридизация)	Умеренная, временами повышенная	Значительная (гумидность)
Осадки	Небольшое количество, преимущественно в твердом виде	Увеличиваются до 1,5 раз; увеличение, предположительно, приходилось на летний сезон	Увеличиваются до 2 раз
Температура	Среднегодовая ниже современной на 5-7°C	Среднегодовая близка или выше современной, но годовые интервалы меньше	Интервал годовых колебаний до 65-75°C
Годовая сезонность	Продолжительный холодный период, за счет сокращения демисезонных периодов		Симметричная, с длинными демисезонными периодами
Ветер	Вероятно, более постоянный, временами усиленный	Вероятно, ограничивал распространение лесной растительности	Большого значения не имеет, вероятно, слабее неоплейстоценового
Грунты	Более плотные	Протаивали в теплые сезоны	Мягкие, часто переувлажненные, заболоченные
Ландшафты	Открытые и однородные	Мозаичные, пятнистые	В большинстве закрытые, часто заболоченные
Флора	Ксерофитная	Лесостепная	Лесная и лесостепная
Фауна	Тундростепная	Тундростепная	Степная (на юге), лесная (таежная) и тундровая (на севере)

4. Осадочный чехол, сформированный в четвертичное время, имеет иное распространение как на поверхности суши, так и на дне морей и океанов. Осадочным образованиям свойственны сложное строение разреза, пестрота фаций и быстрая изменчивость литологического состава, относительная кратковременность формирования и небольшая мощность при сравнительно высокой скорости осадконакопления. Литологические тела не выдержаны по простира-

нию, что значительно затрудняет корреляцию отложений и стратиграфическое расчленение (выделение местных стратиграфических подразделений).

5. Активизация тектонических движений привела к усложнению рельефа поверхности Земли. В это время происходит интенсивное поднятие гигантского массива Тибетского плато, Памира и Тянь-Шаня, Алтае-Саянской горной системы, Альпийской цепи горно-складчатых сооружений (Альпы, Карпаты, Кавказ, Гималаи и др.), Андийских поднятий в Южной Америке и Кордильер в Северной Америке. На четвертичный период приходится интенсивный рост нагорий Монголии и Забайкалья, северо-востока России, Уральских гор, а также формирование широкого пояса возвышенностей по периферии указанных выше горных поясов.

Одновременно в зонах континентального рифтогенеза – Байкальской, Восточно-Африканской, Красноморской, Северо-Американской – происходит активное формирование прогибов – грабенов с развитием молодого вулканизма.

Тектонические движения и деформации земной коры с разной интенсивностью продолжают в настоящее время и фиксируются практически повсеместно в виде прямых или косвенных проявлений. Это, например, горизонтальные смещения по разломам со скоростью, достигающей 11 см/год по Северо-Анатолийскому сдвигу в Турции, 5 см/год по сдвигу Сан-Андреас в Северной Америке, до 1,5 см/год по Таласо-Ферганскому сдвигу на Тянь-Шане. Измерения методами космической геодезии показывают, что современное раскрытие Атлантики с удалением Северной Америки от Европы происходит со скоростью до 1,5 см/год. Гавайские острова сближаются с Австралией со скоростью до 9 см/год, а их относительное движение в сторону Азиатского континента происходит и того быстрее (до 12 см/год). Сокращение земной коры в результате ее субгоризонтального сжатия и смятия на Тянь-Шане происходит со скоростью до 2 см/год, на Кавказе до 1,7 см/год. При этом горы поднимаются со скоростью до 12-15 мм/год. Вертикальная составляющая тектонических деформаций земной коры частично компенсируется эрозионно-денудационным понижением поднятий или аккумулятивным повышением поверхности впадин. быстрые поднятия приводили к крупным преобразованиям климата. Например, чрезвычайно стремительное поднятие Тибета и Гималаев вызвало резкое перераспределение воздушных потоков, создало преграду на пути теплых и влажных муссонов и обусловило резкое иссушение и охлаждение обширных областей Центральной и Северной Азии.

6. Значительные изменения площадей континентов и положения береговой линии при *гляциоэвстатических* колебаниях уровня океанов и морей. При оледенениях (из-за консервации воды в ледниках возникал ее дефицит в Мировом океане) в северных морях очень сильно обнажался шельф (уровень моря при последнем оледенении мог опускаться на 80-120 м относительно современного, рис. 42), площадь суши увеличивалась, а климат на суше, из-за большего удаления от акваторий, становился еще более континентальным. Площадь внутренних морей сокращалась (Средиземного, Черного, Каспийского и др.; Азовское могло исчезать), возникали сухопутные мосты между Малой Азией и Балканами, Чукоткой и Аляской (возникла Берингийская суша, рис. 43), между

Францией и Британскими островами, и между северо-западной Европой и Канадским архипелагом. Таким образом, происходил разрыв между северной полярной (бореальной) областью и теплыми южными океаническими течениями, возникала изоляция Северного ледовитого океана. Превенная береговая линия в виде затопленных пляжей, песчаных береговых валов, кос, абразионных уступов, лагун, лиманов, речных дельт прослеживается во многих морях под водой на этих глубинах. С затопленной береговой линией связаны подводные продолжения русел рек (например, Обская губа). Во время потеплений уровень морей и океанов опять повышался.



Рис. 42. Кривая изменения уровня океана в четвертичном периоде по данным изучения террас Средиземного моря (по Ф. Цейнеру). Понижения уровня (регрессии) совпадают с эпохами оледенений (гюнц, миндель, рисс, вюрм), а повышение уровня (трансгрессии) соответствуют межледниковьям (приведены итальянские названия уровней моря).



Рис. 43. Палеогеографическая реконструкция Берингийской суши в позднем неоплейстоцене (Мащенко и др., 2006).

7. Высокие темпы эволюционных изменений в составе наземных экосистем, особенно в Северном полушарии, сопровождавшиеся миграционными процессами (включая межконтинентальные). Во многих группах млекопитающих происходило формирование не только новых видов, но и родов, что является основой четвертичной биостратиграфии. Растительные ассоциации неоднократно в пределах одних и тех же территорий значительно меняли свой облик в виде соотношений травянистой и древесной растительности.

При палеогеографических исследованиях плейстоцена применяется широкий круг разнообразных методов и методик (фациально-генетический, палеонтологический, палеомагнитный, физико-химический и др.), используемых при изучении более древних периодов. Но имеются и методы, применяемые только при изучении плейстоцена: антропологический и археологический, а также геоморфологический, криолитологический, педологический, изотопные, варвологический, дендрохронологический и др. методы очень детальной расшифровки недавней геологической истории. Получающиеся при этом результаты нередко дают представление о последовательности природных изменений длительностью в тысячи и даже сотни лет, т.е. с точностью недоступной для дочетвертичной геологии и приближающейся к детальности исследования человеческой истории.

7.2. Геохронологический метод исследования осадков с сезонной слоистостью

Данный метод основан на подсчете и сопоставлении годовых лент в озерно-ледниковых ленточных глинах, озерных илах, осадках соленых озер. Он позволяет установить относительный, а иногда абсолютный возраст осадков, обладающих ненарушенной сезонной слоистостью. *Годичные ленты состоят из двух слоев: зимнего – глинистого – и летнего – песчанистого, а в соленых озерах – из прослоев солей и илов.*

Типичные ленточные отложения образовались в приледниковых пресноводных бассейнах с относительно устойчивым режимом осадконакопления (рис. 44). В этом случае годовые ленты обладают постоянным составом и мощностью сезонных слоев на протяжении многих десятков километров. Изменения состава и мощности сезонных слоев связаны с климатически обусловленными изменениями условий осадконакопления. В годы с продолжительным и жарким летом происходило отложение мощных песчаных летних слоев, в годы с продолжительной и суровой зимой формировались менее мощные, как правило, глинистые слои. В отдельных разрезах ленточных осадков удается наблюдать от нескольких десятков до нескольких сотен, реже до 2-3 тыс. годовых лент. Иногда среди множества лент одинаковой мощности встречается одна или несколько лент аномальной мощности, резко выделяющиеся по внешнему виду. Такие ленты, прослеживаемые на несколько десятков километров,

могут служить в качестве опорных (маркирующих). Они позволяют сопоставить с большой точностью годовые ленты в смежных обнажениях.



Рис. 44. Обнажение ленточных глин. Горный Алтай. Фото из личного архива П.С. Бородавко.

На этом основан метод геохронологических сопоставлений, или «коннексий» Э. Де-Геера. Сущность его заключается в следующем: годовые слои начинают отлагаться на дне приледникового озера сразу же после исчезновения ледника в данном пункте (точки А, Б, В, Г на рис. 45). Следовательно, нижняя лента, залегающая непосредственно на данной морене, в точке А образуется в течение 1-го года с момента отступления ледника. Потепление климата в конце ледниковых эпох вызывает ежегодное отступление края ледника. Поэтому ежегодно ото льда освобождаются все новые площади дна приледникового озера (А – Б, Б – В, В – Г и т.д.), а вновь образующиеся годовые ленты отлагаются на все больших площадях. Следовательно, если в разрезе А годовых лент на две больше, чем в разрезе В, то очевидно, что край ледника отступил из пункта А на два года раньше, чем из пункта В. Сопоставив таким образом разрезы, удаленные друг от друга на несколько километров, и подсчитав разницу числа лент от морены до маркирующего слоя, можно установить, в течение скольких лет отступал ледник между исследованными разрезами. По результатам измерения и сопоставления лент в целой серии разрезов строят геохронологические диаграммы, по которым можно подсчитать скорость отступления края ледника на большой территории, а также продолжительность остановок ледника, во

время которых образовывались конечные морены. В верхних слоях ленточных осадков иногда встречаются торф или древесина, что позволяет с помощью радиоуглеродного анализа связать геохронологические измерения со шкалой абсолютной хронологии.

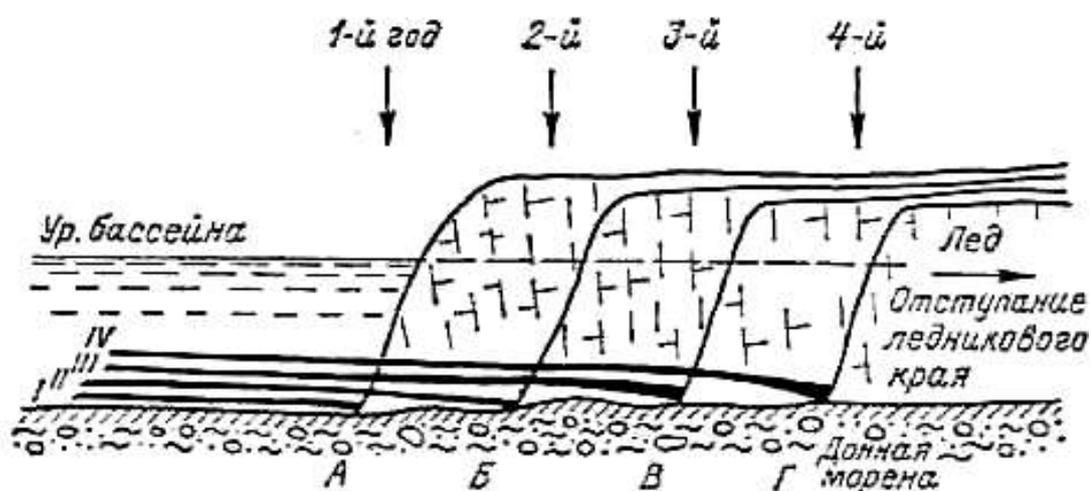


Рис. 45. Схема последовательных положений отступающего края ледника в течение четырех сезонов и образования соответствующих годовых лент (I – IV) на дне приледникового бассейна (Методическое..., 1987).

Геохронологические исследования проводились в Швеции Э. Де-Геером, в Финляндии М. Саурамо, в Карелии, Ленинградской, Псковской и Новгородской областях К.К. Марковым и И.И. Красновым, а в Эстонии Э.Э. Ряхиным.

Для составления геохронологических диаграмм и профилей требуется большое число пунктов измерений, расположенных по заранее намеченным профилям, ориентированным в направлениях, перпендикулярных к краю ледника.

Перед выездом в поле необходимо собрать сведения о площадном распространении ленточных отложений, их мощности, местонахождении всех обнажений и искусственных выработок. На карте следует наметить направление проектируемых профилей, положение точек отдельных измерений (желательно измерения проводить через 2-3 км, но не реже чем через 5-10 км) и в случае недостаточной обнаженности места закладки шурфов или скважин. Расстояния между профилями могут зависеть от конфигурации приледниковых бассейнов. Чем ближе друг от друга расположены профили (от 5 до 50 км), тем точнее можно на карте наметить линии положений края ледника. Сопоставляют геохронологические профили смежных бассейнов по маркирующим слоям.

Для выполнения полевых работ требуются штыковые лопаты, мастерки для штукатурных и печных работ, нож-шпатель, ящик из оцинкованного железа для взятия монолитов (длина ящика 50, ширина 6, высота 5 см), бумажные (кассовые) ленты из толстой бумаги. Место для шурфа следует выбирать так, чтобы его не залило водой и чтобы слой вскрыши был по возможности небольшим. Желательно ориентировать вертикальную стенку шурфа, предназначенную для измерения так, чтобы она была хорошо освещена. Иногда годовые слои на широких и сырых глинах трудноразличимы. В таких случаях следует подож-

дать от 2-3 часов до 1 суток, чтобы глина слегка подсохла. Тогда летние более песчанистые слои несколько посветлеют и слоистость станет более контрастной.

Мощность толщи ленточных осадков в центре больших озерных впадин иногда достигает 15-20 м. В таких случаях шурфовкой до морены добраться невозможно и приходится применять бурение и специальный грунтонос. Если мощность глин более 5 м и вертикальную стенку в шурфе расчистить трудно, рекомендуется делать ступенчатые расчистки. Наклонные расчистки применять нельзя, так как при этом искажается: мощность годовых лент. Перед началом измерений необходимо провести «чистовую» расчистку всей толщи ленточных отложений с такой тщательностью, чтобы можно было увидеть и сосчитать все годовые ленты. Для этого удобно пользоваться острым широким кухонным ножом или малярным шпателем, либо мастерком печников.

Для геохронологических сопоставлений следует использовать не только мощность отдельных лент, но и другие литологические признаки ленточных отложений. Мощности слоев в разных разрезах могут изменяться, но основные закономерности ритмов осадконакопления обычно достаточно четко выдержаны на значительных расстояниях. В толще ленточных отложений обычно удастся выделить несколько пачек, различающихся по внешнему виду лент, и несколько маркирующих лент.

Проведение геохронологических измерений возможно только при следующих условиях:

- ленточные отложения обладают четко выраженной сезонной слоистостью;
- мощность годовых лент выдерживается по простиранию в смежных разрезах;
- все ленты согласно налегают друг на друга.

Затруднены измерения в тех случаях, когда отдельные пачки вполне типичных лент переслаиваются с мореной или со смятыми ленточными глинами. Такие разрезы не всегда удается сопоставить между собой и точно увязать с соседними разрезами. Трудно проводить геохронологические измерения и в толщах ленточных глин, состоящих из нескольких лент. В таких случаях не всегда удастся выполнить стратиграфическую корреляцию слоев. В районах с подобными толщами измерения следует делать с интервалом через 2-3 км.

Прежде чем приступить к геохронологическим измерениям, надо осмотреть все обнажение или стенку карьера и составить общее представление обо всей толще ленточных отложений и об условиях ее залегания. При этом необходимо выяснить:

- 1) мощность толщи ленточных отложений и ее колебания в разных частях разреза;
- 2) наличие в составе толщи разнородных пачек и прослоев;
- 3) степень выраженности годовых лент и сезонных слоев (т.е. возможность выполнения измерений);
- 4) число годовых лент во всем разрезе и в сравнении с соседними разрезами;

5) маркирующие слои, выделяющиеся по мощности в другим признакам, а также по степени выдержанности их по простиранию;

6) встречаемость этих маркирующих слоев в соседних разрезах (предварительное стратиграфическое сопоставление);

7) наличие выходов морены, подстилающей ленточные отложения (если морена в карьере или обнажении не вскрыта, необходимо заложить шурф, чтобы вскрыть нижние ленты и выявить контакт их с мореной, так как измерение должно быть обязательно доведено до морены. В случае, если шурф заливает водой, желательно ручным буром нащупать контакт с мореной и, хотя бы приблизительно, сосчитать число лент до морены);

8) наличие нарушений в залегании всей толщи ленточных отложений (измерение следует делать в местах, где слоистость не нарушена).

Все особенности данного разреза необходимо тщательно записать и зарисовать, Желательно сфотографировать всю толщу ленточных отложений (общий вид), а также отдельные части разреза с опорными лентами, характером микрослоистости, включения валунов и гальки.

Детальная фиксация всех особенностей каждого разреза облегчает стратиграфическое сопоставление ленточных отложений, т.е. установление связи (коннексий) с соседними разрезами. Для проведения измерений на разрезе нужно выбрать место, где наиболее полно представлена вся толща ленточных отложений и обнажена морена. Измеряется мощность каждой годичной ленты, и одновременно отмечается мощность летнего и зимнего слоя. Для этого к стенке обнажения плотно прикладывают бумажную ленту, ориентированную перпендикулярно к слоистости. Ленту можно укрепить с помощью гвоздя. Затем карандашом отмечают на бумажной ленте границы каждой годичной ленты и слоев внутри ее (рис. 46). При этом вначале отмечают чертой наиболее резко выраженную верхнюю границу глинистой ленты, т.е. ее контакт с песчаным слоем вышележащей ленты, а затем толщину зимнего слоя.

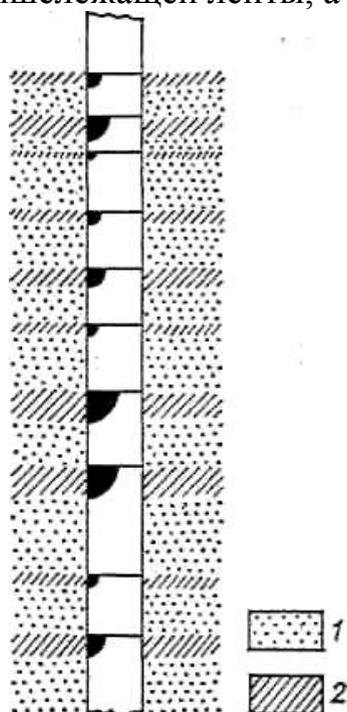


Рис. 46. Геохронологические измерения ленточных отложений с помощью бумажной ленты: 1 – летний слой (супесь); 2 – зимний слой (глина).

Измерение следует проводить по всей толще, где ясно видны годовые слои. Особенно тщательно надо измерить нижние ленты: от контакта с мореной до лент, которые для данного разреза и всего района служат маркирующими (рис. 46). Если среди четко выраженных лент встречаются отдельные прослои с неясной слоистостью, подсчет лент в этой части толщи выполняется приближенно, о чем на бумажной ленте (с одного края) делается соответствующая пометка. В таком прослое ленты могут быть измерены по монолиту в камеральных условиях.

В результате измерений на бумажной ленте фиксируются число лент в разрезе и их мощность. На каждой ленте проставляют номер обнажения, дату измерения, а в дневнике документируют все дополнительные сведения о разрезе. Все пункты измерений наносят на карту. Из разрезов с очень тонкой сезонной слоистостью (менее 1 мм) необходимо взять монолиты для изучения в камеральных условиях. На монолитах следует пометить порядковые номера лент, их верх и низ, одновременно фиксируя их положение на бумажной ленте. Если берут серию монолитов, то необходимо расположить их на разрезе таким образом, чтобы край одного монолита захватывал часть слоев другого. Для взятия монолитов ящики из оцинкованного железа вжимают в пластичную глину до их заполнения. Ящики окапывают с боков ножом или лопаткой, отваливают от стенки обнажения, ставят горизонтально и ножом срезают лишнюю глину (вровень с краем ящика).

После получения ряда измерений необходимо провести их камеральную обработку, т.е. построить по ним диаграммы, а затем сопоставить их между собой для установления *геохронологических связей (коннексий)*. Диаграммы (рис. 47) строят следующим образом: на лист миллиметровой бумаги наносят горизонтальную линию (ось абсцисс), соответствующую одному измерению. На ней (справа налево) откладывают годы от условного нуля. По вертикали (ось ординат) откладывают мощность годовых лент (отдельно зимних и летних слоев, которые показывают разными знаками). При переносе значений мощностей с бумажных лент на диаграмму целесообразно пользоваться пропорциональным циркулем. Нанесенные точки измерений мощностей каждого слоя соединяют линией, пики которой соответствуют маркирующим лентам максимальной мощности.

Номера диаграмм соответствуют номерам пунктов измерений. Черным цветом показана мощность зимних слоев, штриховкой – летних.

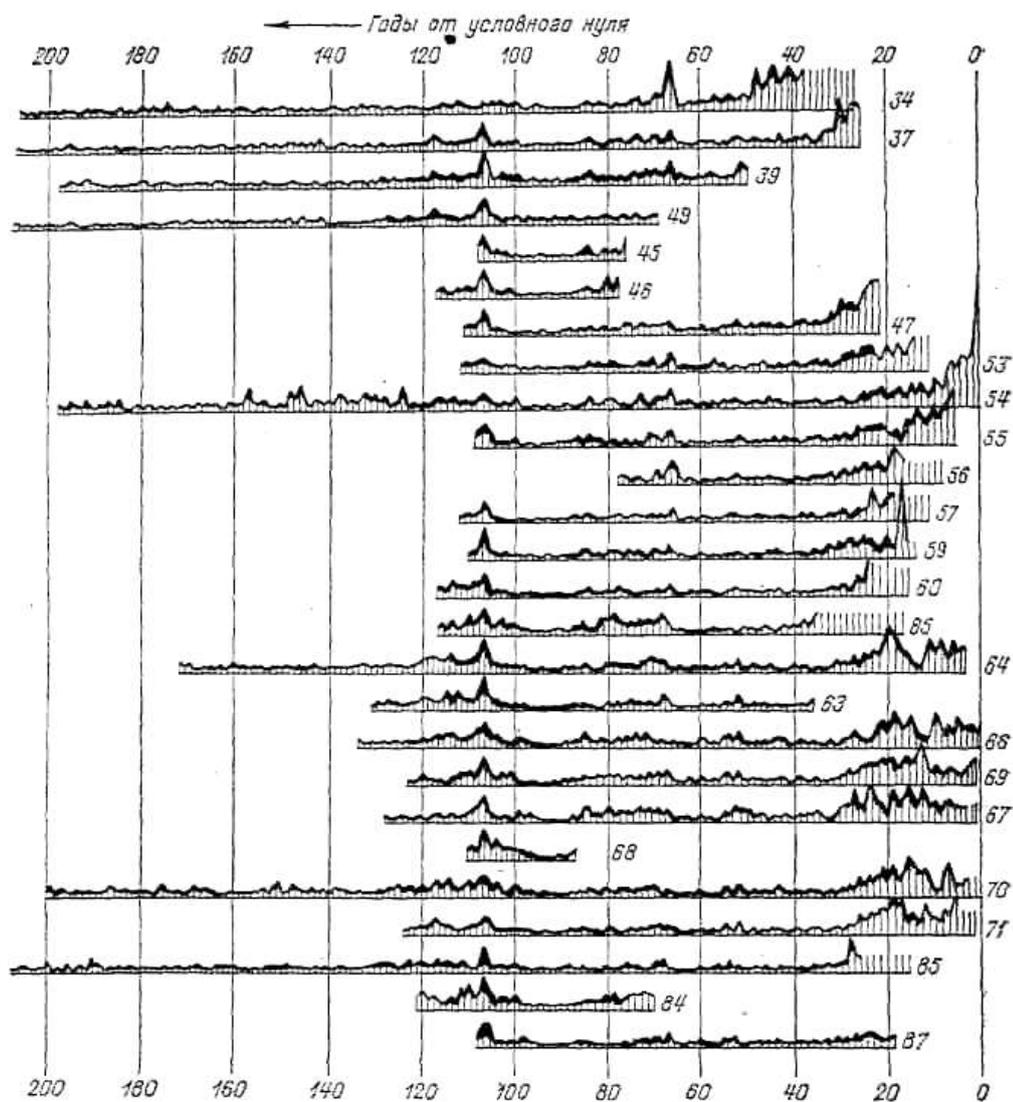


Рис. 47. Диаграммы геохронологических измерений в окрестностях г. Санкт-Петербурга по К.К. Маркову и И.И. Краснову (Методическое..., 1987)

Построенные по смежным пунктам измерений диаграммы располагают друг над другом (в порядке местонахождения пунктов по линиям намеченных полевых профилей), совмещая пики опорных лент. Этим достигается геохронологически точное сопоставление лент, т.е. коннексий, позволяющее определить в относительном летосчислении время начала отложения ленточных осадков во всех точках измерений (рис. 47, 48). В тех случаях, когда геохронологические измерения можно связать в непрерывную цепь, обеспечивающую установление связи с событиями или объектами, датированными радиоуглеродным анализом удастся определить и абсолютный возраст годичных слоев.

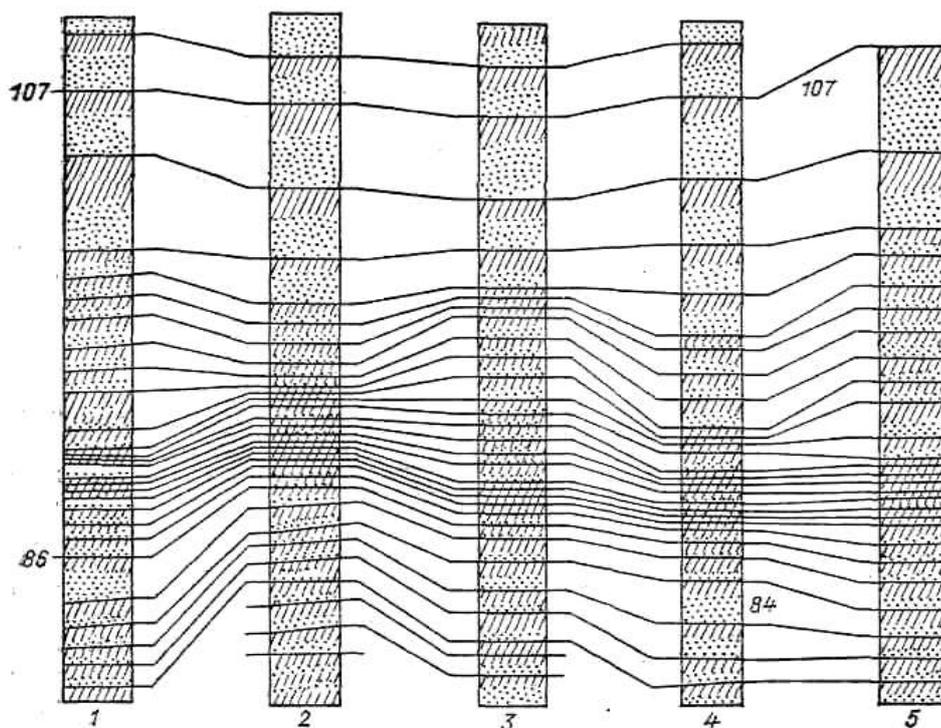


Рис. 48. Коннекции ленточных глин в окрестностях г. Санкт-Петербурга по К.К. Маркову и И.И. Краснову (Методическое..., 1987): 1 – Дибунь; 2 – Конная Лахта; 3 – Дачное; 4 – Зиновьево; 5 – Овцино.

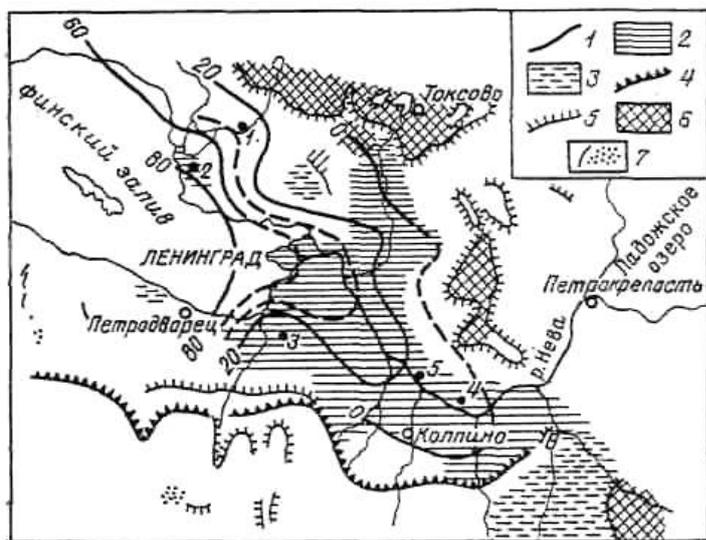


Рис. 49. Схема окрестностей г. Санкт-Петербурга с изолиниями положения края ледникового языка:

1 – изолинии положения края ледника; 2 – площади распространения ленточных глин; 3 – ленточные отложения; лишённые ясной слоистости, непригодные для измерений; 4 – уступ палеозойских пород, так называемый глинт; 5 – главнейшие террасовые уступы; 6 – камы; 7 – конечные морены. Точки с номерами – пункты геохронологических измерений. 0, 20, 40, 60 и 80 – годы в условной хронологии.

Конечный этап работы – нанесение на карту всех точек, геохронологических измерений и соединение синхронных пунктов изолиниями, отображающими контуры последовательных этапов отступления ледникового края (рис. 49).

7.3. Радиометрические методы

Радиометрические и другие инструментальные методы, применяемые для четвертичных отложений (радиоуглеродный, уран-иониевый, калий-аргоновый,

термолюминесцентный и др.), являются вспомогательными и прямой палеогеографической информации не несут. Тем не менее, они позволяют не только собственно определять абсолютный возраст формирования того или иного осадочного комплекса, но и проводить синхронизацию определенных событий, выявленных другими методами. Так как динамика событий в четвертичном периоде и их повторяемость очень значительны, то такая синхронизация является очень важной и позволяет детализировать историю развития природной среды и человеческого общества.

Радиоуглеродный метод

В конце 40-х годов прошлого века американский физик Уиллард Франк Либби предложил использовать радиоактивный изотоп углерода ^{14}C для определения возраста древних материалов растительного и животного происхождения. Стабильные изотопы углерода с массами 12 (составляет 98,89%) и 13 (1,11%) присутствуют повсюду. Радиоактивный изотоп с массой 14 (^{14}C) (около 10^{-12}) образуется в атмосфере Земли из ядер азота (^{14}N) при их бомбардировке нейтронами космического излучения (Вагнер, 2006). Все изотопы углерода в атмосфере находятся в связанном виде – CO_2 . Период полураспада ^{14}C составляет около 5730 лет (за это время происходит уменьшение количества ядер радиоактивного изотопа в два раза, т.е. половинный распад), конечным продуктом полураспада является тот же азот ^{14}N . Концентрация азота в атмосфере и интенсивность космических лучей обуславливают скорость накопления радиоуглерода (^{14}C).

На свету растения ассимилируют CO_2 и используют углерод, в том числе и радиоактивный, для синтеза органических соединений. С отмиранием растений поглощение радиоуглерода прекращается, и начинается его распад, статистически закономерный, приводящий с течением времени к уменьшению числа ядер ^{14}C . Например, если в 1 г углерода из свежесрубленной древесины (возраст 0 лет) происходит 15 распадов в минуту, то при прошествии 5730 лет их будет зарегистрировано только 7,5, через 11460 лет – 3,75, через 17190 лет – 1,87 и т.д. Спустя 10 периодов полураспада активность образца станет очень малой (менее 0,1% от начальной). Поэтому глубина достоверных определений для радиоуглеродного метода ограничивается 40-45 тыс. лет.

Растения служат пищей травоядным животным, которые сами представляют собой пищевой рацион для плотоядных. Радиоуглерод, поглощённый растениями, переходит в животные ткани, следовательно, можно датировать не только остатки растений, но и остатки животных, а также любые материалы, в которые входит углерод и которые заимствуют его из атмосферы. Например, из атмосферы CO_2 поступает в гидросферу – реки, моря, океаны – и входит в состав бикарбонатов. Морские беспозвоночные с карбонатным скелетом используют бикарбонат кальция для построения скелетных тканей. Скелетные остатки в этих животных содержат радиоуглерод и доступны по своей распространённости для датирования. Но их редко используют из-за относительно небольшого веса образцов.

Если знать активность современного углерода и определить *остаточную*

активность углерода в когда-то погибшем растении или животном, то можно определить время, прошедшее после смерти организма. *Датирование основано на сравнении удельных активностей образцов, один из которых (с известным возрастом) принят за эталон. В сравнении образца и эталона заключена суть метода и его принципиальная простота* (Малолетко, 2010).

В качестве эталона обычно используют древесину с возрастом 100-300 лет, в которой отношение изотопов углерода не нарушено ни разубоживанием атмосферного CO₂ промышленным углекислым газом, не содержащим ¹⁴C, ни увеличением концентрации ¹⁴C в атмосфере с началом ядерных взрывов. Этим условиям хорошо удовлетворяет, например, древесина XVIII в. и более древняя, которую можно признать за эталон. Такая древесина для эксперимента была получена при разборке старых зданий, время сооружения которых (из свежего леса!) доказано документально.

Для традиционного (*жидкостно-сцинтилляционного*) радиоуглеродного анализа оптимальная масса образца составляет не менее 400 г.

Высокоточное (± 25 лет) датирование образцов с известным календарным возрастом (в основном по древесине) показало, что наблюдается систематическая ошибка между радиоуглеродным и календарным возрастом, «радиоуглеродный» год не равен астрономическому (календарному). Были определены величины расхождения между радиоуглеродным и истинным календарным возрастом. Для облегчения этой процедуры составлены таблицы и созданы компьютерные программы для калибровки дат – пересчёта радиоуглеродных дат в календарные. Калибровка дат на сегодняшний день успешно проводится до 26 тыс. лет назад. Она основана на дендрохронологических данных (до 14,4 тыс. лет назад) и образцах морского происхождения (12,4–26 тыс. лет назад).

Более совершенной разновидностью радиоуглеродного метода является *метод ускорительной масс-спектрометрии (accelerator mass spectrometry – AMS)*. Он требует совсем маленького объёма органического вещества – 2-3 г, что особенно важно при датировании маленьких и ценных образцов. Кроме того, сами образцы не подвергаются разрушению и могут использоваться для других целей.

Другие методы радиологического и инструментального датирования

Уран-иониевый метод основан на определении в отложениях количества радиоактивных изотопов урана-234 и продуктов его распада, протоптиния-231 и тория-230 (иония), и сравнении с равновесным количеством материнского радиоэлемента. Этот метод достаточно достоверно определяет возраст отложений в интервале от 20-30 до 600 тыс. лет, но только морских осадков, так как наиболее надежные результаты получаются при исследовании морских кораллов и раковин моллюсков.

Калий-аргоновый метод основан на радиоактивном распаде изотопа ⁴⁰K и накоплении в минералах продукта его полураспада – радиоактивного аргона (⁴⁰Ar). Наиболее эффективно этот метод применяется для определения возраста вулканических пород, так как калий входит в состав многих породообразующих минералов (полевые шпаты, слюды и др.), возраст которых превышает 1

млн лет.

Измерение содержания *радиоизотопов* ^{10}Be , широко распространенного в глинистых морских осадках, позволяет определить их принадлежность к ледниковым или межледниковым эпохам. Основой метода является то, что большая часть ^{10}Be на Земле концентрируется в снежно-ледовых покровах в эпохи оледенений. В течение теплых межледниковий ^{10}Be вместе с тальми водами поступает в океаны, где и фиксируется повышенным содержанием в отдельных слоях глинистых осадков.

Метод аминокислотной рацемизации. Оптически активные белковые аминокислоты (изменяющие направление поляризованного света) после гибели организма подвергаются медленной рацемизации (превращаются в оптически активные). Метод применяется по отношению к костным остаткам возрастом до 100 тыс. лет и более.

Термолюминесцентный метод основан на способности некоторых минералов – флюорита, циркона, полевых шпатов и особенно кварца – к свечению при нагревании от 100 до 400°C. Такое свечение называется *термолюминесценцией*. Свечение минералов происходит за счет освобождения путем нагрева запасенной энергии – светосуммы, полученной в результате радиоактивного облучения. По термолюминесценции кварцевых зерен устанавливают дозу поглощенной ими радиации и продолжительность ее воздействия до и после захоронения зерен в осадках. Возрастной интервал метода от 25-30 тыс. лет до 1 млн. лет. Однако более или менее надежные результаты он дает до 300 тыс. лет. Наиболее благоприятными для определения возраста термолюминесцентным методом являются лёссы, погребенные почвы и морены, содержащие кварц в достаточном количестве. В последнее время этот метод явился основой для разработки более усовершенствованного метода – *оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ)*.

Таким образом, методы определения абсолютного возраста четвертичных отложений многочисленны и с каждым годом приобретают все большее значение. Появляются новые методы. К ним относится метод *электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР)*, позволяющий датировать карбонаты кальция в кораллах, раковинах моллюсков, фораминиферах, ископаемых костях и зубах. Можно еще упомянуть метод лазерного плавления минерала санидин, содержащегося в отложениях, и др.

7.4. Датировка некоторых событий исторического прошлого на основе лишенометрии

Датировка событий, связанных с ледниковыми моренами, выветриванием горных пород, с археологическими памятниками, созданными человеком в далеком прошлом, значительно затруднена.

Среди различных методов, применяемых для определения возраста событий, происходивших в историческом прошлом, немаловажную роль играют *фитоиндикационные*. В ряде случаев индикаторами возраста могут служить *лишайники* (рис. 50). Именно благодаря своим эколого-физиологическим осо-

бенностям (особому типу питания и обмена веществ, медленному росту, значительной продолжительности жизни) они могут встречаться в самых разных эколого-географических условиях, играя важную, иногда ключевую роль в экстремальных арктических и высокогорных районах земного шара. В силу малой конкурентоспособности и высоких адаптивных свойств лишайники часто занимают довольно бедные в трофическом отношении местообитания, в том числе поверхности скал, морен, курумов, различных сооружений из камня. Их часто называют свидетелями минувших эпох. Продолжительность жизни лишайников может достигать многих сотен, а иногда не одну тысячу лет.

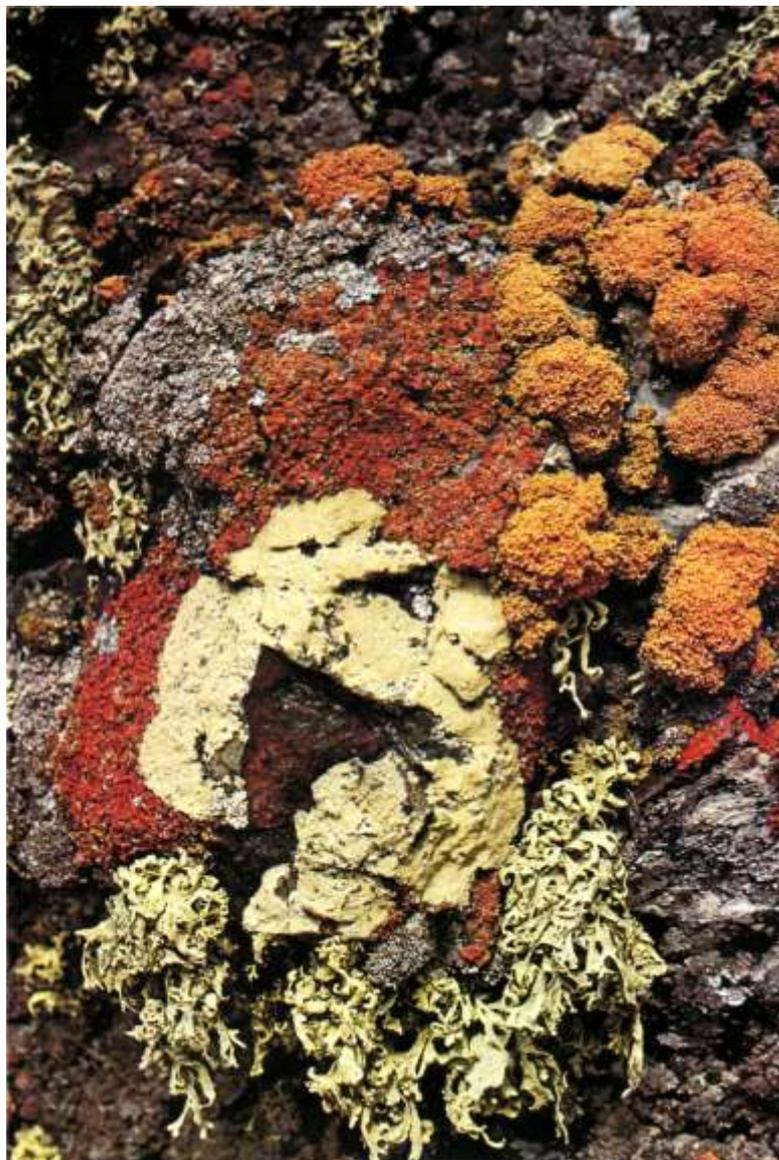


Рис. 50. Лишайники, растущие в тундре, хр. Черского, 1972.

Канадский исследователь Р. Бешель на основании изучения скорости роста лишайников в определенных климатических условиях разработал хронологический метод, названный им лихенометрией. Ему удалось установить, что слоевища некоторых накипных лишайников имеют в Альпах 600-1300-летний возраст, а в Гренландии они достигают даже 4500-летнего возраста.

В России лихенометрические исследования проводились Ю. Мартином в

1965-1966 гг. на моренах ледника Берга, расположенного в Полярном Урале. В качестве объекта индикации времени им был выбран широко распространенный вид лишайника *Rhizocarpon geographicum*. При этом выборе он исходил из того, что данный вид ризокарпона является одним из первых поселенцев на первично свободном каменистом субстрате и в ходе сукцессии не вытесняется другими видами лишайников. Анализ полученных Ю. Мартином данных показал, что прирост ризокарпона на моренах ледника Берга составляет 0,13-0,14 мм в год.

Благодаря лихенометрическим исследованиям на моренах полярно-уральского ледника Берга были установлены отложения шести разных возрастов. Самые близкие к ледниковому языку моренные валы имели возраст 70-100 лет и 195-200 лет. Более отдаленные от ледника гряды и холмы моренного образования датировались 340-370 и 700-740 годами. Возраст самых старых участков морен определялся в 8000-8500 и 12000-14000 лет.

Интересная лихенометрическая работа по определению возраста каменных изваяний дохристианского периода на полинезийском острове Остеринзель была проделана летом 1961 г. чилийским исследователем Фолманом. Покрытие лишайниками статуй и надгробий позволило Фолману сделать вывод об их среднем возрасте в 430 лет, что подтвердило данные другого исследователя Энглерта, отнесшего период высокого расцвета искусства мегалита на Остеринзеле к началу XVII столетия.

Первые три возраста морен подтверждались данными о климатических колебаниях и совпали с данными дендрохронологии Полярного Урала, вторая часть измерений оказалась весьма приблизительной, требующей проверки другими методами.

В нашей стране летом 2000 г. Н.В. Седельниковой впервые была предпринята попытка использования лихенометрии для датировки петроглифов в Горном Алтае, где в последние десятилетия археологами изучались различные петроглифические ансамбли.

Исследования петроглифов показали, что множество наскальных изображений перекрыто комплексами лишайников, определение возраста которых позволит в определенной степени объективировать существующие представления о датировке изображений, проверить методы археологов.

В ходе лихенометрических измерений были определены диаметры 260 наиболее крупных слоевищ лишайников. Имея данные по приросту лишь одного вида *Dimelaena oreina*, довольно распространенного в Кош-Агачском районе, где проводились исследования, был определен его возраст на стеле-балбале, который составил около 2600 лет. Наиболее крупные диаметры слоевищ лишайников измерены на огромной композиции петроглифов в урочище Караюк. Здесь возраст наскальных изображений самки марала, фигуры оленя на покрытых коричневым загаром, или патиной, сглаженных поверхностях скал, перекрыты лишайниками, превышал 4400 лет (Седельникова, 2004).

Результаты проведенных лихенометрических исследований не противоречат археологической периодизации наскальных изображений, относящихся к эпохе бронзы и раннему железному веку.

7.5. Дендрохронологический метод

Древесная растительность чутко реагирует на климатическую сезонность – увеличивая или уменьшая темпы годового прироста, который отражается в виде годовых колец. *Дендрохронологический метод основан на подсчете годовых колец (ширина, площадь, плотность, число трахеид и др.) ископаемой древесины* (от греч. dendron – дерево), встречающейся в четвертичных отложениях: озерных, аллювиальных, селевых, ледниковых. Срезы (поперечные, продольные и тангенциальные) полируются, а затем измеряются и сравниваются. Поперечный срез ориентируется по сторонам света, чтобы учесть разницу во влиянии солнечной экспозиции. Используются стволы деревьев, периоды существования которых частично перекрывают друг друга (рис. 51). Применяется главным образом при датировке некоторых голоценовых отложений и исторических памятников, возрастом до 6500 тысяч лет. Кроме возраста, дендрохронологический анализ позволяет делать палеоклиматические реконструкции. Засушливый климат в рисунке колец выражается в уменьшении ширины колец, увеличение плотности древесины по всей окружности, похолодание отражается также, но преимущественно с северной стороны (Малолетко, 2010).

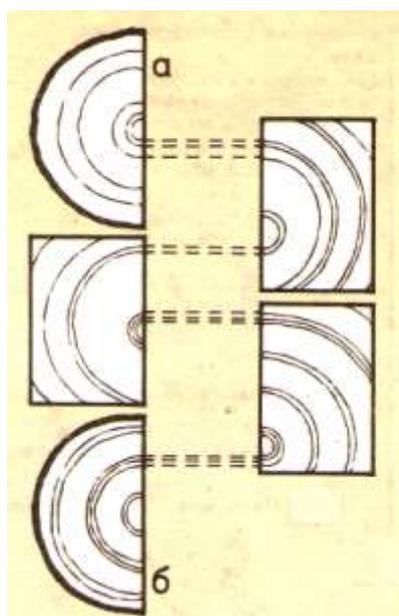


Рис. 51. Сопоставление повторяющихся сочетаний годовых колец деревьев: а – современное дерево; б – старый деревянный столб.

7.6. Палеопедологический метод

При реконструкции древних ландшафтов плейстоцена большая роль принадлежит палеопедологическому анализу, основанному на изучении ископаемых почв и позволяющему достаточно полно воссоздавать природную обстановку (рельеф, климат, растительность). Однако достоверность сопоставления по всем критериям обычно ограничена площадью региона, однородного в палеогеографическом отношении (перигляциальным и т.д.).

Динамика климатических событий в неоплейстоцене для Западно-Сибирской равнины получены при изучении лёссово-почвенной последовательности (рис. 52). *Строение разновозрастных ископаемых почв и педокомплексов хорошо отражает изменения климатических условий в течение каждого теплого интервала.* Педокомплексы отделены друг от друга мощными горизонтами лёссов и, как правило, состоят из двух-трех почв (либо одного типа, но разных подтипов, либо разных типов), разделенных маломощными слоями лёсса. Каждый теплый интервал отличается от предыдущего и последующего

степенью и структурой потепления (Глобальные..., 2008). Наиболее перспективными для палеопедологических реконструкций являются почвы с текстурно-дифференцированным профилем, сформировавшемся под лесом при промывном гидрорежиме в умеренном климате, и с гумусово-карбонатным типом профиля, формирование которого происходило в субгумидных и субаридных климатических условиях.

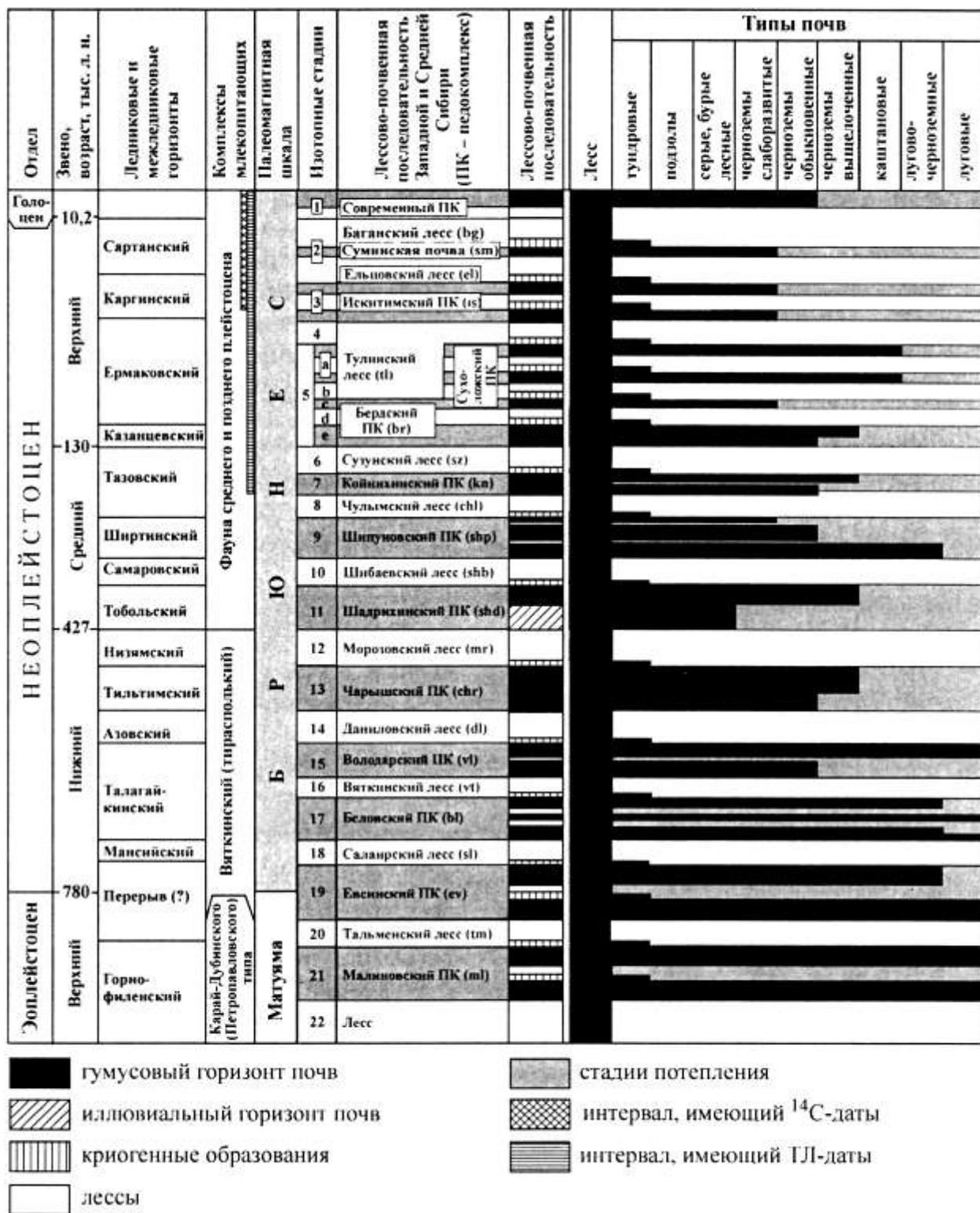


Рис. 52. Стратиграфическая схема лёссово-почвенной последовательности

плейстоцена юга Западной Сибири (Глобальные..., 2008).

Вопросы для самопроверки

1. Каковы особенности развития природы четвертичного периода?
2. В чём суть методов исследования осадков с сезонной слоистостью? Что такое варвы?
3. Каковы возможности использования в палеогеографии лихенометрии?
4. Какие методы абсолютного датирования можно использовать для изучения четвертичных отложений?
5. В чём суть радиоуглеродного метода датирования?
6. Перечислите другие методы определения абсолютного возраста для четвертичных отложений.
7. Роль дендрохронологического и палеопедологического методов в палеогеографии?

8. Принципы построения палеогеографических и литолого-палеогеографических карт

8.1. Типы и разновидности палеогеографических карт

Палеогеографические карты составляются как итоговый результат фациально-генетического анализа. Прежде чем рассматривать особенности построения палеогеографических карт, необходимо остановиться на отличиях обычных физико-географических карт от палеогеографических. *Современная физико-географическая карта отражает состояние ландшафтов, распределение суши и воды, отражает особенности рельефа суши и глубин морей и океанов, распространение на суше озер, болот, рек, ледников и пр. в определенном масштабе.* Все это с той или иной степенью детальности отражается и на палеогеографических картах. А разница состоит в том, что физико-географические карты отражают реальное состояние поверхности Земли на данный момент времени, а если точнее на момент ее составления и все точки карты абсолютно синхронны во времени. В этом смысле географическая карта, построенная какое-то время назад, уже является в той или иной степени палеогеографической, так как из-за некоторых быстро протекающих геологических процессов (например, вулканизм, землетрясения, деятельность рек, цунами и пр.) она уже не будет отражать реальное состояние поверхности Земли. *Палеогеографическая карта строится для какого-нибудь определенного интервала геологического времени, продолжительностью от нескольких десятков тысяч лет (для четвертичного периода) до первых миллионов лет (для более древних периодов).* Поэтому она всегда отражает географическую и геологическую информацию в осредненном виде, часто с отражением преобладающей динамики процессов за данный интервал времени (трансгрессии или регрессии морей, горообразование или денудация и пр.).

Палеогеографическая карта – карта, на которой изображаются физико-географические условия, существовавшие в определенный отрезок времени прошлого, т.е. расположение древних морей, озер, рек, суши, характер расчлененности суши, глубина водоемов, распределение ветров и течений, флористические ассоциации и фаунистические комплексы (рис. 53б). Палеогеографические карты могут иметь разный масштаб и отражать разные временные интервалы. Но рекомендуется составлять для минимально коротких интервалов времени, для которых возможно выделение одновозрастных отложений.

Палеогеографические эскизы – составляются для больших отрезков времени (периоды, реже эпохи). На них показываются лишь преобладающие устойчиво существующие типы ландшафтов и представляют собой обобщение целой серии последовательно составленных палеогеографических карт.

Фациальная карта (карта фаций) или разрез (профиль) – карты и разрезы, которые характеризуют состав и мощности осадков, физико-географические и тектонические условия их образования (рис. 53а). *Фациальные профили* отражают последовательность смены литологического состава осадков и палеогеографических условий в течение времени, охватываемого картой, а также харак-

тер изменения каждой однородной по литорали пачки по простиранию (выклинивание, замещение). Профили строятся относительно положения древнего уровня моря к концу времени накопления данного интервала разреза. Мелководные осадки показываются в непосредственной близости от этого уровня, а глубоководные – соответственно на предполагаемой глубине их отложения. Относительно уровня моря также показывается и предполагаемая высота суши. вертикальные масштабы изображения глубины моря и мощности осадков могут быть разными. Литология осадков показывается теми же условными знаками, что и на самой карте, но строго выдерживается последовательность и количественные соотношения пород, наблюдающиеся в разрезе. Палеогеографические условия для каждой пачки указываются отдельно. Пространство, оставленное на профиле для толщи воды, раскрашивается согласно шкале глубин моря.

Литолого-палеогеографические карты – это карты, на которых показываются как литологические особенности осадков (тип осадков, мощности, основные направления сноса), так и физико-географические условия прошлого. Являются совмещением фациальных и палеогеографических карт.

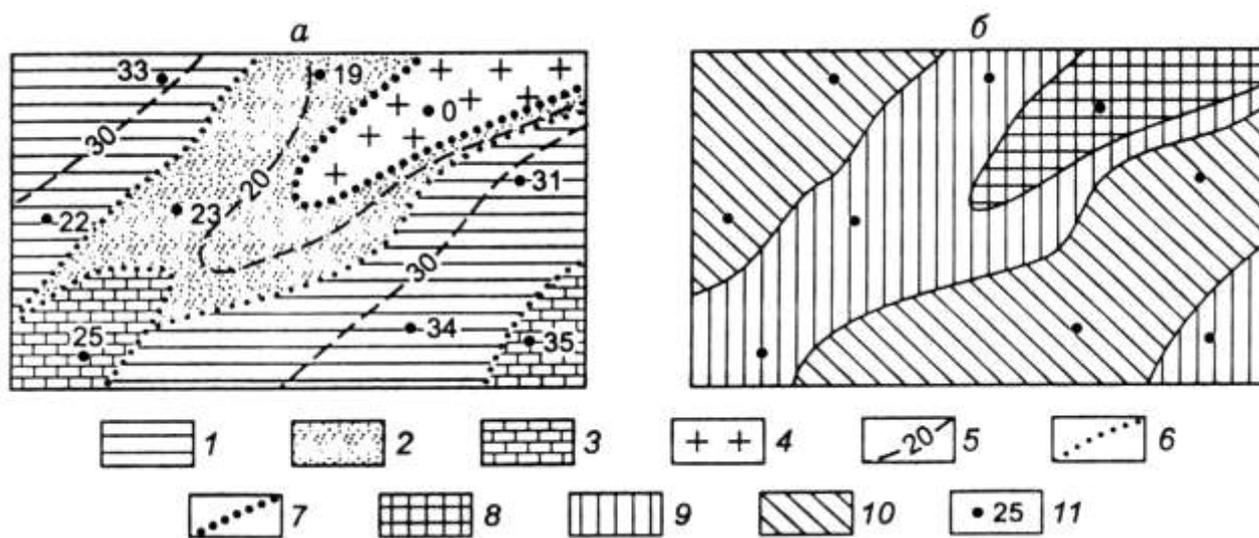


Рис. 53. Схематические фациальная (а) и палеогеографическая (б) карты (Гордиенко, 2008): 1 – глины с остатками морских беспозвоночных; 2 – пески с обломками раковин; 3 – известняки-ракушечники; 4 – участок отсутствия пород данного возраста; 5 – линии равных мощностей, м (изопахиты); 6 – границы фаций; 7 – границы участка распространения пород данного возраста; 8 – суша, зона размыва; 9 – море, зона прибрежного мелководья и отмели (шельф выше линии ила); 10 – море, зона умеренных глубин (шельф ниже линии ила); 11 – точки наблюдений и мощность толщи данного возраста.

Литолого-палеогеографические карты могут охватывать как небольшие территории (детальные, масштаб 1:200000 и 1:100000), так и отдельные регионы (региональные). Чаще всего они охватывают отдельные крупные геологические структуры (например, Западно-Сибирская или Восточно-Европейская платформы) или территории отдельных стран (региональные или обзорные, масштаб 1:500000, 1:1000000 и 1:2500000). Глобальные карты (масштаба

1:5000000 и мельче), охватывающие большие области и обобщающие данные более детальных палеогеографических карт, в крайнем случае могут охватывать как отдельные континенты так и весь земной шар. Часто такие карты являются просто палеогеографическими и могут быть лишены литологической нагрузки и отражают в основном границы суши и моря, распространение центров вулканизма, площади ледников и пр.

При параллельном составлении геологических и палеогеографических карт масштаб, в котором составляется палеогеографическая карта, обычно в два, а иногда в 3-5 раз мельче масштаба геологической съемки. Это объясняется значительно меньшей детальностью большинства палеогеографических карт и, следовательно, меньшей их достоверностью по сравнению с геологическими картами.

8.2. Принципы и приемы составления литолого-палеогеографических карт

Фактический материал и отображение состава осадочных пород

Литолого-палеогеографические карты строят на современной топографической основе (бледным серым цветом показываются современные границы суши и моря, расположение рек и основных городов), используя все геологические и палеонтологические факты, которые можно нанести на карту.

Литолого-палеогеографические карты должны содержать: данные о литологии и мощностях толщ, образовавшихся за время, охватываемое соответствующей картой; данные о палеогеографических условиях, при которых эти толщи образовались, и данные об известных полезных ископаемых. Литологический состав отложений показывается различными штриховыми значками (крапом) черного цвета, распределение мощностей – *изопахитами*¹, палеогеографические условия – красками разного цвета, а полезные ископаемые – особыми цветными значками. Кроме того, применяются комбинации указанных знаков для отражения процентных соотношений различных типов пород в исследуемых интервалах разрезов (рис. 54). Указываются места расположения как основных естественных разрезов, так и скважин и приводятся мощности отложений.

Литологические данные – состав осадочных пород, состав и распределение вулканогенных толщ; мощности отложений, предполагаемый состав пород в пределах древних областей сноса; первичная красноцветность и пестроцветность; аутигенные минералы, конкреции и включения.

Палеогеографические данные – особенности физико-географических условий осадконакопления; различная высота суши; сведения о характере фауны и флоры, их пространственного распределения; данные о некоторых аутигенных минералах, конкрециях, цвете пород, угленосности и о палеомагнитных широтах.

Составление карт рекомендуется начинать с подбора или с изучения типичных разрезов. Выбирается определенный историко-геологический этап по

¹ Изопахиты - линии, соединяющие на карте или плане одинаковые мощности одновозрастных отложений.

составу (средние части ритмов и циклов образуются в эпоху наибольшего расширения области отложения, например, во время трансгрессии) или по возрасту и выделяются фации осадочных или магматических пород этого этапа по петрографическим, литолого- и биостратиграфическим признакам. Чем детальнее карта, тем меньше берется отрезок времени, для которого она составляется. Количество разрезов, наносимых на карту, зависит от ее масштаба. Располагаться на карте они должны не ближе, чем в 2 см друг от друга.

Положение всех выбранных разрезов на карте обозначается красным кружком или точкой диаметром 1,5-2 мм. Рядом красным цветом ставится порядковый номер точки (в числителе) и мощность отложений данного временного интервала (в знаменателе). Для каждой точки составляется карточка фактического материала, в которой указывается: порядковый номер точки; название стратиграфического подразделения, для которого составляется карта; номер скважины или обнажения, их географическая привязка; глубина рассматриваемого интервала; процентное соотношение всех типов пород; характер контактов (согласный, с размывом, неясный и т.д.); данные о литологии, мощности, типах слоистости; перечислены палеонтологические остатки. Составление этих карточек необходимо для точного подсчета количественных соотношений пород, содержащихся в разрезе и в случае необходимости проверки исходных данных (Условные..., 1962).

После составления карточек подбирается штриховка, отражающая литологический состав разреза. При близком соотношении типов пород в соседних точках, площадь, на которой они расположены оконтуривается сплошной линией и объединяется общим крапом. Может быть применен точечный пунктир для обозначения контуров распространения отложений, в тех случаях, когда контуры определяются не молодым (четвертичным) размывом, а более древним, часто отвечающим не современному, а отличному от него структурному плану.

В большинстве случаев осадочные и вулканогенные толщи слагаются двумя или несколькими типами пород. При изображении на карте состава отложений учитываются количественные соотношения отдельных из них (рис. 54):

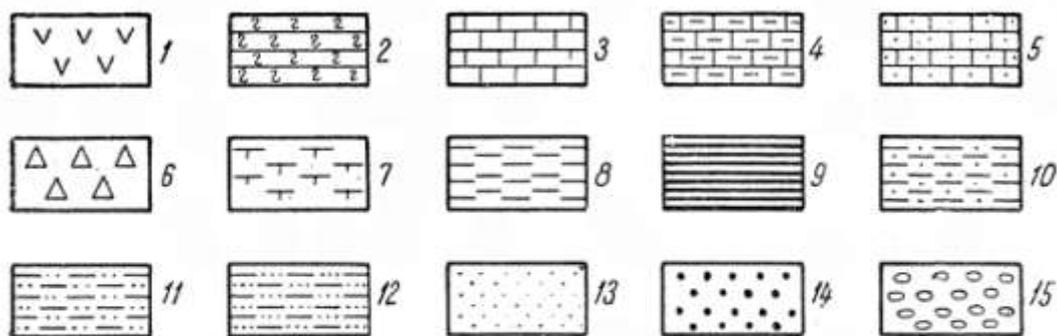
1. Порода, составляющая менее 10% общего объема пород в разрезе обычно не показывается. Однако, если она представляет особый интерес с палеогеографической или поисковой точек зрения, присутствие ее отмечается среди поля преобладающих пород в виде редких полосок.

2. Если переслаиваются две породы и одна из них преобладает (более 60%), то даются две полосы знаков этой породы и одна полоса другой.

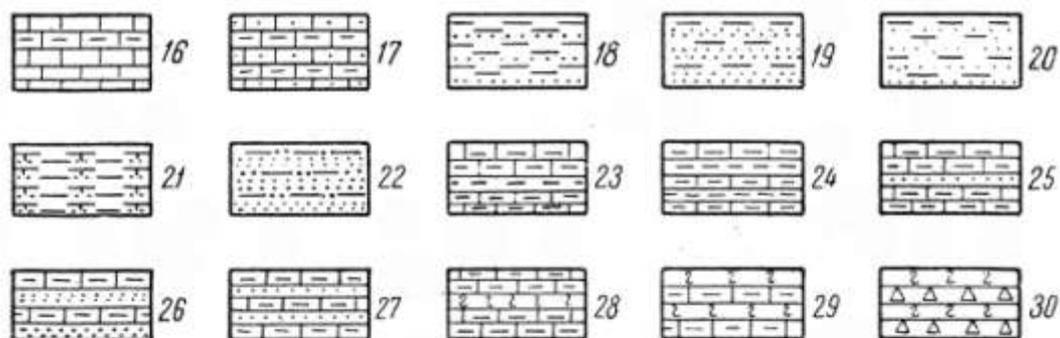
3. Если две переслаивающиеся породы распространены примерно одинаково (от 40 до 60%), то дается по одной полосе для каждого из них.

4. При переслаивании пород трех типов удваивается число полос пород, содержание которых больше 40%. Последовательность полос соответствует таковой, отмечаемой при ритмичном чередовании – внизу располагаются конгломераты, выше песчаники, глины, мергели, известняки, доломиты и соли. При регрессивном типе залегания в обратном порядке.

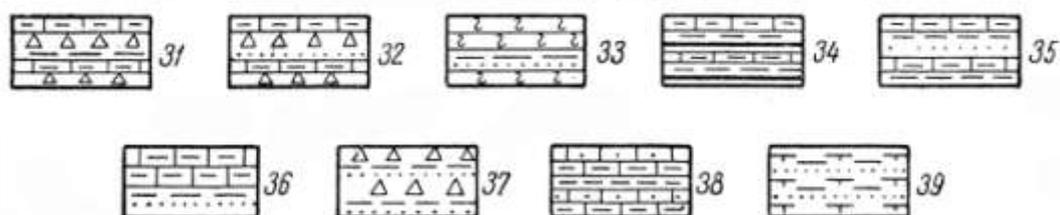
Типы пород



Чередование пород двух типов



Переслаивание пород трех типов



Некоторые особенности пород

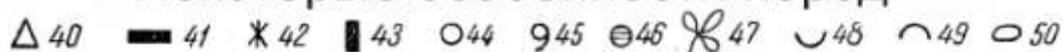


Рис. 54. Условные обозначения литологических типов пород и их переслаиваний для литолого-палеогеографических карт (Рухин, 1959): 1 – гипсы и ангидриты; 2 – мел; 3 – известняки; 4 – мергели (содержание глинистых частиц 10-50%); 5 – известняки с примесью песчаных зерен (10-50%); 6 – кремнистые породы; 7 – карбонатные (10-50%) глины; 8 – глины; 9 – битуминозные сланцы; 10 – песчаные (<10%) глины; 11 – песчаные (10-50%) глины; 12 – глинистые (10-50%) песчаники; 13 – песчаные и алевролитовые породы мелко- и среднезернистые; 14 – песчаные породы грубозернистые; 15 – конгломераты и галечники; 16 – переслаивание известняков и мергелей (в равной пропорции); 17 – переслаивание песчаных известняков и мергелей (в равной пропорции); 18 – переслаивание глинистых (50-90%) и песчаных пород; 19 – переслаивание глинистых и песчаных (50-90%) пород; 20 – переслаивание глинистых и песчаных пород в равной пропорции; 21 – переслаивание песчаных и известковистых глин; 22 – пески с редкими прослоями глин; 23 – переслаивание мергелей и глин (10-50%); 24 – переслаивание мергелей и глин в равной пропорции; 25 – переслаивание мергелей и песков (10-50%); 26 – переслаивание мергелей и песков (50-90%); 27 – переслаивание мергелей и глин в равной пропорции; 28 – переслаивание мела и мергелей (50-90%); 29 – переслаивание мела и мергелей в равной пропорции; 30 – переслаивание мела и кремнистых пород в равной пропорции; 31 – переслаивание мергелей, кремнистых пород и глин; 32 – переслаивание мергелей, кремнистых пород и песчаников; 33 – мел с подчиненными прослоями глин и песчаников; 34 – мергели, глины и битуминозные сланцы; 35 – мергели, глины и песчаники; 36 – мергели с подчиненными прослоями глин и песчаников; 37 – кремнистые породы, глины и песчаники; 38 – песчаные известняки и глины; 39 – известковые глины, глины и песчаники; 40 – кремнистость; 41 – углистость; 42 – красноцветность; 43 – сидерит; 44 – оолиты; 45 – глауконит; 46 – фосфориты; 47 – остатки флоры; 48 – остатки морских организмов; 49 – остатки лагунных организмов; 50 – гальки.

На картах, составляемых для четвертичного периода, кроме литологических обозначений, общих для всех карт, показываются различные типы моренных образований: валунные глины, валунные суглинки, валунные пески, ленточные глины, лёссы и т.д.

Соотношение осадочных пород в неоднородном разрезе можно охарактеризовать еще по соотношению мощностей песчаных, глинистых и всех прочих (обозначаемых как хемогенные) пород. Для этого вычисляется два коэффициента: песчано-глинистый и кластичности. Главным считается песчано-глинистый коэффициент, представляющий собой частное от деления суммарной мощности конгломератов и песчаников на суммарную мощность алевритов и глинистых пород: $P = \sum P_{sf} + P_s / \sum P_l + A_v$ (в метрах). Коэффициент кластичности вычисляется как отношение суммарной мощности терригенных пород к суммарной мощности необломочных (хемогенных) пород: $K = \sum T_{er} / \sum C_{hem}$ (в метрах). В результате мы получаем соотношение типов пород в частях или в процентах, если общую мощность отложений обозначить за 100%, а типы пород соотносить в процентных долях. Полученные соотношения можно в виде точки наложить на литологические треугольники Пельто или Крумбейна и Слосса (рис. 55). В результате точка на треугольнике даст тот или иной крап, который в дальнейшем можно использовать на палеогеографических схемах или картах для обозначения преобладающего типа осадков.

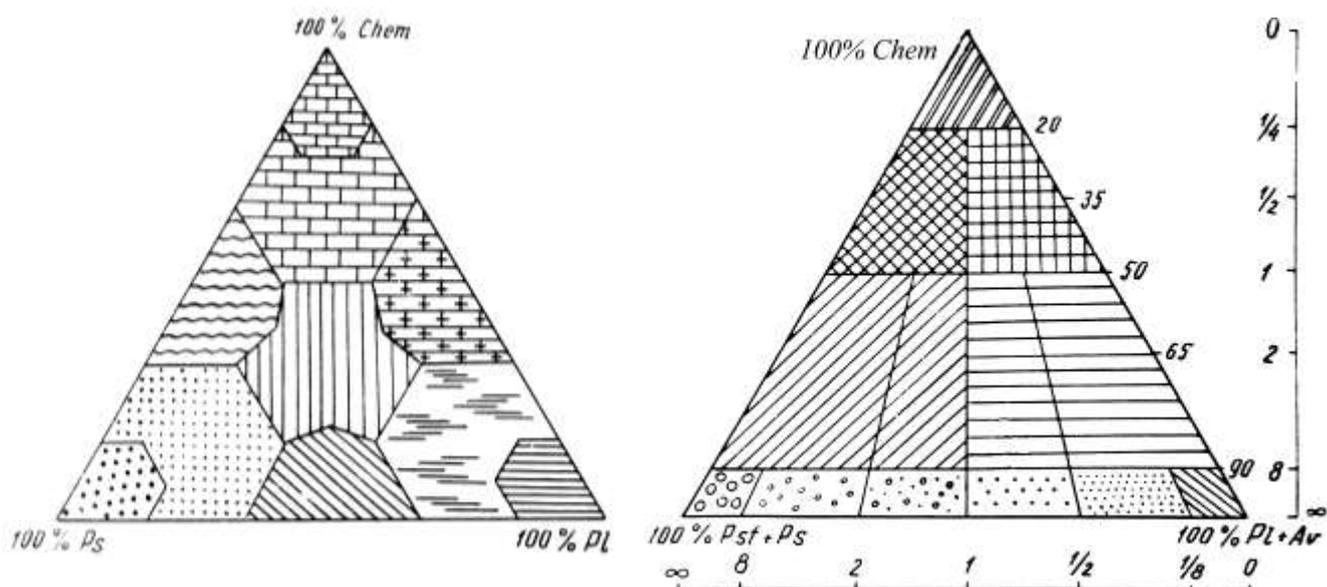


Рис. 55. Литологические треугольники для определения относительного содержания пород различного состава в разрезах и предлагаемое графическое обозначение состава: слева по Пельто; справа по Крумбейну и Слоссу.

Проиллюстрируем это примером, на рисунке 56 приведена схема трансгрессивного разреза с суммарной мощностью отложений 42 м. Песчано-глинистый коэффициент $(5 / 5+14)$ будет равен примерно $1/4$. Коэффициент кластичности $(5+14+5 / 13+5)$ будет равен 1,3. При соотношении полученных коэффициентов с диаграммами, точка на диаграмме Крумбейна и Слосса попадает в

область с горизонтальной штриховкой, а на диаграмме Пельто в область горизонтальной штриховки с крестиками. Таким образом, преобладающий тип осадков на литолого-палеогеографической карте или фациальной схеме можно обозначить этими крапами.

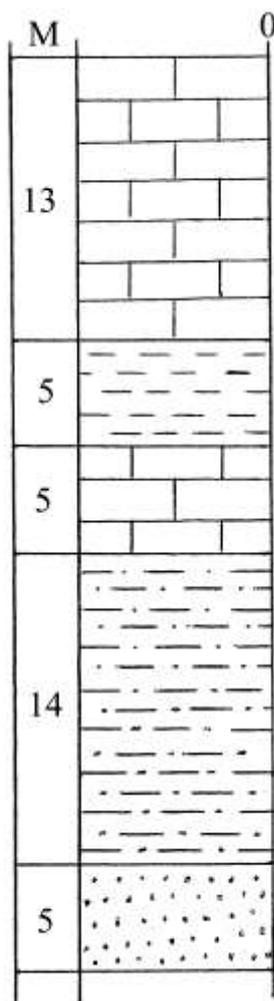


Рис. 56. Схематический разрез с различными типами осадков.

Наиболее трудным является определение первоначальной площади распространения изучаемых отложений. На современной поверхности, особенно при складчатой структуре, выходы пород определенного возраста имеют вид отдельных полос и пятен. Если эта разобщенность выходов определяется залеганием на данных отложениях более молодых комплексов, то характер изучаемых отложений часто может быть установлен по данным бурения. В других случаях изолированность выходов обусловлена отсутствием изучаемых отложений в промежуточных областях (Рухин, 1959). Для установления причины необходимо изучить характер изменения фаций в данном районе.

Изопахиты, как правило, проходят параллельно границам фациальных зон. Если изопахита (в том числе нулевая) сечет границы фациальных зон или по мере приближения к ней не замечается отчетливого изменения характера осадков, то эта область возникла в эпоху позднейшего размыва, который удалил ранее распространенные здесь отложения данного возраста. Сечение

изопахит для платформенных областей берется меньше, чем для разновозрастных отложений геосинклиналей и может изменяться от карты к карте и от района к району. Рекомендуемое сечение изопахит для платформенных территорий 10-20 м для толщ мощностью до 100 м и 25-50 м для толщ мощностью свыше 100 м. В геосинклинальных областях изопахиты проводятся через 50-100 м для толщ мощностью до 500 м, а для толщ мощностью более 1000 м – через 500 м. Там, где изопахиты очень сближены, некоторые из них могут быть пропущены.

Петрографический тип пород рекомендуется показывать на карте по возможности тем же знаком, что и на колонках и геологических разрезах. Генезис отложений на карте предпочтительнее изображать для морских и лагунных отложений сплошными горизонтальными линиями (в условных знаках), прерывистыми – для пресноводных и континентальных. Структурные и текстурные признаки обломочных пород показывают изменением формы и размеров точек, толщины штрихов и т.д., разные структурные типы химических и биогенных пород (крупно-, средне- и т.д. кристаллические) – путем изменения толщины линий соответствующих знаков.

При палеогеографических реконструкциях складчатых областей возникают определенные трудности, связанные с восстановлением первоначальной площади осадконакопления. Поэтому существуют определенные методики трансформации складчатых слоев в их первоначальное положение. Для более полного учета тектонической структуры рекомендуется составлять палеотектонические карты, либо палеогеологическую карту для составляемой серии литолого-палеогеографических карт.

Изображение состава вулканогенных пород

Обозначения вулканогенных пород для наглядности даются красным цветом. Масштаб вулканической деятельности отображается соотношением числа полос вулканогенных и осадочных пород. Вулканогенные породы различных по составу групп изображаются различными штриховыми знаками, но излившиеся, экструзивные и субвулканические породы одной группы показываются одинаковыми знаками.

Вулканогенно-осадочные породы, состоящие из пирокластического и синхронного с ним осадочного материала в зависимости от количества пирокластического материала делятся на осадочно-пирокластические породы (пирокластического материала 25-75%) и осадочные породы с примесью пирокластического материала не более 25%.

Количественные соотношения отдельных типов вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород в разрезах между собой и с осадочными породами показываются на карте таким же образом, как и для осадочных пород.

На литолого-палеогеографических картах должны быть показаны места извержений (вулканы) трещинного или центрального типов. Если места извержений не установлены прямыми геологическими фактами, то они могут быть определены по косвенным данным. При этом следует учитывать, что в состав вулканогенных формаций, помимо излившихся, экструзивных, пирокластических и вулканогенно-осадочных пород, входят и субвулканические интрузии и дайки, расположение и участки сосредоточения которых могут наметить предполагаемые центры извержений. По пространственному положению вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций очерчиваются пунктирной линией вулканические области. Районы проявления газопарогидротермальной вулканической деятельности выделяются на картах специальной линией.

Отражение палеогеографической информации на картах

После фациального анализа переходят к палеогеографическому, т.е. воссоздают физико-географические условия как накопления осадков, так и их размыва. Рельеф суши, водные бассейны различной солености и глубины, долины рек изображаются красками, цветами, по возможности, сходными с принятыми для современных физико-географических карт. Цветовая окраска должна сохранять единообразие на картах составляющих общий комплект (атлас) и не меняться в зависимости от возрастного интервала, который она отражает, или степени изученности территории. Акватории палеоморей и океанов окрашива-

ются в оттенки голубого и синего в зависимости от установленной глубины бассейна. В случае выяснения пониженной солености воды, вся акватория или её часть могут быть закрашены в розовый цвет. Смена географических обстановок в течение временного интервала показывается чередованием полос соответствующего цвета (например, розового и голубого). Если преобладала одна из них, то ширина соответствующей цветной полосы должна быть больше. полосы разного цвета должны накладываться на соответствующие литологические обозначения. На суше используемая цветовая гамма более разнообразна: светло-зеленым обозначается прибрежная равнина, временами затапливаемая морем (аналогично Прикаспийской низменности), с переслаиванием прибрежных континентальных и морских отложений; ярко-зеленым обозначается аккумулятивная низменная равнина; желтым - денудационно-аккумулятивная равнина. Как правило, к последним приурочены долины рек. Собственно речные долины и устья рек обозначаются зелеными линиями, если есть возможность, то указываются разветвления притоков. В некоторых случаях в районах, удаленных от моря, по характеру осадков возможно выделение бессточных впадин. Особым знаком изображаются районы болот, в них часто распространены специфические растительные ассоциации и формировались угленосные толщи.

На картах для четвертичного периода, кроме изображения различным цветом гор, низменных равнин, возвышенных равнин и плато, показываются также холмисто-увалистые предгорья. Кроме того, цветными штриховыми знаками (зелеными для низменных равнин и темно-желтыми для возвышенных равнин и плато) выделяются различные генетические типы: речные и озерно-речные, ледниковые, эоловые и т.п. Восстановление древней речной сети и речных дельт для неогеновых и четвертичных карт является обязательным. Особыми немасштабными знаками показывают приледниковые ложбины стока талых ледниковых вод. Путем нанесения на карту местонахождения эрратических валунов определяются основные направления разноса валунов и направления движения ледниковых потоков (обозначаются специальными стрелками). На карту наносятся также главнейшие гляциодислокации и крупные ледниковые отторженцы. Для четвертичного периода представляется возможным нанести на карты, по данным глубоководных исследований в пределах материковой отмели, направления (и контуры) затопленных речных долин и погруженных под уровень моря береговых линий, а на материковом склоне – подводных каньонов.

Характеристика динамики среды переноса и накопления осадков обычно сводится к определению направления движения воды, так как эоловые осадки выделяются редко. Это направление устанавливается по ориентировке наклона косых слоек, плоских галек, остатков фауны и флоры, борозд размыва *флишевых гиероглифов (механоглифов)* и др. Направления сноса на карте показываются специальными стрелками, они выставляются в областях сноса. Могут быть выделены направления основного и второстепенного сноса, для которых используются стрелки разной формы.

Изображаемые условия на литолого-палеогеографической карте, по реко-

мендуемой методике, фактически отвечают моменту максимума трансгрессии. Для отображения положения береговой линии в момент минимума трансгрессии (в случае значительной динамики бассейна) вводится особая линия, показывающая минимальные размеры морского бассейна в рассматриваемый промежуток времени.

На карты любого геологического возраста обязательно наносятся значки, указывающие на места находок экологических групп, сообществ или даже видов фауны или флоры. Органические остатки, их тип и размерность изображают через введение особых знаков и изменение их размеров. Иногда значки могут быть в виде маленьких круговых диаграмм и отражать видовой состав в сложных комплексах, например, фораминифер или спорово-пыльцевых комплексов (рис. 57). Часто на карту выносятся не все выявленные палеонтологические находки, а только особо характерные группы, типы, отряды, роды и даже виды, позволяющие судить о палеогеографической среде, о теплом или холодном климате, о больших или малых глубинах морей, о солености бассейнов и т.п. Примерами таких групп могут служить: сверлящие моллюски, тонкостенные брахиоподы и пелециподы, рудисты, фузулиниды, нуммулиты, филлоподы, пресноводные рыбы, наземные позвоночные, тропические растения и т.п. При этом необходимо учитывать изменение условий жизни одних и тех же групп фауны, происходящее во времени.

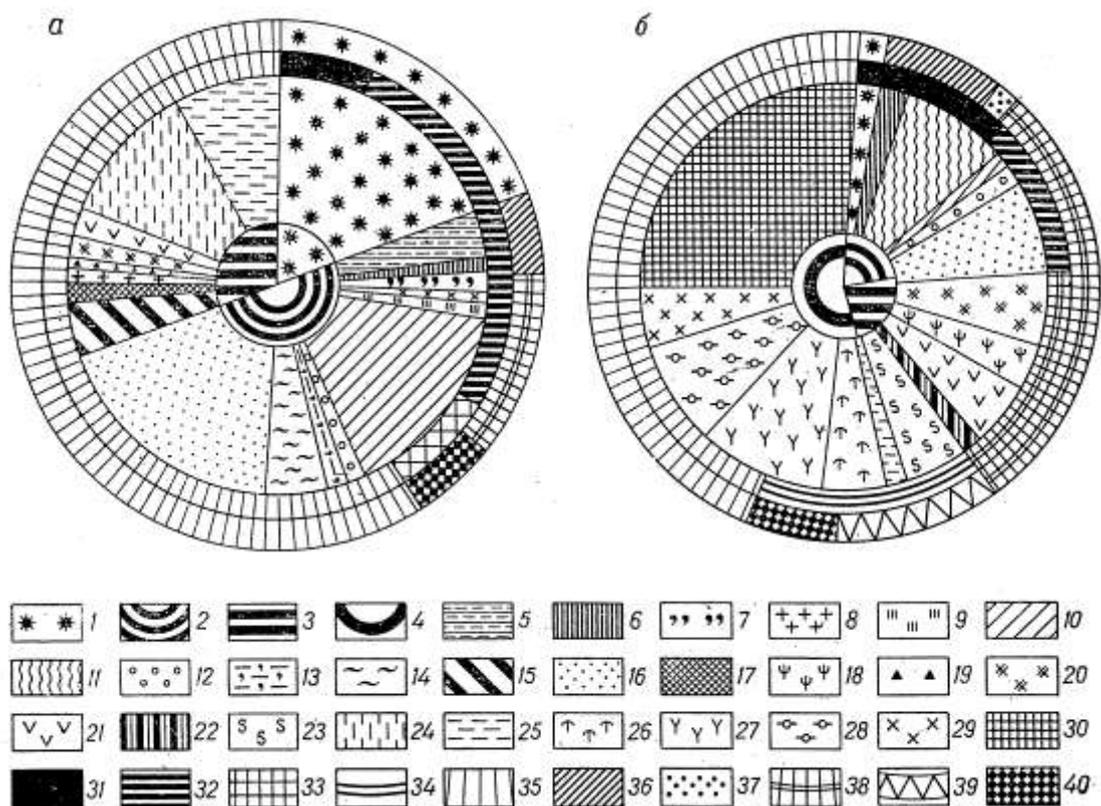


Рис. 57. Диаграммы состава растительности: а – валанжин Войкары; б – маастрихт р. Вах (по С.Р. Самойлович и др., 1971).

1 – водоросли; 2 – споры; 3 – пыльца голосеменных; 4 – пыльца покрытосеменных; 5 – *Lycopodium*; 6 – *Sphagnum*; 7 – *Selaginella*; 8 – *Coniopteris*; 9 – *Dicksonia*; 10 – *Gleichenia*; 11 –

Polypodiaceae; 12 – Schizaeaceae; 13 – Osmundaceae; 14 – Leitotriletes; 15 – прочие споры; 16 – Bennettitales; 17 – Gingoales; 18 – горные хвойные (Araucariaceae, Podocarpaceae, Abies, Cedrus); 19 – Classopolis; 20 – Pinaceae; 21 – Taxodiaceae; 22 – Cupressaceae; 23 – Gnetacearonites, 24 – древние хвойные; 25 – прочие голосеменные; 26 – тропические и субтропические покрытосеменные (Myrica, Engelhardtia, Moraceae, Lorathaceae); 27 – широколиственные (Juglans; Carya, Carpinus, Corylus, Ulmus); 28 – Triprojectacites ukryshstofoviacites; 29 – Oreicularpollis globossus; 30 – прочие покрытосеменные; 31 – растения собственно тропические и заходящие в субтропики; 32 – растения собственно субтропические и заходящие в умеренные зоны; 33 – растения умеренной зоны; 34 – космополиты; 35 – растения гигро- и гидрофильные; 36 – растения, споры и пыльца которых определяются по искусственной классификации; 37 – растения, среди которых встречаются гигро- и мезофиты; 38 – растения мезофильные; 39 – растения, среди которых встречаются мезо- и ксерофиты; 40 – растения ксерофильные

На всех картах показываются палеоклиматические зоны, а в тех случаях, когда имеются фактические данные, то и палеомагнитные широты. Границы первых изображаются широкими цветными линиями, а вторые показываются зелеными линиями и отмечаются цифрами, обозначающими градусы северной или южной широты. Выделяются: 1) тропическая гумидная зона, которой свойственно широкое развитие угленосности (начиная с конца девона), а также теплолюбивых фаун и флор; 2) аридная зона, отличающаяся засоленностью, загипсованностью, доломитизацией осадков и широким развитием красцветов; 3) умеренная гумидная зона, также характеризующаяся угленосностью, но с более холодолюбивой фауной и флорой; 4) области, несущие следы оледенения. Последние в свою очередь подразделяются на горные и материковые. Для карт четвертичного периода предлагается более дробное подразделение ландшафтно-географических зон, включающее приледниковую зону, зону тундр, лесотундр, тайги, смешанного леса, широколиственных лесов, лесостепей, степей, границы многолетней мерзлоты и районы развития некоторых своеобразных форм рельефа, связанных с мерзлотными явлениями. Если отдельные районы, для которых составляются карты, по площади слишком малы, чтобы провести границу палеоклиматических зон или для этого не хватает данных, то можно ограничиться надписью на карте, к какой палеоклиматической зоне, по мнению автора, относится рассматриваемый район.

Желательно на карту наносить также цифры абсолютного возраста пород, полученные радиологическими методами.

Изображение полезных ископаемых

Условные обозначения минеральных месторождений на картах предусматривают: а) отражение генезиса месторождений (формой условного знака); б) показ главного полезного ископаемого (яркой цветной закраской знака и индексом элемента рядом с ним) и свойственных ему минеральных ассоциаций (способ закраски знака). Характерные сопутствующие элементы могут показываться индексами рядом с условным обозначением главного полезного ископаемого. Условные обозначения полезных ископаемых делаются одинаковыми как для литолого-палеогеографических, так и палеотектонических карт.

При нанесении месторождений осадочных полезных ископаемых (угли, нефть, железные и марганцевые руды, медистые песчаники, бокситы, соли и др.) необходимо показывать на картах не только условный знак месторождения, но и площади (выявленные или возможные) их распространения путем оконтуривания цветной линией, а иногда цветной штриховкой внутри ее (цвет контурной линии и штриховки тот же, что и условного знака полезного ископаемого). По возможности должны быть выявлены и показаны на картах обстановки и области благоприятные для образования месторождений.

Этапы составления палеогеографических карт:

1. Выделение разновозрастных отложений, для которых будет составляться каждая карта, среди изучаемого осадочного комплекса.

2. Определение первоначальной области распространения этих отложений и выяснение особенностей их состава и строения.

3. Физико-географическая характеристика древней суши и разнообразных водных бассейнов.

Реконструкцию древних морей начинают обычно с восстановления береговой линии или устанавливают переходную зону от суши к морю, затем определяют глубину бассейна (литораль, сублитораль и др.), рельеф дна (шельф, континентальный склон и др.) и другие условия образования осадков в морях и океанах.

8.3. Вспомогательные схемы и карты

При построении литолого-палеогеографических карт могут использоваться или быть самостоятельными документами, сопровождающими их, следующие схемы и карты:

1. Схема расположения использованных естественных разрезов и скважин и распространения пород соответствующего возраста и петрографический состав пород.

2. Схема расположения тектонических структур интервала времени – палеотектоническая карта. С помощью палеотектонических карт делаются попытки реконструировать крупные тектонические элементы – платформы, геосинклинальные системы, разнообразные прогибы и поднятия. Делается реконструкция интенсивности опусканий, которые определяются по градиенту мощностей. На палеотектонической карте желательно отображать тектонические нарушения, образовавшиеся за изучаемый интервал времени. В качестве фактического материала для тектонических построений на карте изображаются геологические формации как осадочные, так и вулканические и интрузивно-магматические. Эти карты составляются для довольно значительных промежутков геологического времени, отображая усредненные тектонические условия этих геохронологических интервалов (рис. 58). Палеотектонические карты часто сопровождаются профилями, которые наглядно показывают форму и амплитуду прогибания или поднятия конкретных структур. Принципам и особенностям построения, услов-

ным обозначениям и другим вопросам составления палеотектонических карт посвящены специальные публикации В.Д. Наливкина и В.Е. Хаина (1964), Т.Н. Спизарского и Ю.Я. Громова (1964), «Условные...» (1962).

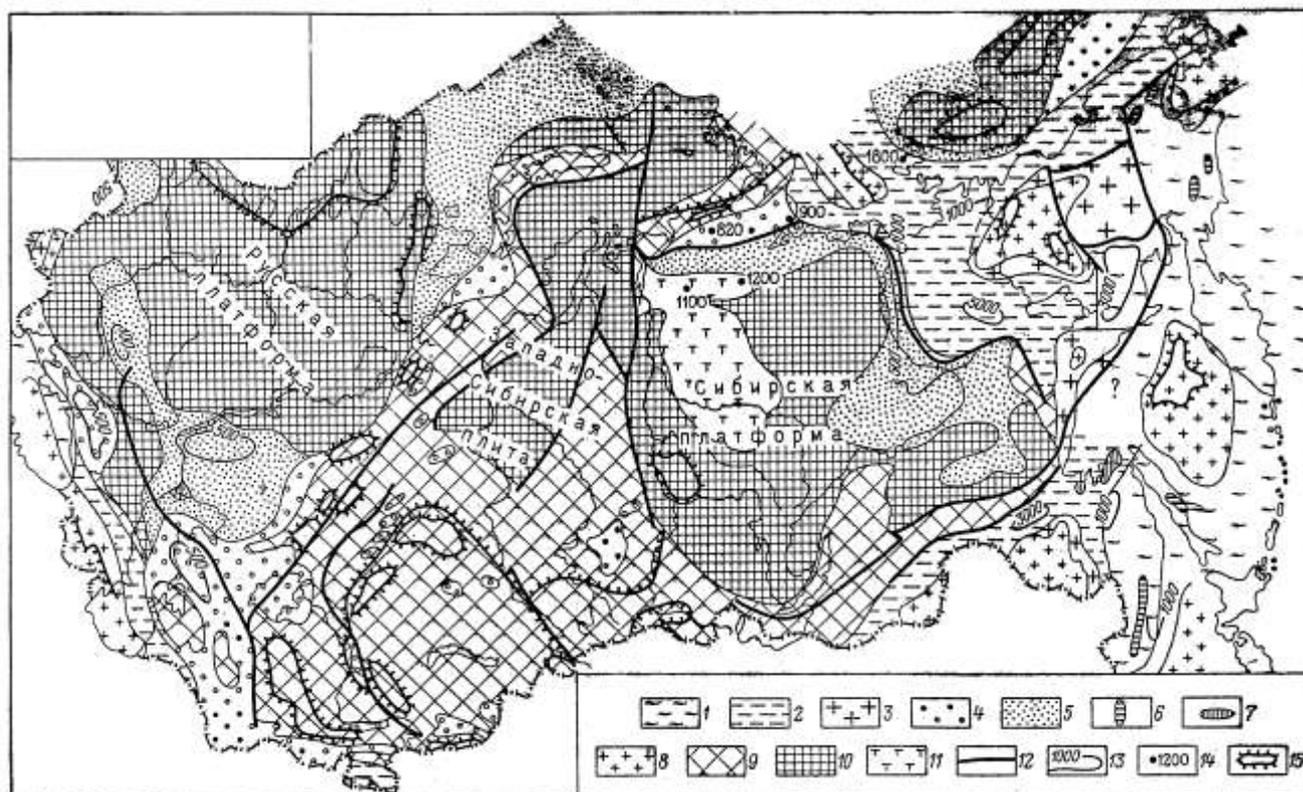


Рис. 58. Палеотектоническая карта среднего и позднего триаса (Палеогеография СССР, 1975): 1-5 – прогибы (1 – в эвгеосинклиналиях, 2 – в миогеосинклиналиях, 3 – на срединных массивах, 4 – в областях переходного режима от орогенного к платформенному, 5 – на платформах); 6-10 – поднятия (6 – в эвгеосинклиналиях, 7 - в миогеосинклиналиях, 8 – на срединных массивах, 9 – в областях переходного режима от орогенного к платформенному, 10 – поднятия на платформах); 11 – районы преимущественно наземной платформенной вулканической деятельности с продуктами траппового состава; 12 – главнейшие разломы; 13 – изопакиты; 14 – мощности отложений; 15 – области поднятия различной интенсивности.

3. Схема изменения осадков во время окаменения и метаморфизма. В зонах разнообразия процессов окаменения или распространения метаморфических толщ построение подобных схем является обязательным. Перед построением палеогеографической карты необходимо предварительно «снять» подобные изменения.

4. Схема мощностей отложений исследуемого интервала – карта изопакит (рис. 59).

5. Палеодинамическая схема, характеризующая динамику среды осадконакопления. На ней показываются преобладающее падение косої слоистости и наклон галек, ориентировка удлиненных органических остатков, расположение знаков ряби, а также направление сноса обломочных частиц, определенное на основании сравнения состава галек и песчаных зерен и расположения совре-

менных выходов материнских пород.

6. Палеогеографический профиль территории, строится на основе исследования разрезов, отражает общую динамику условий осадконакопления (палеоландшафтов и их элементов в непрерывном временном развитии на площади). Палеогеографический профиль строится в виде кривой, показывающей изменение положения поверхности морского дна или суши относительно уровня моря во время образования осадков, слагающих данный разрез (рис. 60).

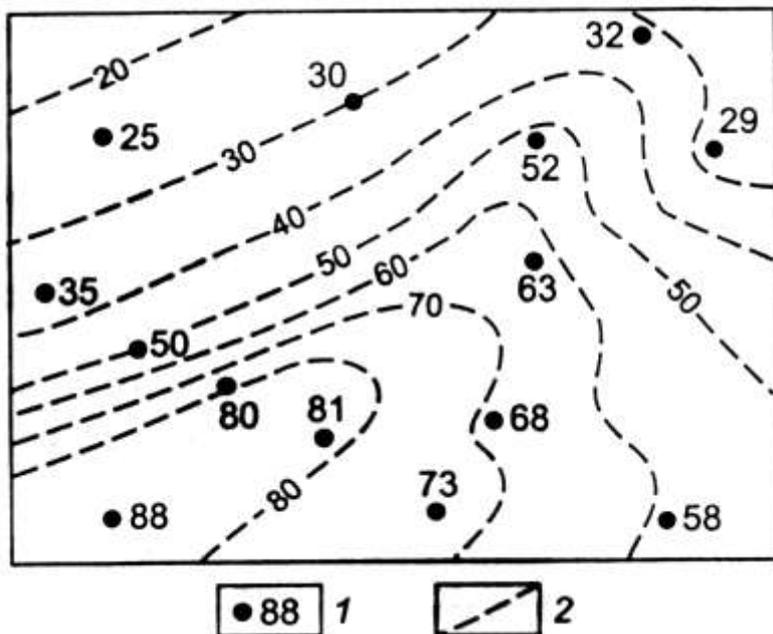


Рис. 59. Карта изопахит одновозрастной песчано-глинистой толщи (Гордиенко, 2008): 1 – точка замера и мощности в метрах; 2 – изопахиты (линии равных мощностей), показывающие положение прогиба, сформировавшегося во время осадконакопления.

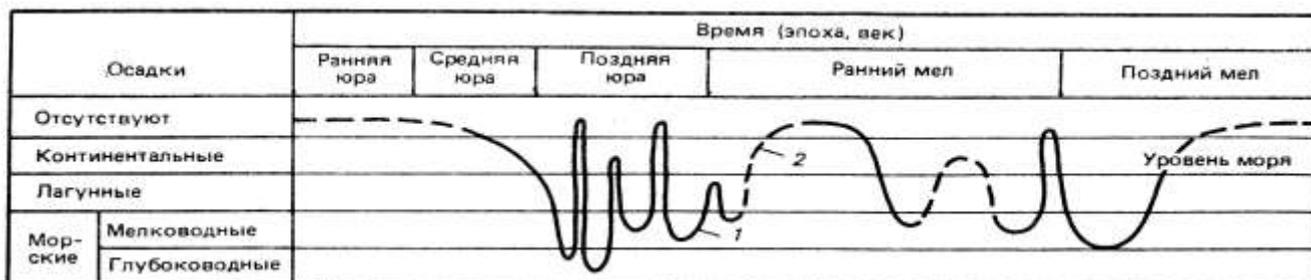


Рис. 60. Палеогеографическая кривая для юры и мела Подмосковья (Краткий геологический словарь, 1989).

7. Палеобиогеографическая схема (карта) объединяет данные, полученные при изучении органических остатков, приуроченных к данным отложениям. На ней указываются районы распределения фаунистических комплексов и растительных ассоциаций, разнообразие их видового и родового состава, ареалы распространения отдельных групп или видов, если возможно – пути их миграции (рис. 61). Фоном таких карт обычно служат ландшафтные обстановки. На этом фоне проводится выделение зоогеографических и фитогеографических областей, провинций и пр. Часто отдельно составляются палеофитогеографические схемы (карты) или карты палеорастительности для районирования суши или палеозоогеографические схемы для акваторий или для суши, показывая межрегиональные связи флористических и фаунистических комплексов. Строятся па-

леобиогеографические схемы, как правило, в качестве дополнения к мелкомасштабным палеогеографическим картам, или в качестве иллюстрации динамики в пространстве и во времени отдельных групп организмов (рис. 62). Подробнее о палеобиогеографических исследованиях можно посмотреть в учебнике «Палеобиогеография» Б.Т. Янина (2009).

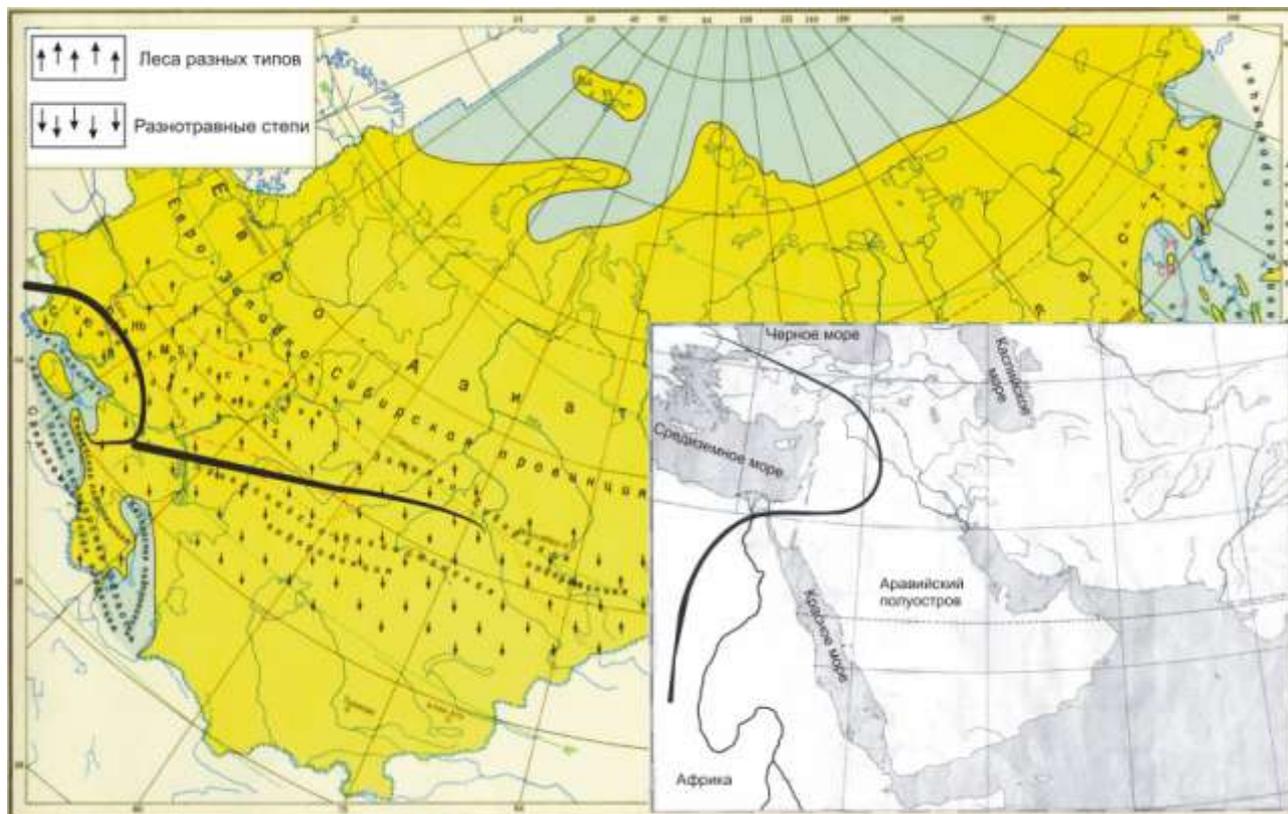


Рис. 61. Палеобиогеографическая карта северной Евразии с отражением биогеографического районирования и путями миграции слонов трибы *Phanagoroloxodontini* в конце плиоцена – плейстоцене (Шпанский, Печерская, 2009).

8. Палеовулканические карты, как разновидность палеогеографических карт, получили большое распространение для областей с широким развитием вулканических процессов. Составляется два типа палеовулканических карт: на первых показываются палеовулканическая область, как часть палеоландшафта, акцентируя при этом внимание на рельефе области, размещении и строении вулканических построек, распределении вулканического материала, типе извержений. Эти карты можно назвать палеогеографическими картами вулканических ландшафтов (Славин, Ясаманов, 1982). На картах второго типа реконструируются и показываются закономерности самого процесса вулканизма, его зарождения в недрах за пределами географической оболочки. Выясняется связь вулканизма с тектоническими движениями, дается характеристика магматизма, энергии извержения и его результаты.

9. На ландшафтно-климатических картах отображаются денудационные и аккумулятивные ландшафты и области развития определенных фаунистических

комплексов и растительных ассоциаций. Климатическая нагрузка карт представлена климатическими областями и зонами (тропические, субтропические, квазитропические, умеренно теплые, умеренные, умеренно холодные и холодные), количеством и характером распределения атмосферных осадков (если это возможно установить) – аридная, переменнно-влажная и равномерно-влажная.

Палеогеографические карты и различные тематические карты могут широко использоваться для решения разнообразных как общих, так и частных вопросов литогенеза, геотектонического развития, динамики биот в пространстве и во времени и пр. Составление фациальных и палеогеографических карт имеет важное теоретическое и практическое значение, особенно при поисках полезных ископаемых осадочного происхождения (нефть, газ, уголь, фосфориты, бокситы, соли, гипсы и др.).

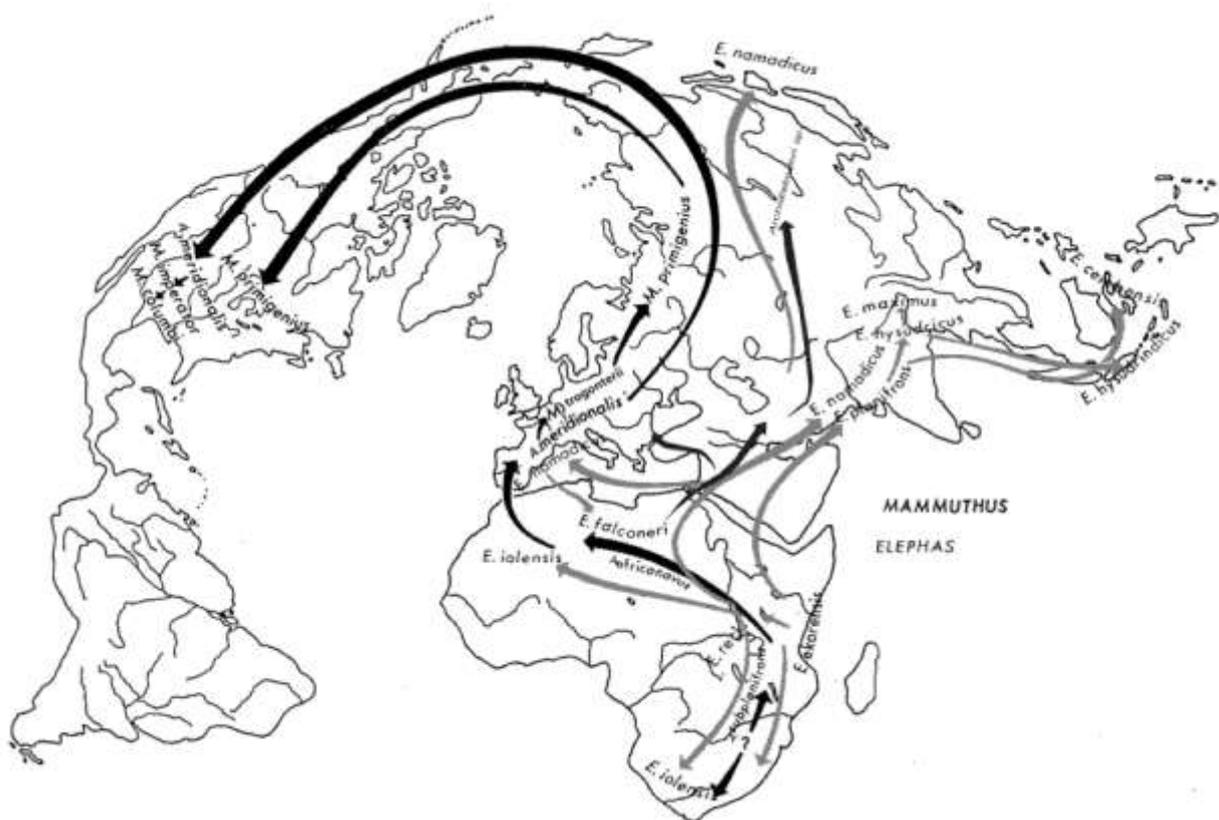


Рис. 62. Схема путей миграции слонов подсемейства Elephantinae в плиоцене-плейстоцене. Черными стрелками обозначена миграция слонов мамонтоидной линии (Archidiskodon-Mammuthus), серыми стрелками – слонов рода Elephas (из дипломной работы К.О. Печерской, 2009).

Вопросы для самопроверки

1. Чем отличаются современные физико-географические карты от палеогеографических карт?
2. Перечислите типы палеогеографических карт.
3. Какие фациальные данные выносятся на литолого-палеогеографические карты?
4. Как отражается сложный литологический состав отложений?
5. Что отражают на литолого-палеогеографических картах изопакиты?
6. Какие физико-географические данные отображаются на палеогеографических кар-

тах?

7. Каков принцип подбора цветовой гаммы при раскрашивании палеогеографических (литолого-палеогеографических) карт?

8. Что обозначает чередование розовых и голубых цветов в окраске водных бассейнов?

9. Какие палеонтологические данные выносятся на палеогеографические карты?

Заключение

В заключение отметим, что Палеогеография продолжает развиваться, главным образом в направлении анализа естественной физико-географической и тектонической среды, в которой формирование тех или иных типов осадков и развитие органического мира.

Палеогеография наука еще молодая и поэтому многие методы еще находятся в стадии совершенствования, регулярно делаются попытки привлечения новых аналитических и, в последнее время, цифровых методов. Тем не менее, до сих пор существуют сложности с реконструкцией географических обстановок на суше для додевонского времени. Есть определенные сложности с восстановлением домеловой географической оболочки на больших площадях, занятых в настоящее время океанами. Очень слабо разработаны методы восстановления палеоландшафтов по глубокометаморфизованным породам, что значительно затрудняет палеогеографические реконструкции для значительной части протерозойской и тем более архейской истории Земли. Возможно, в этом большую помощь окажет интенсивно развивающийся в последние десятилетия стадийный анализ.

Главными вопросами, стоящими перед палеогеографией является повышение информативности применяемых методов и достоверность получаемых результатов. Для их решения следует применять комплексный подход исследований. Современные палеогеографические реконструкции должны основываться на сочетании всех видов исследований – полевых, камеральных и лабораторных работ. Чем больше методов включено в решение палеогеографических задач, тем надежнее и информативнее будет конечный результат, более объективным и глубоким будет наше понимание обстановок и процессов прошлого Земли. При этом в основу должны быть положены полевые исследования, осуществляемые чаще всего в процессе геологической съемки или специализированных палеогеографических и литолого-палеонтологических тематических работ. Применение математических методов и компьютерного моделирования (статистической обработки фактического материала по геологии и палеонтологии, ГИС-технологий и др.), позволяет перейти от чисто качественных характеристик к количественным их выражениям. Использование систем спутниковой навигации (GPS и ГЛОНАСС) позволяет повысить точность привязки изучаемых природных объектов и дает возможность повторных полевых наблюдений (например, отбора образцов на анализы или фиксирования скорости современных экзогенных процессов в пространстве). Огромное значение имеет повышение точности методов абсолютного датирования, имеющих вместе с палеонтологическими материалами важнейшее значение для синхронизации событий, происходивших в различных физико-географических условиях (например, на суше и в морях), установления времени начала и окончания тех или иных масштабных процессов в истории Земли.

Важнейшим аспектом палеогеографических исследований и реконструкций является выявление закономерностей образования, фациальной приуроченности и пространственного размещения тех или иных полезных ископаемых. Что имеет не только научное, но и большое практическое значение.

Литература

Основная

- Верзилин Н.Н. Методы палеогеографических исследований. Л.: Недра, 1979. 246 с.
- Голубчик М.М., Евдокимов С.П., Максимов Г.Н., Носонов А.М. Теория и методология географической науки. М.: ВЛАДОС, 2005. 463 с.
- Евдокимов С.П. Развитие методологии палеогеографии. Саранск: Изд-во Мордов. ун-та, 1991. 144 с.
- Кизевальтер Д.С., Рыжова А.А. Основы четвертичной геологии. М.: Недра, 1985. 174 с.
- Методическое руководство по изучению и съемке четвертичных отложений / А.К. Агаджанян [и др.]. Л.: Недра, 1987. 308 с.
- Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1964.
- Славин В.И., Ясаманов Н.А. Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1982. 255 с.

Дополнительная

- Алексеев В.П. Атлас фаций юрских терригенных отложений (угленосные толщи Северной Евразии). Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 209 с.
- Астахов В.И. Начала четвертичной геологии. СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2008. 224 с.
- Ахметьев М.А. Климат земного шара в палеоцене и эоцене по данным палеоботаники // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 10-43. (Тр. ГИН РАН, вып. 550).
- Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. 576 с.
- Веклич М.Ф. Основы палеоландшафтоведения. Киев: Наукова думка, 1990. 192 с.
- Вронский В.А., Войткевич Г.В. Основы палеогеографии. Ростов-на-Дону: Феникс, 1997. 576 с.
- Вылцан И.А. Фации и формации осадочных пород. Томск: ТГУ, 2002. 484 с.
- Галанин А.А., Глушкова О.Ю. Лихенометрия // Вестник РФФИ. 2003. № 3.
- Геккер Р.Ф., Осипова А.И. К вопросу о полноценном использовании и показе биотических данных на палеогеографических картах // Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1964. С. 152-166.
- Геоинформационный анализ в исследовании палеогеографических систем / Ю.Г. Симонов [и др.] // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2007. № 2. С. 11-15.
- Герман А.Б. Количественные палеоботанические данные о поздне меловом климате Евразии и Аляски // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 88-104. (Тр. ГИН РАН, вып. 550).
- Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя в Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 511 с.
- Гордиенко И.В. История развития Земли. Новосибирск: ГЕО, 2008. 293 с.
- Горизонты географии: к 100-летию К.К. Маркова. М.: Географический ф-т МГУ, 2005. 320 с.
- Дашкевич З.В. Палеогеография. Л.: ЛГУ, 1969. 150 с.
- Ефремов И.А. Тафономия и геологическая летопись. Тр. ПИН, т. 24, вып. 1. М., 1950. 177 с.
- Ивахненко М.Ф., Корабельников В.А. Живое прошлое Земли. М.: Просвещение, 1987. 255 с.
- Имбри Дж., Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох: пер. с англ. / под ред. Г.А. Авсюка. М.: Прогресс, 1988. 264 с.
- Казаринов В.П. Восстановление физико-географических условий древней суши по литологическим признакам // Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1964. С. 145-151.
- Карогодин Ю.Н., Ершов С.В., Сафонов В.С. и др. Приобская нефтеносная зона Западной Сибири: Системно-литмологический аспект. Новосибирск: Изд-во ОИГТМ, 1996. 252 с.
- Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. 299 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 550).
- Краснопольский А.В. Отечественные географы (1927-1922). СПб.: РАН – РГО, 1993. 491 с.

- Ломоносов М.В. О слоях земных. М.-Л.: Госгеолгиздат, 1949. 212 с.
- Малолетко А.М. Методы палеогеографических исследований. Курс лекций. Томск: РауШмбХ, 2010. 99 с.
- Малышкина Т.П. Развитие фауны акулых рыб Западно-Сибирского бассейна в палеогене // Эволюция жизни на Земле. Материалы III Международного симпозиума. Томск: Изд-во ТГУ, 2005. С. 193-195.
- Масленникова С.П., Масленников В.В. Сульфидные трубки палеозойских «чёрных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург - Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.
- Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. 289 с.
- Марков К.К. Палеогеография (историческое землеведение). М.: МГУ, 1960.
- Материалы по методам тафономических исследований. Саратов: Изд-во Саратовского государственного университета, 1992. 163 с.
- Михайлова Н.А. Методика составления крупномасштабных литолого-фациальных и палеогеографических карт. М.: Наука, 1973. 53 с.
- Моляк Г.И., Франчук В.П. Геологи. Географы: библиографический справочник. Киев: Наукова думка, 1985. 352 с.
- Наливкин В.Д., Хаин В.Е. Методика составления палеотектонических карт // Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1964. С. 215-227.
- Общие закономерности возникновения и развития озёр. Методы изучения истории озёр. Л.: Наука, 1986. 254 с.
- Очев В.Г., Янин Б.Т., Барсков И.С. Методическое руководство по тафономии позвоночных организмов. М.: МГУ, 1994. 144 с.
- Печерская К.О. Иртышский слон (*Phanagoroloxodon irtyshensis* Shpansky, 2005), морфология и систематическое положение в подсемействе Elephantinae. Дипломная работа. 2009. 42 с.
- Попов В.И. Палеогеографическая реконструкция наземных равнин и наземных поднятий и их признаки // Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1964. С. 109-144.
- Радченко Г.П. Критерии и методы палеогеографических реконструкций прежних условий в областях древней суши по палеонтологическим данным // Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1964. С. 167-183.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов. 1989.
- Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с. 1962 628 с.
- Свиточ А.А., Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Палеогеография. М.: Академия, 2004. 448 с.
- Седельникова Н.В. Введение в лихенологию. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2004. 38 с.
- Спизарский Т.Н., Громов Ю.Я. Палеотектонические карты и методика их составления // Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1964. С. 228-247.
- Тесаков А.С. Биостратиграфия среднего плиоцена – эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим). М.: Наука, 2004. 247 с.
- Условные обозначения и методические указания по составлению Атласа литолого-палеогеографических карт СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 46 с.
- Храмов А.Н. Палеомагнитные исследования в области палеогеографии // Методы палеогеографических исследований. М.: Недра, 1964. С. 207-214.
- Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. М.: Советская энциклопедия, 1980. 703 с.
- Шепард Ф. Земля под морем. М.: Мир, 1964. 252 с.
- Шпанский А.В. Основы палеонтологии тетрапод. Томск: Изд-во ТУСУР, 2005. 214 с.
- Шпанский А.В., Печерская К.О. Тафономический анализ местонахождения скелета бизона у п. Красный Яр (Кривошеинский район, Томская область) // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Материалы международного симпозиума. Ростов-на-Дону, 2006. С. 268-273.

- Шпанский А.В., Печерская К.О. Систематическое положение *Phanagoroloxodon irtyshensis* Shpansky в подсемействе Elephantinae Gray, его палеоэкология и палеобиогеография // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 2009. С. 643-646.
- Янин Б.Т. Основы тафономии. М.: Недра, 1983. 184 с.
- Япаскурт О.В. Исследование осадочных горных пород при составлении средне- и мелкомасштабных геологических карт нового поколения: методические рекомендации. Часть I. Теоретические основы. М.: МГУ, 1998. 167 с.
- Япаскурт О.В., Ростовцева Ю.В., Соловьева Н.А., Сорокин В.М., Шарданова Т.А. Исследование осадочных горных пород при составлении средне- и мелкомасштабных геологических карт нового поколения: методические рекомендации. Часть II. Генетический анализ морских отложений мелководных и глубоководных конусов выноса. М.: МГУ, 1998. 162 с.
- Япаскурт О.В. Литология. М.: Академия, 2008. 336 с.

Приложение

Возникновение актуалистических идей и их развитие в XVIII-XIX вв. Мысль о возможности познать прошлое на основе современности появляется очень давно и впоследствии наиболее полно воплощается в методе актуализма. Возникнув в геологии, актуализм оказывается тесно связанным с развитием данной науки. Поэтому в длительной истории становления актуалистических идей можно выделить периоды, отражающие в общем виде формирование геологического знания.

К первому периоду относятся наивные и преимущественно абстрактные представления мыслителей античного мира и средневековья. Новые общественные силы, появляющиеся в Европе с середины XV в., подвергают критическому пересмотру прошлые достижения науки и закладывают фундамент науки сегодняшнего дня. В связи с интенсивным развитием промышленного производства, требующим рудного и минерального сырья в больших количествах, разрабатываются основы научной геологии. Актуалистические идеи пронизывают в этот период многие исследования, но еще не становятся самостоятельным методом изучения природы.

Начиная с XVIII в. активно развиваются экспериментальные науки и техника, формируются новые отрасли естествознания, происходит становление геологии. В работах К. Гоффа и Ч. Лайеля геология предстает как самостоятельная наука, а актуализм рассматривается как ее метод.

Одним из первых, кто внес существенный вклад в развитие актуалистических идей, является М.В. Ломоносов. Он с успехом применяет на практике идеи, которые в конце XIX в. оформляются в понятие «метод актуализма». При этом ученый избегает того догматического и метафизического подхода в сравнительном изучении геологической истории Земли, который прослеживается в более поздних трудах некоторых исследователей. Сопоставление на основе наблюдения современных явлений у М.В. Ломоносова не превращается в «принцип актуализма» в метафизическом униформистском понимании Ч. Лайеля.

После работ М.В. Ломоносова и космогонической гипотезы И. Канта идея развития начинает пронизывать науки о Земле. Эта идея воспринимается шотландским ученым Дж. Геттоном, который в книге «Теория Земли», написанной в 1795 г., поднимается до теоретических обобщений и оформляет геологию в самостоятельную область знания. В противовес распространяющимся в то время взглядам катастрофистов он отрицает наличие каких-либо неожиданных катаклизмов в истории Земли и объясняет изменения, совершающиеся на ее поверхности, как результат происходящего на наших глазах действия постепенно преобразующих ее природных сил. Развитие Земли Дж. Геттон представляет как непрерывно сменяющиеся друг друга циклы, в ходе которых происходит накопление материала, его разрушение и вновь накопление, т.е. только чисто количественные изменения. Таким образом, в общей форме учение о единообразии сил природы, названное впоследствии униформизмом, закладывается Дж. Геттоном и развивается в дальнейшем в трудах Ч. Лайеля.

Однако, как и работы М.В. Ломоносова, книга Дж. Геттона не сразу получает признание. Этому препятствует развитие учения непунистов. Так как актуалистические идеи явно не согласуются с основными положениями непунизма, они предаются забвению. Решительный удар по непунизму наносят А. Гумбольдт и Л. Бух. Благодаря их работам прогрессивные идеи о непрерывном и длительном развитии Земли вновь принимаются на вооружение в геологии.

Борьба между двумя противоположными направлениями – непунизмом и плутонизмом – заканчивается в начале XIX в. победой идей последнего. Однако ортодоксальность некоторых сторонников этой точки зрения приводит их, как и непунистов, к крайности. Все геологические процессы сводятся к вулканическим, т.е. эпизодического и катастрофического характера. Основоположники этого учения – Ж. Кювье и Л. Бух – считают, что многообразие и различие ископаемой фауны и флоры, а также тектонические нарушения обусловлены рядом крупных катаклизмов в истории Земли.

Теория катастроф, элементы которой можно проследить еще в античной науке, всегда

вызывала протест ученых, последователей эволюционного направления и сторонников актуалистических идей. Уже в период расцвета катастрофизма против него резко выступает французский естествоиспытатель Ж. Ламарк. Решительный удар по катастрофизму наносят К. Гофф и Ч. Лайель, которых с полным правом считают основателями метода актуализма.

В 1830-1833 гг. выходит книга Ч. Лайеля «Основные начала геологии», сыгравшая решающую роль в разгроме катастрофизма. Идеи, изложенные в ней, базируются на следующих принципах однообразия, т.е. на признании тождественности сил, вызывающих геологические процессы, близкие по своей интенсивности на протяжении всей истории развития Земли; непрерывности и постепенности изменений, исключая всякую внезапность их проявления; огромной длительности геологического времени. Эти важнейшие принципы, положенные в основу геологии, становятся предпосылкой возникновения гипотезы униформизма.

Начало следующего периода приводится на середину XIX в., когда интенсивное развитие науки и появление новых естественнонаучных фактов обнаруживает крайность и односторонность существовавших в то время научных направлений в геологии.

Конец XIX – начало XX в. наряду с крупными достижениями в естествознании, в том числе и в геологии, характеризуется рядом кризисов. В геологии это выражается в возникновении многочисленных гипотез, объясняющих строение и развитие Земли с метафизических позиций. С одной стороны, намечается возвращение к идеям катастрофизма (Г. Штилле и др.), с другой – ряд геологов (Д. Джиллели и др.) начинают возрождать лайелевский униформизм. Все это отрицательно отражается на развитии актуализма, который оказывается почти забытым.

Развитие метода актуализма в XX в. Начиная с 30-х гг. XX в. большинство геологов постепенно отходят от неокатастрофических воззрений, и актуализм вновь привлекает внимание исследователей. Из зарубежных ученых этой проблемой занимаются Э. Кайзер, В. Саламон, Я. Сегергольм, Л. Рюгер, К. Андре и др. Большой вклад в ее решение вносят отечественные ученые А.Д. Архангельский, Н.М. Страхов, Н.С. Шатский, Ю.А. Жемчужников, Д.В. Наливкин и др. *Намечается три основных направления, по-разному трактующих актуализм.*

1. Ряд прогрессивных геологов, стоящих подчас на стихийно-материалистических позициях, развивают актуализм в лучших традициях прошлого. Многие из них, признавая определенную ограниченность этого метода, пытаются разработать актуалистическую методику исследования для тех случаев, в которых она может успешно использоваться. Одним из представителей первого направления в Германии является Э. Кайзер, который считает актуализм только методом и не отождествляет его с гипотезой униформизма. Будучи сторонником творческого подхода к актуализму, он вскрывает его недостатки и ограниченность применения. Диалектический характер природных процессов, неопровержимый эмпирический материал заставляют ученого встать на позиции стихийного материализма и выступить против антиисторического подхода к изучению прошлого Земли.

2. Другая группа ученых – ортодоксальные последователи Ч. Лайеля. Часть из них отождествляет актуализм и лайелевский униформизм, понимая первый крайне односторонне. Представителями второго направления являются: в зарубежной геологии – немецкие ученые С. Бубнов, В.С. Ламон; в отечественной – В.И. Вернадский, Л.С. Берг, А.А. Борисяк и др. Очень противоречивы суждения об актуализме В.И. Вернадского, который понимает под ним утверждение о том, что в течение всего геологического времени большинство геологических процессов происходит на Земле в единой форме и примерно с одинаковой интенсивностью. Эти неизменяемые процессы, – отмечает он в работе 1940 г., – господствуют в геохимии; в ней существует бесчисленное количество круговых процессов, которые охватывают геохимические миграции химических элементов. Физико-химическое равновесие элементов, часто с очень незначительными числовыми колебаниями, неизменно длится в течение целых геологических периодов».

Рассматривая вопрос о возникновении биосферы, В.И. Вернадский указывает, что она

возникла как сложный механизм, близкий по своим характеристикам к ее современному состоянию, т.е он приходит к выводу о неизменяемости основных черт биосферы в ходе всего геологического времени, о массе, живого вещества, выступающей «планетной константой». В то же время В.И. Вернадский признает факт наличия необратимого процесса в геологической истории, а именно радиоактивного распада химических элементов, сравнимого с необратимым развитием форм жизни. Это приводит его к заключению о замене понятия актуализма в геологии «геологически вечными и геологически меняющимися во времени явлениями».

3. Третье направление вообще отрицает актуализм как действенный метод изучения и считает его непригодным для исторического анализа. Так, немецкий геолог К. Берингер приходит к выводу о том, что актуализм представляет собой фикцию, которая, хотя и является ложной, но имеет определенный практический смысл. Другой немецкий ученый К. Бейрлен отрицает актуализм как «антиисторический», но так же, как и К. Берингер, вынужден признать его практическую необходимость при историческом анализе. Оба эти исследователя трактуют актуализм как гипотезу простого циклического развития; т.е. как «до крайности доведенный» униформизм (Евдокимов, 1991).

На ограниченность метода актуализма и связанные с его применением ошибки указывает Т. Кернер-Марилаун. Опираясь на опыт использования данного метода при палеогеографических реконструкциях геологического прошлого, он обнаруживает целый ряд серьезных ограничений, препятствующих его развитию. К ним он относит, во-первых, неоднозначность истолкования вещественного состава и литологических особенностей осадочных пород; во-вторых, большие изменения физико-географических условий в процессе развития Земли. Причинами последних служит целый ряд факторов, например колебания термического режима Земли, климата, изменения состава атмосферы, характера выветривания и т.д.

Существенным ограничением в становлении метода актуализма является также специфический характер современной геологической эпохи. Впервые среди прочих геологических агентов выступает творчески преобразующий природу человеческий разум, который уже произвел и продолжает производить необратимые изменения на нашей планете. На это указывал М.В. Ломоносов, а позднее и В.В. Докучаев, рассматривавшие трудовую деятельность человека как один из важнейших факторов почвообразования. Большинство ученых не отрицают огромного созидającego влияния на нашу планету человека, придающего современной эпохе новый характер. Известный немецкий геолог К. Бюлов, говоря о ее своеобразии, указывает на ее существенную черту, а именно: человек становится важным фактором, воздействующим на формирование поверхности Земли; в результате ученый приходит к выводу об антиактуалистической сути современности.

Условия (или пределы) приложимости метода актуализма ограничены также рядом причин, вытекающих из других источников, и прежде всего из таких актов мышления, как сравнение и аналогия, являющихся логической основой данного метода. Этот недостаток отмечает и Ю.А. Жемчужников (1948). Он пишет, что на базе сравнений возможен определенный тип умозаключений по аналогии. Такой вывод вытекает из предположения о необходимом характере связи признаков, общих для изучаемых объектов. Гипотетический характер связи обуславливает часто только вероятностный вывод по аналогии. Для того чтобы сделать его достаточно достоверным, надо провести дополнительные проверки и специальные исследования. Другим ограничением применения метода актуализма Ю.А. Жемчужников считает специфический характер современной геологической эпохи. Он указывает, что ее аналоги по физико-географическим условиям образования немногочисленны, и их нужно искать в ледниковых и послеледниковых отложениях, карбоне, перми и, возможно, в девоне и триасе. Наиболее существенный недостаток данного метода, по Ю.А. Жемчужникову, обусловлен необратимостью эволюционного развития Земли. Эта идея влечет ограничение, связанное не только с древностью сравниваемых отложений, но и с положением их в цикле осадконакопления. Необходимо учитывать, что некоторые фации строго приурочены к условиям определенных геологических периодов и в настоящее время не образуются. Все вышеперечисленные ограниче-

ния, по мнению как Ю.А. Жемчужникова, так и, многих других ученых не принижают огромной роли исследования современных явлений для выяснения истории развития Земли.

В последний период, начавшийся со второй половины XX в., актуализм привлекает к себе все большее внимание. Это вызвано активизацией изучения современных осадков морского и континентального типа, разработкой общей теории развития Земли, а также ростом интереса к теоретическим вопросам геологии.

В широкой постановке проблемы актуализма значительную роль сыграло Всесоюзное совещание по вопросам литологии и петрографии осадочных пород, состоявшееся в ноябре 1952 г., а также предшествовавшая ему дискуссия на страницах печати. Кроме обсуждения характера общей литологической теории на совещании и в ходе дискуссии рассматривались методологические вопросы, и прежде всего о путях построения общей теории осадочного процесса. Наличие в советской литологической науке нескольких направлений определило различный подход к решению проблемы актуализма. В основном выделились две точки зрения – Н.М. Страхова и его последователей (Г.И. Бушинского, Г.Ф. Крашенинникова, Е.В. Шанцера, А.Л. Яншина и др.) и Л.В. Пустовалова (его поддерживали М.В. Кленова, К.А. Баранов и др.).

Н.М. Страхов при изучении вопроса закономерностей и механизма осадочного процесса применял методику, базирующуюся на анализе современного осадочного процесса и сопоставлении его с древним осадконакоплением, а также историко-геологических закономерностей образования осадочных древних пород.

Иную позицию занимал Л.В. Пустовалов (1950), который считал, что принцип актуализма, введенный в науку в начале XIX в. Ч. Лайелем, был некритически воспринят многими зарубежными учеными, а также рядом русских геологов. Поскольку на принципе актуализма Ч. Лайель основал одноименный метод, последний является метафизическим и неприемлемым для современной геологии. Исходя из этого, Л.В. Пустовалов пришел к выводу, что речь может идти только о «...полной замене в геологии узкого и одностороннего принципа актуализма более широким и многогранным принципом развития, который включает в себя здоровые материалистические основы принципа актуализма, но устраняет его слабые стороны». Это позволило ему направить свою критику против всех ученых, так или иначе причастных к методу актуализма, а особенно против Н.М. Страхова, которого Л.В. Пустовалов рассматривал как последователя примитивного и одностороннего понимания принципа актуализма, недооценивающего историческое развитие процесса осадочного породообразования. Правда, в более поздних работах Л.В. Пустовалов говорит уже о том, что принцип актуализма должен применяться как способ наведения, притом очень приблизительный, при истолковании отдельных явлений.

Несколько иную точку зрения высказывают Н.С. Шатский, Ю.А. Косыгин, А.В. Пейве и др. Они считают неправомерным как полный отказ от актуализма Л.В. Пустоваловым, так и крайнее преувеличение важности изучения современных осадков Н.М. Страховым. Актуализм Ч. Лайеля, по их мнению, конечно, должен быть отвергнут как противоречащий диалектико-материалистическому мировоззрению. Однако метод актуализма, получивший новое, более глубокое содержание, несмотря на его определенную ограниченность, может сыграть большую роль не только в литологии, но и в ряде других отраслей геологии при учете необратимости развития органической и неорганической природы (Евдокимов, 1991).

Анализ существующих оценок актуализма Л.В. Пустоваловым, Н.М. Страховым и другими геологами приводит к выводу, что «этот прием исследования должен быть сохранен в арсенале геологической науки, но с обязательным условием учета при пользовании им необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли и недопустимости механического переноса современных соотношений на древние эпохи (Евдокимов, 1991).

Полемика по вопросу об актуализме не решает однозначно проблему. В 60-х гг. он вновь становится объектом методологических споров геологов и философов. Одна из причин этих разногласий заключается в следующем: часть ученых не проводит четких различий между такими достаточно определенными понятиями в науке, как идея и принцип, теория и метод.