

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ**

УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ

Учебное пособие

**Специальности 011100 - Геология и 080100 – Геологическая съемка и
поиски месторождений полезных ископаемых**

Часть 1

Воронеж - 2004

Утверждено научно-методическим советом геологического факультета,
протокол № 4 от 20 марта 2003 г.

Авторы: Сиротин В.И., Шатров В.А., Бунеев В.Н, Войцеховский Г.В.
Нучн. ред. Сиротин В.И.

Пособие подготовлено на кафедре общей геологии и геодинамики
геологического факультета Воронежского государственного университета.
Рекомендуется для студентов специальностей 011100 и 080100

СОДЕРЖАНИЕ

Часть 1

| | |
|---|----|
| 1. Программа курса «Учение о фациях» | 4 |
| 2. Методологический подход к определению «фация» и «фациальный анализ» | 10 |
| 2.1. Содержание, таксонометрический ранг и соотношение понятий литотип, литогенетический тип, фация, ландшафт, формация. | 10 |
| 2.2. Общие и частные составные части фациального анализа. | 19 |
| 2.2.1. Динамический принцип фациального анализа | 19 |
| 2.2.2. Фациальные признаки и основные принципы классификации фаций | 21 |
| 2.2.3. Осадочные фациальные комплексы | 22 |
| 2.3. Соотношение нормальных и катастрофических процессов при осадконакоплении. | 28 |
| 2.4. Сохранение отложений в разрезах. | 31 |
| 2.5. Распространение фаций. | 31 |
| 3. Методы фациального анализа и палеогеографии. | 36 |
| 3.1. Общегеологические методы исследования. | 36 |
| 3.2. Методы изучения фаций и палеогеографии бассейнов осадконакопления. | 37 |
| 3.2.1. Литологические методы. | 37 |
| 3.2.2. Палеонтологические методы. | 39 |
| 3.2.3. Геохимические методы. | 40 |
| 3.2.3.1. Определение палеотемператур среды обитания организмов | 40 |
| 3.2.3.2. Установление солёности древних бассейнов. | 42 |
| 3.2.4. Фациальные методы. | 45 |
| 3.3. Методы изучения фаций и палеогеографии древней суши. | 49 |

Настоящее учебное пособие включает в себя программу курса «Учение о фациях», обзор и освещение понятий: таксонометрический ранг, литотип, литогенетический тип, ландшафт, осадочная формация; эволюция понятий «фация» и «фациальный анализ». В пособии приводится характеристика методов воссоздания физико-географических обстановок геологического прошлого. Основной объем пособия посвящен характеристике современных фаций и их ископаемых аналогов. Методологической основой курса является метод актуализма и сравнительно-исторический метод познания эволюции внешних оболочек земного шара, прежде всего – стратисферы. Учение о фациях рассматривается как важнейшая составная часть, с одной стороны, литологии в широком ее понимании, с другой стороны, палеогеографии. Рассматриваются связь осадочных полезных ископаемых с конкретными фациями и в связи с этим - методики построения фациальных и палеогеографических карт.

1. ПРОГРАММА КУРСА «УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ»

Осадочные породы – главные геологические документы истории развития земной коры. Основные генетические признаки осадочных пород как показателей условий их формирования: **литологические** - цвет, текстуры, структуры, степень окатанности зерен, сортировка; **минералогические** – породообразующие терригенные и аутигенные минералы, акцессорные минералы; **палеонтологические** - состав и распределение остатков фауны и флоры в породах, биоценозы и танатоценозы, типы органогенных построек, детрит фауны и флоры, следы жизнедеятельности организмов. Значение различных групп организмов для фациального анализа и палеогеографии. Биофациальные карты. Генетический анализ. Соотношение генетического и фациального анализов.

Выделение литогенетических типов пород и фаций. Фациальный анализ – прослеживание изменений разновозрастных отложений по латерали, анализ закономерностей и причин этих изменений. Стратиграфическая корреляция осадочных толщ как важнейшая составная часть фациального анализа. Значение изучения ритмичности и цикличности в осадочных толщах. Изучение характера перерывов в осадконакоплении для корреляции разрезов.

Геохимические признаки: химический состав, содержание и распределение элементов, геохимические модули элементов-индикаторов различных фациальных обстановок осадконакопления. Определение температуры и солености древних бассейнов с помощью геохимических методов.

Определение условий осадконакопления, динамики и гидродинамики, глубин палеобассейнов и рельефа их дна, характера органической жизни и скорости накопления осадков, типа вулканизма. Определение ландшафтов суши: областей сноса терригенного вещества, рельефа, расположения древних рек, направления доминирующих ветров, интенсивности тектонических

движений, характера климата, органического мира, состава размываемых пород.

Примеры наиболее распространенных современных фаций и их ископаемых аналогов.

Фации элювия. Значение тектонического режима, рельефа, климата, гидрогеологического режима и состава материнских пород при формировании элювия. Современные и древние коры выветривания, их распространение, различия в строении профилей. Климатический, геоморфологический, тектонический, материнский субстрат – основные факторы, определяющие строение и конечные продукты кор выветривания. Особенности латеритных кор выветривания. Коры выветривания в истории земной коры. Значение кор выветривания для палеогеографического анализа. Реконструкция корообразования по степени «зрелости» терригенных континентальных и прибрежно-морских отложений. Остаточные и осадочные месторождения полезных ископаемых, связанные с корами выветривания.

Фации делювия и пролювия. Значение климата при формировании делювия и пролювия. Вещественный состав и структурно-текстурные особенности отложений. Дистальные и проксимальные отложения конусов выноса. Отложение селевых потоков. Распределение фаций в геологическом прошлом и в современную эпоху. Полезные ископаемые пролювиальных фаций.

Фации коллювия. Обвальные, осыпные, оползневые, солифлюкционные отложения. Значение климата и рельефа при формировании отложений. Структурно-текстурные особенности отложений.

Фации аллювия. Фации равнинных рек гумидного климата: русловые, пойменные, старичные и озерно-болотные. Типы слоистости, гранулометрический состав осадков, дифференциация минералов по крупности, удельному весу, форме обломков. Фации аллювия горных рек. Формирование полезных ископаемых.

Фации дельт. Условия формирования дельт. Наземные и подводные (авандельты) дельты. Дельты как первый глобальный уровень лавинной седиментации. Типы наземных дельтовых фаций: русловых перекатов и плесов, прирусловых валов, култуков, лиманов, ильменей, плавней, маршей, приморских болот. Подводно-дельтовые фации: фации бороздин размыва и спокойных участков. Типы современных дельт и особенности их осадков (дельты Нигера, Волги, Нила, Миссисипи). Соотношение дельтовых, морских и речных аллювиальных фаций. Полезные ископаемые среди отложений дельтовых фаций. Отложения дельт как нефтематеринские породы.

Фации болот. Классификация болот по питанию поверхностными водами (проточные, стоячие) и составу растительности: верховые и низинные, олиготрофные и эвтрофные. Типы болот различных климатических зон: полигонально – валиковые, бугристые, западинные, внутриконтинентальные нивального и умеренного климата. Состав основного вещества болотных

осадков (торфа) в зависимости от типов болот; Ph и Eh среды осадконакопления. Аутигенные минералы в торфах и углях. Минеральные осадки болот: железные и никелевые руды, огнеупорные глины и бокситы, гажа, диатомиты. Примеры древних болотных отложений.

Фации озер. Типы озер по генезису котловин, размеру, гидродинамическому режиму, климатической зональности, солености вод. Биомасса озер гумидного климата. Органические осадки озер гумидного климата. Взаимосвязь озер и болот. Фации и отличительные особенности осадков озер гумидного, аридного и нивального климатических поясов Земли. Аутигенное минералообразование. Озера гумидной и аридной зон. Полезные ископаемые озерного происхождения.

Фации карстовых полостей. Краткая характеристика, геологическое значение и полезные ископаемые.

Фации ледникового происхождения. Морены, флювиогляциальные, озёрно–ледниковые отложения, солифлюкционные образования. Площадное распространение, вещественный состав, структурно – текстурные особенности. Распространение древних ледниковых фаций. Тиллиты. Полезные ископаемые в ледниковых отложениях.

Фации пустынь и полупустынь. Каменистые россыпи, золотые пески и лессы, отложения такыров и соров. Распространение, вещественный состав, структурно – текстурные особенности. Полезные ископаемые.

Фации лагун. Типы современных лагун. Фации и типы осадков опресненных, засоленных и солеродных лагун. Ископаемые аналоги лагун. Полезные ископаемые.

Фации современных морей и океанов. Основные морфологические типы морских водоемов. Питание их осадочным материалом. Общая характеристика фациальной обстановки морей, основные факторы, влияющие на распределение морских осадков; влияние климата на условия осадкообразования в морях и океанах; характер сносимого с суши материала; динамика и гидрохимия морской воды, глубина и рельеф дна, органический мир; влияние процессов вулканизма на морское осадконакопление. Морские ледниковые отложения (морены, айсберговые накопления, отложение льда берегового припоя). Основные области обитания организма в морях и основные биономические группировки организмов (планктон, нектон, бентос). Значение этих групп для фациального анализа и их характерные признаки, распознаваемые в ископаемом состоянии. Биономическая группировка морских фаций: литоральные, батимальные (континентального склона и его подножия), абиссальные фации океанического дна, глубоководных желобов, срединно-океанических хребтов. Краткий обзор главнейших фаций по биономическим зонам нормально-соленого моря.

Фации литорали. Общие признаки и литологические типы осадков литоральных фаций – галечники, пески, илы, известняки (оолитовые,

микрозернистые, детритовые и пр.), условия сохранности в ископаемом состоянии.

Фации внешней и внутренней зон сублиторали (неритовые, собственно шельфовые). Общие признаки и литологические типы: кварцево-глауконитовые и фосфоритоносные пески; раковинные, водорослевые, коралловые известняки. Полезные ископаемые в рифовых массивах.

Фации материковых (эпиконтинентальных) внутренних морей

Фации батиаля. Общие признаки: современные батиальные гемипелагические илы (синий, известковистый, красный, зеленый, глауконитовый) и их возможные ископаемые аналоги. Подножие континентального склона – второй глобальный уровень лавинной седиментации.

Фации абиссали (фации океанических котловин): современные глубоководные океанические илы, красные эвпелагические глины, радиоляриевые, диатомовые и илы смешанного состава зон спрединга и трансформных разломов, проблема их ископаемых аналогов. Металлоносные растворы и осадки. «Черные» и «белые» «курильщики».

Фации внутренних нормально-соленых морских бассейнов и их особенности. Бионотия осолоняющихся и опресняющихся бассейнов. Зависимость фаций от климата (гумидный, аридный) и от формы морского бассейна (котловинные, плоские). Современные и древние аналоги. Особенности осадков Черного моря.

Полезные ископаемые и фации. Проблема использования минеральных ресурсов дна океанов.

Особенности построения литолого-фациальных карт. Методологические основы построения литолого-фациальных карт, значение карт для фациального анализа, прогноза полезных ископаемых осадочного генезиса.

Фации и тектоника.

Тематический план и сетка часов дисциплины

| № п/п | Название темы | Лекции (час) | Лабор. Занятия (час) | Самост. работа (час) | Формы текущего контроля |
|-------|--|--------------|----------------------|----------------------|-------------------------|
| 1 | Учение о фациях и палеогеографии - составная часть литологии. Объект, цель, задачи дисциплины. Принципы и методы фациального и палеогеографического анализа. Связь с другими геологическими науками. | 2 | | | |

| | | | | | |
|---|---|---|---|--|-------|
| | Прикладное и теоретическое значение дисциплины в изучении осадочных толщ. | | | | |
| 2 | Понятия: литотип, литогенетический тип, фация, ландшафт, формация, их таксономические ранги, соотношения. Классификация фаций, фациальные комплексы. | 2 | 2 | | опрос |
| 3 | Континентальный фациальный комплекс. Элювиальный фациальный ряд, склоновый долинноравнинный. Основные литолого-генетические признаки. Полезные ископаемые. Фациальные и палеогеографические карты. | 2 | 2 | | опрос |
| 4 | Переходный фациальный комплекс. Породный и фациальный состав. Сопряженность с фациями континентального комплекса. Полезные ископаемые. Фациальные и палеогеографические карты. | 2 | 2 | | опрос |
| 5 | Бассейновый фациальный комплекс. Породный и фациальный облик. Сопряженность с континентальным и переходным комплексами. Полезные ископаемые. Фациальные и палеогеографические карты. Фации континентального склона, батиали и абиссали современных океанических бассейнов. Древние аналоги глубоководных фаций. | 2 | 4 | | опрос |
| 6 | Геодинамика, фациальные и | 2 | 2 | | опрос |

| | | | | | |
|--|-------------------------|--|--|--|--|
| | формационные парагенезы | | | | |
|--|-------------------------|--|--|--|--|

Вопросы

1. Фации прибрежного мелководья, слабо активной и относительно спокойной динамики.
2. Методика составления разномасштабных литолого-палеогеографических карт.
3. Соотношение понятий литотип, литогенетический тип, фация, генетический тип, ландшафт.
4. Понятие об осадочных фациальных комплексах.
5. Методы определения гидродинамики бассейнов осадко-накопления.
6. Фации склонов.
7. Сопряженность и парагенез фаций и их соотношение в осадочных фациальных комплексах.
8. Реконструкция рельефа древней суши и дна палеобассейнов.
9. Текстуры внутрислоевые, поверхности и подошвы слоя.
10. Методика составления разномасштабных литолого-фациальных карт.
11. Фации прибрежного мелководья активной и переменного-активной динамики.
12. Методы определения климата.
13. Динамический принцип фациального анализа.
14. Отличия петросостава, структурно-текстурных признаков континентальных и морских фаций генетические типы и формации.
15. Динамические типы аллювия.
16. Признаки различия русловых и пойменных, пойменных и старичных фаций.
17. Фации абиссали.
18. Формационный анализ и его составные части.
19. Фации балочного аллювия и пролювия.
20. Методологическая основа учения о фациях и палеогеографии.
22. Фации наземных дельт.
23. Соотношение понятий "фация" и "генетический тип" осадочных образований.
24. Фации приморских лесных болот, морских маршей и мангровых зарослей.
25. Предмет, задачи и содержание палеогеографии.
26. Фации болот.

27. Основные лито-генетические признаки осадочных пород как показатели условий их формирования.
28. Фации озер.
29. Палеонтологические признаки осадочных пород, используемые в фациальном анализе. Биофациальные карты.
30. Типы органогенных и минеральных отложений болот.
31. Геохимические показатели осадочных пород как индикаторы фациальных условий осадконакопления.
32. Типы органогенных построек и их значение для фациального анализа.
33. Определение понятия и основные задачи фациального анализа.
34. Фации литорали.
35. Методы определения солености вод палеобассейнов.
36. Фации наземных дельт.
37. Методы определения температур вод палеобассейнов.
38. Фации опресненных лагун.
39. Методы определения ландшафтов палеоконтинентов – областей сноса терригенного материала.
40. Фации солеродных лагун.
41. Значение стратиграфической корреляции и ритмичности в строении осадочных толщ, перерывов в осадконакоплении для фациального анализа.
42. Фации кор выветривания.
43. Литологические признаки осадочных пород как показатели условий их формирования.
44. Фации карбонатных песков и илов.
45. Геохимические признаки осадочных пород как индикаторы фациальных обстановок осадконакопления.
46. Фации речного аллювия.
47. Принцип классификации фаций.
48. Фации батиаля.

2. МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ТЕРМИНАМ «ФАЦИЯ» И «ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ»

2.1. Содержание, таксономический ранг и соотношение понятий литотип, литогенетический тип, фация, ландшафт, формация

Любой детальности проведения фациального анализа при изучении осадочных толщ предшествует детальное литологическое описание пород,

которое заключается в определении как первичных, так и вторичных генетических признаков. По этим признакам и, прежде всего, по минеральному составу и структуре выделяют литологический тип пород.

Литологический тип (литотип) породы – это тот или иной (в зависимости от детальности расчленения осадочной толщи) прежде всего структурный (гранулометрический) тип породы с комплексом первичных и вторичных генетических признаков. Литотип является весьма важным элементом при решении вопроса о генезисе осадка, но еще не может служить основой для определения целого ряда параметров среды переноса и осадконакопления, так как в нем собраны вместе признаки и осадка и породы. Для этого необходимо в литотипе выделить первичные, т.е. генетические признаки, которые напрямую указывают на условия образования, накопления и захоронения осадка. Различные сочетания одних и тех же первичных генетических признаков в разных литотипах определяют облик, тип осадка и специфику среды его образования. Эти особенности положены в основу выделения элементарной генетической единицы любого разреза, любой осадочной толщи – литогенетического типа.

Литогенетический тип – это один и несколько литологических типов пород с определенными генетическими признаками, которые отражают одни и те же условия среды образования осадка. Таким образом, литогенетический тип в ранговом отношении, являясь элементарной генетической единицей, в литологическом – это более крупная составная часть разреза осадочной толщи.

Более высокой степенью в ранговых соотношениях является термин **фация**. Она отвечает одному или нескольким сопряженным литогенетическим типам. Фация – это элементарная единица палеогеографических понятий. Количественное соотношение литогенетических типов в разных фациях определяется сопряженностью последних в смежных фациях. Понятие фация является едва ли не самым распространенным и широко применяемым геологическим термином. Но при этом в понимании содержания, ранга, границ и целого ряда других черт фации до сих пор нет единого подхода. Очень часто термин фации применяется произвольно и в него не вкладывается строго определенного содержания. Тем не менее по отношению к осадочным отложениям можно различить четыре основных варианта его истолкования.

Латинское слово *Facies* в переводе буквально означает "внешний вид", "облик". Впервые Н. Стенон в 1669 г. применил термин фация для обозначения отрезков геологического времени (эпох, периодов), т.е. в чисто возрастном стратиграфическом понимании.

Первый вариант в классическом понимании (по отношению к породным комплексам) термин фация был впервые предложен А.Грессли (1838-1841 гг.) как **"совокупность модификаций стратиграфического горизонта, обладающих отчетливыми особенностями петрографического состава и палеонтологического характера"**. Происхождение "модификаций" А. Грессли

связывал с различиями в условиях образования осадка, что и придает в конечном итоге индивидуальный облик различным частям одного и того же стратиграфического горизонта. При таком содержании термина "фация" он мог применить только генетическую группировку выделенных им фаций в отложениях юры – литоральные, полу- и пелагические и др.

Фаия в классическом первоначальном понимании, по А. Грессли, прежде всего отождествляется с конкретным реальным объемом пород. Последний выделяется в стратиграфически закреплённом подразделении (слое, горизонте, пачке и т.д.) путем непосредственного прослеживания "модификаций", изменений в составе пород, примесной составляющей и строения.

Фаия – это не абстрактное понятие, а материальный объект исследования, представленный совокупностью определенных пород. Но при всем этом ни А. Грессли, ни его последователи никогда не рассматривали фаию как категорию чисто петрографическую, или как синоним горной породы. Даже сам принцип выделения фаций противоречит такому пониманию, так как при этом используется не абсолютно все литологические и палеонтологические признаки и их изменения, а только и только генетические признаки. Именно они позволяют с той или иной степенью достоверности определить условия среды формирования породы или совокупности пород. Эти детали в подходе к выделению фации позволили А. Грессли определить фаию прежде всего как "изменение", а не как конкретный литологический тип породного комплекса. Выделение и изучение фаций в их классическом понимании не рассматривается как цель, а лишь как особый метод исследования, как прием фаиального анализа. Выделение фации - это начало исследования, далее следует восстановление условий среды, в которой формировались породы данной фации, т.е. фаиальной обстановки. На этом этапе решаются генетические стороны фаиального изучения осадочных толщ. Конечной целью выделения фаций является установление направленности и закономерности изменения условий среды формирования осадка и породы по площади и во времени. Такой этапный подход превращает фаиальный анализ из метода литологического в основной метод палеогеографии.

В целом выделение фаций при таком их понимании является средством определения изменений генетических признаков в породах слоя, горизонте, толще. В этом случае фаия является категорией генетико-палеогеографической. Она является материальным выражением изменений обстановки осадкообразования. Фаии выделяются по литологическим признакам (глинистые, карбонатные и др.) и по обстановкам осадкообразования (субаэральные, морские, литоральные, батидальные и т.д.).

Таким образом, **фаия в классическом ее понимании - это часть определенного слоя, горизонта.** Выделение фации – это методический прием. Его материальным объектом являются конкретные фаии. Целью выделения фаций является восстановление среды осадконакопления и ее изменения по площади и во времени.

Второй вариант истолкования термина фация, принятый русскими, а впоследствии советскими литологами, начиная от Н.А.Головкинского (1865 г.), А.А.Иностранцева (1889 г.), А.Д.Архангельского и далее до Н.С.Шатского, Г.И.Теодоровича, Л.Б.Рухина, В.В.Белоусова, Г.Ф.Крашенинникова соответствует классическому пониманию этого термина. **Фация – это реально существующая порода или породы, слагающие конкретную часть стратиграфического подразделения. Но при этом она всегда имеет генетическое содержание.** В зависимости от степени детальности целей и задач фациального исследования в основу выделения фаций кладутся то одни, то другие генетические признаки как определяющие. В итоге выделяются фации, отличающиеся по числу, объему и содержанию, а следовательно, изменяются границы фаций. Отсюда следует, что фацию нельзя рассматривать в качестве таксономической единицы и она не может иметь строго определенного таксономического ранга и находится в жестком иерархическом соподчинении с низшими (литотип, литогенетический тип) и высшими (генетический тип, формация) по отношению к ней таксонами. Иными словами, по объему можно выделять: микрофации, субфации, фации, макрофации, что влечет за собой не только изменение их количества и содержания, но и изменения границ их распространения. Фация является термином свободного пользования. По большому счету такой подход вряд ли оправдан по целому ряду причин. Во-первых, это приводит к субъективной оценке фациального облика той или иной осадочной толщи, а во-вторых, полностью исключается главная составная часть фациального анализа – сопряженность не только фациальных обстановок в их динамической последовательности, но и тех породных ассоциаций, которые в этом подходе считаются фациями.

Принципиально иное (**третий вариант**) толкование фации дается Н.М.Страховым, Ю.П.Жемчужниковым, В.И.Поповым, Н.В.Логвиненко, В.С.Яблоковым, Л.Н.Ботвинкиной и др. В их трактовке **фация – это совокупность физико-географических условий образования осадка, выраженных в литологических типах, тесно связанных между собой.** Здесь фация приравнивается к среде, т.е. к фациальной обстановке и понимается не как реальный объект, а как цель исследования. Задачей фациального анализа является не выделение фаций как конкретных осадков или пород, а восстановление фации на основе генетических признаков осадка, т.е. главных, указывающих на параметры среды его формирования. Таким образом, фации являются логическим итогом фациального анализа.

Несколько отличается от приведенных точек зрения понимание фации, сформированное А.А.Борисяком (1922) и в дальнейшем развитое Д.В.Наливкиным (1955) (**четвертый вариант**). Он различает **современные и ископаемые фации**, понимая под современной фацией - **участок поверхности Земли с относительно однородной физико-географической обстановкой, включающей все экзогенные процессы, и с близким составом биоценозов.** В этом понимании фация тождественна географическому

ландшафту. Только в ископаемом состоянии фация представлена определенной частью стратиграфического подразделения со свойственными ему литологическими и палеонтологическими признаками. Фация – это "не только литологическое понятие, но единовременно определенная однородная часть суши или дна моря, т.е. палеогеографическое понятие" (Наливкин, 1956). И далее "фация – это единица ландшафта. На фации подразделяются все ландшафты". Основное свойство фации как систематической единицы палеогеографии является "ее однородность". Последнее определяет содержание и таксономический ранг фации по отношению к литогенетическому типу, генетическому типу, ландшафту и формации. Очевидно, что при таком подходе задачей фациального анализа является не только восстановление обстановки накопления осадков, но и реконструкция по ископаемой фации участка поверхности суши или морского дна, т.е. ландшафта. Таким образом, в отличие от взглядов Н.М.Страхова, Ю.П.Жемчужникова (третье направление), утверждающих, что фация не может быть ископаемой, так как это обстановка, Д.В.Наливкин считает, что термин "ископаемая фация" вполне правомочен.

В целом, несмотря на различные подходы к понятию фации, ее содержанию и ранговости, фация остается категорией палеогеографической и в этом отношении фация отчетливо противостоит понятию **генетический тип**, который **является не типом осадка, а типом отложений, т.е. категория, объединяющая осадочные образования, родственные по строению и истории формирования**. Причиной образования осадочных комплексов того или иного генетического типа является определенный тип экзогенного процесса (Павлов, 1898). Различная роль разных экзогенных процессов в разрушении, переносе, осаждении осадочного материала и в конечном итоге в формировании рельефа поверхности Земли приводит к образованию различных генетических типов отложений (аллювий, делювий и т.д.). Генетический тип нельзя рассматривать как категорию литогенетическую. В состав любого генетического типа входят литотипы, различающиеся по структуре, текстуре, составу и естественно по динамике накопления осадка (русловой, старичный, пойменный, аллювий).

Любой генетический тип неоднороден и по литогенетическим типам. Даже русловой аллювий, взятый отдельно как составная часть руслового аллювия, содержит большое количество литогенетических типов (стречневой, плессовый, прирусловой вала, прирусловой отмели и т.д.), отличающихся динамикой руслового потока в разных ее частях. Но несмотря на то, что генетический тип разнороден по динамике накопления слагающих его литотипов, его нельзя рассматривать как категорию динамико-геологическую. Необходимо отметить, что различные литогенетические типы, слагающие любой генетический тип, всегда представляют упорядоченные парагенезы по законам чередования, смены, замещения и соподчиненности, чем и обусловлено характерное для каждого генетического типа строение его разреза. Различные генетические типы выделяются не столько по динамике и природе

экзогенных процессов, сколько по роли в преобразовании облика поверхности Земли, т.е. по историко-геологическому результату. Следовательно, генетический тип – это категория историко-геологическая.

Таким образом, в разные генетические типы объединяются отложения или комплексы осадочных образований (кора выветривания), играющие качественно различную роль в строении и истории формирования осадочного покрова. Они генетически связаны с последовательно протекающими процессами выветривания, денудации и осадконакопления. Выделение любого генетического типа в каждом конкретном разрезе осадочной толщи основано на выделении частных особенностей проявления вышеназванных процессов с учетом их историко-геологической роли в формировании конкретного генетического типа. Из предшествующего изложения довольно отчетливо видно различие между понятием литотип, литогенетический тип, фация, генетический тип. Наиболее оно принципиально между последними понятиями. Фацию и генетический тип нельзя рассматривать в качестве соподчиненных таксономических единиц в единой генетической классификации осадочных породных комплексов. Генетический тип нельзя рассматривать как "комплекс генетически связанных фаций, возникших в одной ландшафтной обстановке и под влиянием одного ведущего процесса" (Крашенинников, 1962). Во-первых, даже один и тот же генетический тип (например, аллювий) формируется в совершенно разных ландшафтах (аллювий равнин и горный аллювий). Во-вторых, любая фация отвечает определенному ландшафту или его части и группировать их по физико-географической обстановке вполне закономерно. Но эти группы фаций не будут соответствовать генетическим типам, так как принцип выделения тех и других совершенно различен. Генетический тип всегда соответствует какой-то одной строго определенной динамической форме переноса и аккумуляции, что позволяет более жестко определить его граничные объемы и ранговую соподчиненность.

Соотношения терминов фация, генетический тип и ландшафт довольно подробно рассмотрены при характеристике этих понятий. Учитывая, что термин **ландшафт** большинством исследователей литолого-фациального и палеогеографического направления понимается однозначно **как участок суши, морского дна с определенным типом экзогенеза (климат, форма рельефа, площадь, биогеоценоз, направленность и интенсивность миграции, концентрации или рассеяния химических элементов)**, можно с достаточной степенью детальности установить соотношения ландшафта и фации как в границах распространения, так и в объеме последней. При этом фация считается единицей ландшафта.

Соотношение фации, генетического типа отложений, ландшафта с формацией довольно не простое. Одно признание формации как парагенеза пород, фациальных комплексов или соподчиненных генетических типов отложений не исключает различных подходов к пониманию этих соотношений. Это связано, прежде всего, с различным пониманием термина формация как в

теоретическом, так и в прикладном плане. На данный момент существуют **два основных подхода к выделению и содержанию формации**, отличающихся друг от друга – концепция Н.С.Шатского и Н.М.Страхова.

Первая концепция рассматривает их выделение эмпирически, на основании прямых полевых наблюдений, результатом которых является выделение парагенезов пород. Последние с незначительными изменениями закономерно повторяются в толщах разного возраста, которые образовались в сходной структурно-тектонической обстановке. При этом под **парагенезом** понимается **сочетание любых совместно залегающих пород, образовавшихся рядом друг с другом, но не обязательно связанных близким или одинаковым происхождением**. Каждая формация имеет границы как по площади своего развития, так и по вертикали, что позволяет оконтурить ее методами геологической съемки. Формация в понимании Н.С.Шатского непосредственно связана с определенным этапом развития какой-либо тектонической структуры. В то же время одни формации сменяются другими при переходе от одной структуры к другой. Это позволяет выделить эмпирически устанавливаемые латеральные и вертикальные формационные ряды. Эти ряды отражают в осадочных толщах отдельные этапы в развитии той или иной тектонической структуры. Эмпирическое выделение формаций в данном подходе представляется как метод формационного анализа в изучении формаций как парагенезов пород и требует применения фациального анализа уже на первых стадиях формационного анализа. Так как литолого-генетический и, следовательно, фациальный облик любой формации в первую очередь во многом зависит от климата, то формационный анализ в понимании Н.С.Шатского и его последователей в сочетании с тектоникой позволяет выяснить роль тектонических и климатических факторов в характере литогенеза в разной тектонической обстановке. Но при всем этом, как указывалось, **формация в понимании Н.С.Шатского является категорией историко-тектонической**. Такой подход предусматривает выделение парагенезов пород, по которым выделяется формация, а затем в общих чертах восстанавливается условие их образования. Поэтому эмпирически выделяемые формации, по большому счету, являются не формациями, а толщами, которые можно вычленивать в разрезах. **В целом первая концепция является тектонической, позволяет проанализировать историю развития конкретной тектонической структуры при явной недооценке значения генетического и фациального метода как негативного при выделении формации.**

Второй подход (Н.М.Страхов и др.) к выделению формации является, в основном, **седиментологическим**. Исходным моментом выделения формации является **установление и выделение парагенеза не пород, а парагенеза литогенетических типов пород, формаций и генетических типов отложений**. Во всех случаях, обусловленных климатом и тектоникой, надо начинать с генетической стороны осадочной толщи и далее посредством

синтеза идти уже к выделению формации. При таком подходе формация не является объектом, а представляется как цель и результат генетического исследования. Формационный анализ является здесь продолжением фациального анализа, его высшей ступенью в виде линии естественных комплексов пород. Формация при этом рассматривается как парагенетический комплекс пород, возникших в определенных ландшафтах, т.е. в одинаковых или близких условиях климата, рельефа, тектоники и физико-географической среды (суша, море, переходные область). Тектонический фактор здесь стоит на втором месте, а на первое место выступает фактор климатический, т.е. принадлежность формации к определенной климатической зоне седиментации (к одному из 4 типов литогенеза, выделяемых Н.М. Страховым). Несмотря на то, что формация при втором подходе имеет большие породные объемы и большую литологическую неоднородность, фациальные зоны любой формации образуют единый седиментационный ряд, отражающий стадии литогенеза, концентрации и рассеяния минерального вещества от области сноса к области аккумуляции. В единую формацию объединяются осадочные толщи, накопление которых происходило в течение времени, пока осадочный процесс сохранял неизменным свой тип, а тектонические движения имели общий сходный режим.

При всех отмеченных отличиях к определению сущности термина формация противопоставление эмпирического и фациально-генетического подхода к выделению формаций не носит принципиального характера. Парагенетические комплексы пород являются одновременно и историко-тектоническими сообществами (категориями). Поэтому и тектоническое и седиментологическое направление не могут претендовать на главенствующую роль в формационном анализе осадочных толщ. Они должны быть составной частью учения о геологических формациях.

Что же касается соотношения понятий формация и фация, то здесь формации резко отличны от фаций в собственном смысле слова. Прежде всего формация в своем объеме не соответствует стратиграфическим подразделениям; стратиграфические границы, как правило, скользят в объеме формации. Фации же выделяют в рамках жестко закрепленных и более дробных стратиграфических подразделений. Кроме того, любая формация сложена генетически различным породным комплексом; фация более однозначна генетически. В целом формацию можно рассматривать как парагенетический комплекс фаций в каждой своей части, т.е. оно не является генетически однородной группой фаций. Это исключает толкование формации как генетически единой группы фаций.

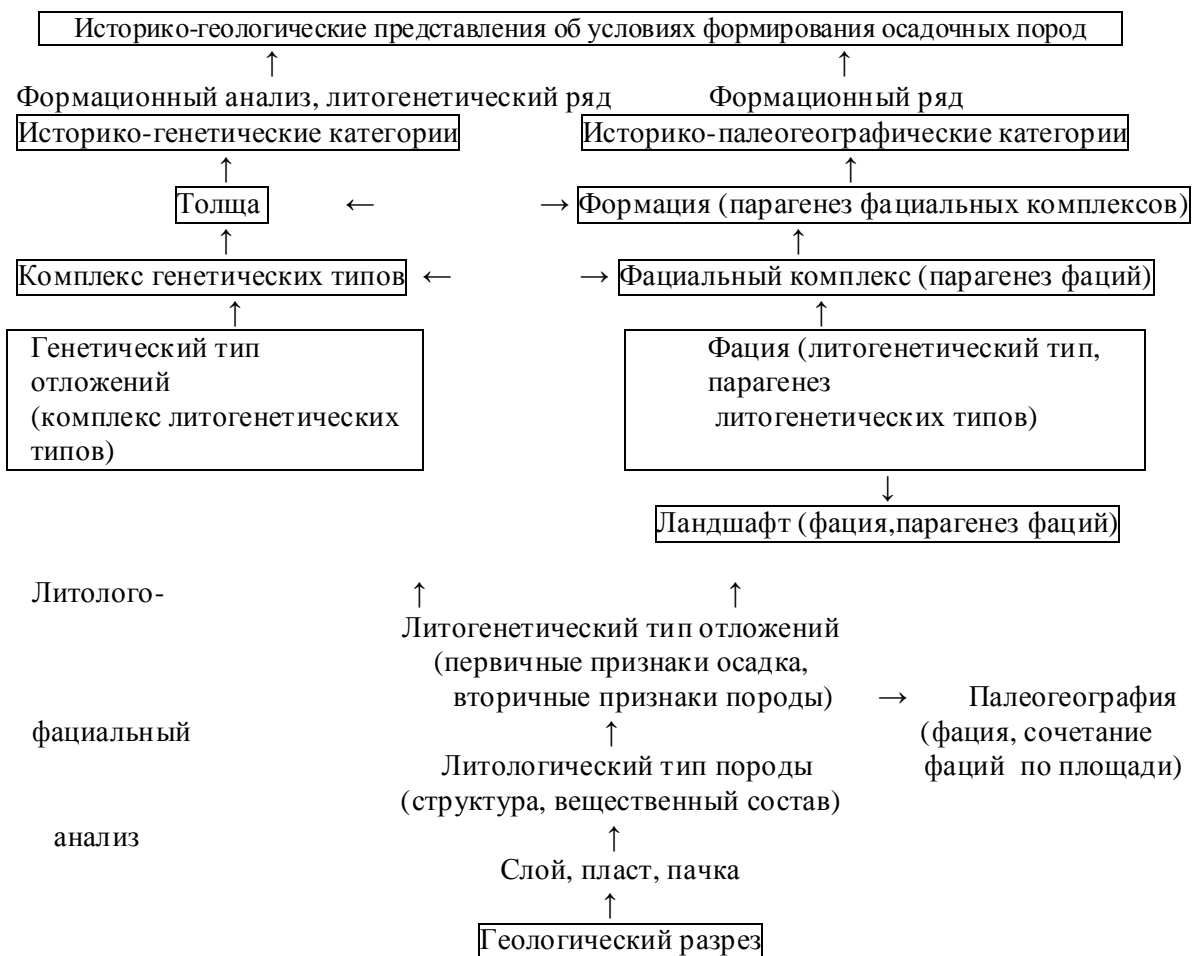
Что же касается соотношений формация – генетический тип отложений, то прежде всего надо подчеркнуть, что одни и те же генетические типы могут входить в различные формации. В то же время в одной из родственных формаций может присутствовать, а в другой отсутствовать какой-либо генетический тип.

Тем не менее для формаций определенных геоморфологических (географических) и климатических областей земной поверхности всегда характерен свой набор генетических типов. Поэтому с полным основанием можно рассматривать любую формацию как определенный парагенез генетических типов отложений.

Поскольку и **фация**, и **генетический тип** отложения **категории палеогеографические**, то те и другие представляют собой в заключительной стадии и фациального и формационного анализа характеристику **ландшафтной обстановки**.

Ниже приводится схема изучения осадочных толщ на основе фациального и формационного анализов (по П.П.Тимофееву с упрощениями, 1970).

Схема литолого-фациального и формационного изучения осадочных отложений
(по П.П.Тимофееву, 1970)



2.2. Общие и частные составные части фациального анализа

При всех подходах к содержанию понятия фации, будь то порода или среда при фациальном анализе осадочной толщи всегда отчетливо наблюдается двойное соотношение между породами, являющимися вещественным выражением фации и самой фацией. С одной стороны, любая фация как единица физико-географической среды (ландшафта) представляет собой закономерный породный парагенез, образованный в единой фациальной среде. Такой парагенез всегда будет монофациальным, так как по способу своего образования он привязан к характерной обстановке (ландшафту), существующей в определенном структурном элементе, климате, тектоническом режиме в определенный временной интервал. Например, аллювиальный комплекс характерен для наземных аллювиальных равнин, породный комплекс приморских озер и болот типичен для приморских низменных равнин и т.д. С другой стороны, любой многопородный комплекс отложений является парагенезом литогенетических типов, объединенных в фацию или фации, и характеризует детали единой физико-географической среды (рельеф, динамика, рН, Eh, t° и т.д.). В этом смысле эти комплексы уже представляют палеофациальные образования. Так, в аллювиальном комплексе выделяются фации стрежня, плессов, кос, прирусловых валов и т.д.; в отложениях приморских озер и болот присутствуют фации проточных, застойных, подтапливаемых, краевых водоемов.

Таким образом, оставаясь монофациальным по отношению к ландшафту своего образования и существования, многопородные комплексы одновременно являются и полифациальными по отношению к парагенезу литогенетических типов, объединенных в фации. Такой двойственный подход к фациальному содержанию породных комплексов позволяет более целенаправленно рассматривать строение, состав, фациальный облик и прикладное значение последних.

2.2.1. Динамический принцип фациального анализа

Динамический принцип в фациальном анализе позволяет рассматривать фации в процессе их возникновения, развития и исчезновения, исходя из типа, способа, направленности, интенсивности и временного интервала движения минерального вещества, запечатленных в генетических признаках осадка. Он является и классификационным принципом; выделение моно- и стадийно- полидинамических фаций с использованием почти всех прочих принципов классификаций фации, начиная от чисто петрографических и кончая ландшафтными. Комплексный характер

динамического принципа позволяет не только выделить, но и уточнить как литогенетические типы и их фациальный парагенез, так и объединить их в неразрывное целое. Главное, динамический принцип позволяет проследить сопряженность фаций по площади их развития, от фаций (обстановок) мобилизации минерального вещества через все фации различных типов и способов переноса вещества, до конечных фаций обстановок осадконакопления. Таким образом, фациальное содержание многопородного комплекса можно разделить на отдельные фациальные единицы, самостоятельные в динамическом отношении, но жестко связанные или единым, или закономерно сменяющимся типом и способом перемещения минерального вещества. Такой подход позволяет гранично обособить друг от друга фации и ландшафты каждой динамической зоны, одновременно прослеживая их смену по площади. Естественно, что в разрезах древних осадочных толщ редко наблюдается полный набор и смена фациально-динамических зон. Этот пробел дополняет фациальный синтез, являющийся главной составной частью палеогеографического анализа. При этом необходимо различать динамическое расчленение ландшафтных единиц (основные парагенетические породные комплексы): субаэральные, супераквальные, субаквальные, а также динамику среды переноса и отложения вещества.

Взаимная увязка и ограничение частного и общего фациального анализов позволяют выделить в осадочной толще фациальный комплекс как среду (ландшафт), а внутри его парагенез фаций и проследить соотношение петрогенетического (петрографического) и фациального подхода к изучению последнего. Действительно, выделение любой фации основано на установлении фациальных условий, выраженных в первичных генетических признаках пород: петрографических, минералогических, динамических, геохимических, биологических, морфологических и т.д. Эти признаки определяют петрогенетический облик фациального комплекса в целом и его составных частей (литогенетические типы пород и фаций).

В зависимости от целей и задач фациального анализа петрогенетическая сторона в его содержании может иметь разную и масштабность, и значимость при сохранении главенствующей роли фациального подхода. Поэтому в одном случае можно представлять условную картину фациальной среды (ландшафта) формирования осадочной толщи или ее какой-то части, что позволяет отделить ее от петрографически сходной, но другой сопряженной обстановки и разделить эту толщу на отдельные фациальные единицы. Например, выделение в разрезе осадочной толщи континентального терригенного, переходного терригенно-карбонатного, морского карбонатного фациальных комплексов и их последовательное чередование в разрезе может решить задачу смены тектонического режима во времени накопления этой толщи в региональном плане. Выделение фаций в каждом из перечисленных комплексов позволяет решать менее масштабные задачи, которые могут иметь и теоретическое, и

прикладное значение (установление деталей рельефа, источников сноса, климата, фациальной характеристики полезных ископаемых и их значимости).

2.2.2. Фациальные признаки и основные принципы классификации фаций

При выделении фаций и их классификации, прежде всего, устанавливается соотношение между типом среды осадко- и породообразования, ее физико – химическими условиями и проявлениями последних в породах. Эти проявления закреплены в так называемых фациальных признаках, которые можно разделить на генетические и вещественные. К первым относятся: тип среды осадконакопления (субаэральная, супераквальная, субаквальная), ее динамика, химические параметры, характер органической жизни и растительности, температурные показатели и т.д.). Вещественными фациальными признаками являются петрографический, минералогический, химический, изотопный состав минерального вещества (тип осадка или породы, структурно-текстурный облик, морфология контактов и формы залегания породы, видовой состав организмов и растений, характер их захоронения и сохранности и т.д.). Изучение вещественных фациальных признаков, закрепленных в литогенетических типах пород, является способом установления фациальных условий среды. Это начальная стадия фациального анализа – частный фациальный анализ. Определение фациальных условий и их сопряженность во времени и в пространстве является средством для установления типа фации, комплекса фаций в узком понимании и отвечает задачам общего фациального анализа, оно также имеет и палеогеографическое содержание. При таком фациальном анализе современных осадков устанавливаются "живые" генетические признаки, т.е. в современной среде осадконакопления (ландшафте) можно увидеть и ее границы, и тип динамики и т.д. При фациальном анализе пород древних разрезов их фациальная природа определяется, в первую очередь, через вещественные фациальные признаки. И при первом, и при втором подходе к фациальной характеристике как пород, так и их парагенезов в первую очередь устанавливаются те генетические признаки и фациальные условия, которые независимо от целей и задач изучения осадочных толщ являются ведущими. Они и должны быть положены в основу классификаций фаций. В связи с этим при выделении и классификации фаций главной проблемой является решение двух задач: к какой фациальной единице относится породный комплекс (общий фациальный анализ) и какие сопряженные парагенезы фаций слагают его. Такой комплексный подход к выявлению фациальной природы породных комплексов позволяет выделить "рабочие" принципы классификации фаций, среди которых наиболее применяемыми являются: литолого-генетический, минералого-геохимический, ландшафтный и динамический.

2.2.3. *Осадочные фациальные комплексы*

Общепринятое понятие фации как генетико-палеогеографической категории позволяет на заключительной стадии фациального анализа объединять сопряженные парагенезы фаций в крупные единицы – **фациальные комплексы**. При выделении этих комплексов учитываются вещественный, ландшафтный и динамический принципы, используемые при классификации фаций. Как правило, к таким комплексам относятся крупные единицы среды осадконакопления, связанные с определенным типом климата - фациальные комплексы равнинных, горных и переходных областей континентальных и бассейновых обстановок. По своему породному объему и генетическому содержанию фациальные комплексы могут соответствовать осадочным формациям в определении Н.С.Шатского или определенной формации в трактовке Н.М.Страхова. Смена фациальных комплексов характеризует закономерности изменения условий осадконакопления в границах распространения и во времени существования последних.

При фациальном расчленении осадочных толщ в первую очередь выделяют один из преобладающих (тектонический, климатический или гидрографический) факторов, влияющих на формирование фациального комплекса. По этому принципу выделяют (Попов, 1963) так называемые, простые фациальные комплексы – орографические, гидрографические, климатические. Например, выделяются фациальные комплексы континентальные и бассейновые, равнин и горных областей и т. д. с их последующей детализацией. Однако любой фациальный комплекс обязан своим формированием совместному воздействию вышеперечисленных факторов. Например: фациальный комплекс сероцветной терригенной кварц–каолинитовой формации образуется в пределах платформенных континентальных равнин в условиях теплого гумидного климата, а фациальный комплекс красноцветной молласовой формации образуется в пределах континентальных (наземных) равнин в условиях переменного-сухого жаркого климата. Такие же соотношения характерны для фациальных комплексов горных и переходных областей, а также подводных аккумулятивных равнин. Влияние каждого из перечисленных факторов на формирование фациального комплекса отчетливо проявляются в наборе признаков, выраженных в породном составе комплекса, площади распространения, мощности, строении разреза, наборе фаций и их латеральной и вертикальной сопряженности и т.д. Например, сопоставление фациальных комплексов **равнинных и горных областей** отчетливо проявляет их различия по целому ряду признаков: 1) в равнинных областях в отличие от горных областей мощности осадков в целом сокращены, но фациальный спектр более широкий, границы породных ассоциаций и самих фаций часто мигрируют, отражая смещение областей сноса и условий аккумуляции осадков; 2) несмотря на небольшую мощность слоев и пачек пород они в равнинных областях довольно часто выдержаны по площади

в отличие от пластов и пачек в переходных и горных областях, где они испытывают быстрые изменения по мощности и латеральные фациальные замещения; 3) отчетливо проявляются отличия по составу и степени дифференциации осадков.

В строении разреза осадочных толщ горных и переходных областей отчетливо проявляются выдержанные крупные ритмы, что обусловлено расчлененным рельефом и большим количеством перерывов и несогласий, наличием так называемых «прерывных» формаций (формации склонов, предгорий и т.д.). Целым рядом признаков отличаются континентальный (наземный) и бассейновый фациальные комплексы. Для первого характерны **субаэральные** (развиты в пределах водоразделов, их склонов и отдельных приподнятых участков равнин) и **супераквальный** фациальные комплексы или подкомплексы (характерны для участков суши временно покрытых водой - русла рек, болота, временные озерные водоемы и т.д.).

Бассейновый фациальный комплекс (подводный, субаквальный) включает осадки (породы), возникающие за счет взаимодействия твердой и растворенной минеральной фазы с водой. В зависимости от происхождения водных бассейнов бассейновый фациальный комплекс подразделяется на внутриконтинентальный, лагунный и морской. Дальнейшее разделение бассейновых комплексов проводится по динамике водной массы, типу побережья, глубинам, солевому режиму вод и т.д.

Распределение гидрографических и фациальных комплексов, их зональность напрямую связаны с площадным распространением фациальных комплексов, контролируемых тектоникой, опосредованно выраженной через рельеф (орографические комплексы). В региональном плане по отнесению к крупным морфоструктурам поверхности Земли континентальные (наземные) и бассейновые фациальные комплексы подразделяются на: **внутриконтинентальные** - фациальные комплексы поднятий, равнин, крупных озер и морей; **окраинно-материковые** - фациальные комплексы прибрежных (приморских) равнин, окраинных морей и шельфов до областей развития обстановок континентального склона, островных дуг и глубоководных желобов; **внутриокеанические** - фациальные комплексы океанических островов и подводных поднятий; **абиссальных равнин**. Как и в случае противопоставления фациальных комплексов равнинных и горных областей, вышеназванные фациальные комплексы также имеют целый ряд отличительных признаков, позволяющих вычленить их в осадочных толщах.

В целом континентальные фациальные комплексы менее сложные по петрографической и морфологической характеристике, что обусловлено меньшим количеством литологических типов пород, участвующих в их строении. Литологически континентальные комплексы представлены преимущественно терригенными образованиями, часто невыдержанными по большинству показателей. Взаимоотношение фаций внутри этих комплексов часто характеризуется фациальными выклиниваниями, частыми латеральными

замещениями, что связано с невыдержанностью их распространения по площади. Различен и набор геохимических фаций.

Наглядным отличительным фациальным признаком является распространение определенных цветов аэроморфных и гидроморфных окрасок. Так аэроморфная окраска в континентальных отложениях представлена ярко красным или светло-красно-буроватым цветом, реже буро-красным, кирпично-красным, охристо-красным цветом. Реже встречаются лиловые, малиновые, вишневые цвета, обусловленные диагенетическими процессами. Аэроморфные окраски в бассейновых комплексах представлены лиловыми, светло-малиновыми, шоколадными цветами и оттенками. Характерно, что большое разнообразие оттенков в окраске наблюдается в породах бассейновых комплексов. Гидроморфная окраска представлена зеленоватыми, голубоватыми, серыми цветами и характерна для бассейновых и континентальных застойных обстановок. Наибольшей пятнистостью в окраске (различные оттенки зеленовато-палевых, табачных, тусклых коричневых цветов) обладают породы переходных обстановок.

Все перечисленные цвета окрасок очень быстро бледнеют и становятся серыми, темно-серыми до черных по мере увеличения содержания органики в осадках. Многочисленные наблюдения подтверждают, что большая часть отложений континентальных фаций имеют красноцветную окраску и приблизительно одна треть гидроморфную. Красноцветные отложения бассейновых фаций встречаются в виде подчиненных слоев, почек. В переходных обстановках (фации лагун, авандельт, лиманов, заливов) наблюдаются полосчатые, пятнисто-полосчатые, и полосчато-линзовидные пестроцветные окраски. Характерным примером фациальной зависимости окрасок являются цвета в континентальных, переходных и морских отложениях верхнего девона и нижнего карбона Воронежской антеклизы. Здесь отчетливо выделяются различные цвета их распределения первичных окрасок, но и наблюдаются диагенетическая прокраска пород. Помимо прямой зависимости окрасок осадков от коллоидных минеральных компонентов, ряда химических элементов Fe, Mn, Cr и др, она определяется и значениями Eh среды. Цветовой фон окрашивания во многом зависит и от климата. Аэроморфные красноцветы характерны для сухого, субтропического, тропического климатов, а гидроморфные умеренно-холодным и холодным, за исключением застойных вод во всех остальных типах последних.

Из всех генетических признаков в породах континентальных (наземных) и бассейновых фациальных комплексов наиболее отчетливо проявляются структурно-текстурные особенности. Но при этом довольно затруднительно выделить набор структур и текстур типичных для того и другого комплекса. В целом можно считать, что для отложений наземных фаций характерна односторонне наклонная косая слоистость, для бассейновых фаций – перекрестная разносторонне наклонная до перистой. При этом масштаб и серий, и самих слоев в сериях может быть одинаковым. В частности, для

пород наземного комплекса характерны неслоистые текстуры, как в грубообломочных, так и в алевролитовых разностях. Тонкослоистые структуры более широко развиты в породах бассейнового комплекса. Текстуры поверхности слоя типа «узорчатых», «кучерявчиков» (отпечатков корней растений, нор), знаки ряби потокового (стрежневые и плессовые фации) и «барханчикового» типов (фации прирусловых отмелей и пойм) характерны для наземных комплексов. Расстояния между гребнями составляют от 6 - 7 см до 15 см. В песчано-алевритовых отложениях бассейновых фаций наблюдаются симметричные волноприбойные знаки ряби, имеющие расстояния между гребнями 5-6 см, реже 9-10 см, а также ромбоидальные косоналоженные и одиночные линейные. Многоугольники усыхания, отпечатки капель дождя, града, следы животных встречаются в породах пересыхающих водоемов суши, мелких лагун и периодически осушающейся литоральной приливно-отливной зоны морских бассейнов. Структуры пород того и другого фациального комплексов, особенно для песчано-алевро-пелитовых разностей, очень похожи и их разделение проводится в сочетании с другими генетическими признаками. Более подробно структурно-текстурные признаки и их фациальная принадлежность рассмотрены в большом количестве работ литолого-фациального плана: Ю.А. Жемчужникова (1947, 1960), Л.Н. Ботвинкиной (1962), Л.Б. Рухина (1969), П.П. Тимофеева (1970), Г.Ф. Крашенинникова (1972), В.Т. Фролова (1992) и др.

Выделение фациальных комплексов в зависимости от типов климата основано на широтной климатической зональности последнего, которая существует в современных условиях и установлена при палеоклиматических реконструкциях прошлых эпох. Имеющиеся при этом данные по различным разделам литологии и сопредельных наук не в состоянии дать детальное подразделение палеоклиматов, а следовательно, и характерных для них породных комплексов и ландшафтов, как это сделано для современных физико-географических условий, где выделяются до 15 градаций климата, не считая разновидностей вертикальной зональности. В настоящее время палеоклиматические построения учитывают три основных типа климата: гумидный, аридный, нивальный (Страхов, 1960). Каждый из этих климатов находит свое отражение в соответствующих по строению, составу, генетическому содержанию, мощности и т.д. фациальных комплексах. Однотипные фациальные комплексы объединяются в крупные парагенезы под названием формаций. Фациальные комплексы гумидного, аридного, нивального климата (литогенеза) отличаются целым рядом признаков, начиная от окраски пород и кончая парагенезом сопряженных фаций. Так, гумидные фациальные комплексы сложены отчетливо специализированными и дифференцированными по составу, структуре и аксессуариям породами. По вещественному составу эти породы преимущественно олигомиктовые, часто мономинеральные, с главным минералом – кварцем, характеризующиеся в основном песчано-алевро-пелитовыми структурами, а также железорудные,

марганцевые, бокситовые породы. Здесь же накапливаются параллические и лимнические отложения, представленные преимущественно органическими образованиями и битуминозными сланцами. Очень широко развиты различные типы известняков, от органогенных рифообразующих детритовых до пелитоморфных (микритовых). Повышенное содержание органики придает породам от темно-серой до черной окраску, сочетающуюся с гидроморфными цветами окраски, характерными для осадков болот, лагун и глубоких участков морских водоемов. Значительная часть пород гумидных комплексов имеет пеструю окраску, в сочетании красных, буровато-красных, светло-серых, зеленовато-серых цветов. Характерной особенностью наземных комплексов является наличие зрелых кор выветривания и их коррелятов.

Аридные фациальные комплексы сложены красноцветными до темных темноцветов несортированными смешанными «мусорными» обломочными породами полимиктового состава с многоэлементным набором примесей, включая медь, свинец, уран, ванадий, кобальт, цинк и др. Глинистая составляющая аридного комплекса представлена смектит-пальгорскит-сепиолитовой группой минералов. Широко развиты соли, гипсы, доломиты.

Фациальный комплекс нивального климата характеризуется преобладанием слабо дифференцированных по размеру обломков, почти невыветрелых пород серого, грязно-серого цвета. Подробная породная и фациальная характеристика всех трех климатических фациальных комплексов дается, в частности, в публикациях Н.М.Страхова (1960), Е.В.Шанцера (1966), Л.Б.Рухина (1959, 1960).

Из сказанного следует, что довольно отчетливо выделяются континентальные (наземные), бассейновые и переходные фациальные комплексы. Каждый из названных фациальных комплексов занимает свое определенное и закономерное положение в общей схеме образования осадков. Это положение определяется рядом таких особенностей, как стадийное положение комплекса в общей динамике осадкообразования, отчетливо выраженным ведущим процессом транспортировки минерального вещества, характером рельефа и климата ландшафта в целом и в деталях, породным обликом и объемом комплекса, его фациальным содержанием. Различным фациальным комплексам присущи и различные вышеназванные особенности. Примером могут служить соподчиненные, но отличные по целому ряду признаков, отложения склоновой и аллювиальной подводнодельтовой (авандельтовой) и волноприбойной обстановок осадконакопления. При этом каждый фациальный комплекс соответствует по всем признакам одной из закономерно сменяющихся стадий осадконакопления, от стадии гравитационного (фации и ландшафты склонов) до стадии потокового волнового базисного (фации и ландшафты аллювия наземных, прибрежных, подводных аккумулятивных равнин) перемещения материала. Особенности облика и строения каждого фациального комплекса позволят выявить отдельные стадии породного и генетического плана в строении комплекса и

разграничить друг от друга последние. Последовательно сменяющиеся стадии дифференциации минерального вещества в общем направленном процессе осадконакопления и соответствующие им фации с различной генетической выраженностью и полнотой представлены в соответствующих фациальных комплексах. Это связано не только с тем, что более поздние стадии (базисные) и характерные для них фации (болот, озер, лиманов, отдельные фации наземных дельт и аванделът) не успевают развиться из-за отсутствия для них места, но и с последующими, наложенными размывами. Кроме этого закономерная зональность распределения фаций в комплексе довольно часто нарушается неравномерным скоплением органогенно-хемогенных осадков. Последовательное смещение по площади и наложение друг на друга различных фациальных комплексов определяет и горизонтальную фациальную, и вертикальную ритмичную зональность, в результате в разрезах фациально расчлененных осадочных толщ наблюдается разномасштабная серийная ритмичность. Последняя в зависимости от четкости и масштаба проявления, может соответствовать слою, пласту, пачке, свите, толще.

Полифациальность полидинамичность континентальных, бассейновых и переходных комплексов, особенности их строения и размещения позволяют выделить среди первых водораздельно-элювиальный (коры выветривания), склоновый, долинновидный (пролювиальный), равнинно-долинный (наземный аллювиальный и аллювиально-дельтовый), эолово-равнинный комплексы. Среди бассейновых (подводных) фациальных комплексов различают прибрежные и удаленные. К первым относятся: волноприбойные, (в современных бассейнах на площади супра- и литорали), рифогенные и мелководные (на площади сублиторали, собственно шельфа). Ко вторым относятся фациальные комплексы постоянных и прерывно-временных донных течений, мутьевых потоков, контурных течений подножия континентального склона центральных участков дна бассейнов. В современных бассейновых осадках выделяют, кроме того, фациальные комплексы глубоководных желобов, дна котловин, срединно-океанических хребтов, в том числе и с подводным выветриванием (гальмиролизом). Что же касается переходных фациальных комплексов, то при их выделении существует ряд условий для отнесения граничного континентального или бассейнового комплекса к этому ряду. В целом можно отнести к переходным комплексам авандельтовый, лагунный приморских озер и болот, заливно-лиманый, маршей, мангров, ваттов, эстуариев, кос, баров, пересыпей.

Возникающие затруднения при отнесении некоторых комплексов к переходному типу чаще всего объясняется их невыдержанностью распространения, трудностью их фациальной определенности, плохой сохранностью в древних разрезах и часто неотчетливой обрывочной сопряженностью с континентальными и бассейновыми комплексами. Наиболее характерные и типичные признаки приведенных фациальных комплексов, от

породного состава до фациального набора приведены в разделе 4 данного пособия.

2.3. Соотношение нормальных и катастрофических процессов при осадконакоплении

Фациальная последовательность состоит из ряда фаций, закономерно сменяющих друг друга. Последовательность может быть ограничена сверху и снизу резкими или эрозионными контактами либо перерывами в осадконакоплении, выраженными в виде корненосного слоя, горизонта цементации или за счет процессов раннего диагенеза. Последовательность фаций может встречаться в разрезе единично или циклично повторяться.

Перерыв последовательности, выраженный эрозионным контактом, может означать выпадение любого числа обстановок, продукты которых были впоследствии размыты. Не столько эрозионные контакты в разрезе указывают на смену фаций, сколько миграция обстановок. Если же контакты резкие, то даже при отсутствии доказательств эрозии соседние по вертикали фации могли образоваться в обстановках, далеко отстоящих друг от друга в пространстве.

Различают три главных типа контактов – постепенный, резкий и эрозионный, хотя иногда можно отдельно выделять быстрые постепенные контакты, при которых переход от одной фации к другой осуществляется на протяжении нескольких сантиметров. Некоторые контакты нарушаются интенсивным воздействием роющих организмов, следами ползания червей и другими процессами, конседиментационными деформациями или диагенезом нижележащих осадков, так что осадки смежных фаций смешиваются или даже меняются местами.

Идея повторяемости фаций во времени или концепция цикличной седиментации оказалась одной из самых плодотворных в осадочной геологии. Она позволила геологам установить порядок в видимом хаосе и описать в сжатом виде мощные толщи сложно переслаивающихся осадочных пород. Геологи смогли сравнивать между собой циклы, циклотемы, или ритмы (термины применяются здесь как синонимы), наблюдаемые в разных районах. Причины цикличности различны, обусловлены различными геологическими процессами, в том числе – повторным опусканием дна бассейна, подъемами источников сноса, изменениями климата, колебаниями уровня моря, ритмичностью поставки осадочного материала.

До появления современной седиментологии геологи приписывали образование большинства осадочных формаций и последовательностей напластования катастрофическим событиям вроде наводнений, землетрясений и тектонических подвижек. Происхождение циклотем в карбоне объяснялось обычно, по крайней мере в Европе, действием перемежающихся тектонических движений. Переслаивание песчаников и аргиллитов во флишевых толщах интерпретировалось большинством исследователей как результат

многократной смены глубоководных (аргиллиты) и мелководных (песчаники) условий осадконакопления, вызванной крупными колебательными тектоническими движениями.

Усиленное изучение современных процессов за последние годы привело седиментологов к убеждению о преобладании нормальных процессов седиментации. Большинство осадочных фаций и последовательностей слоев стали относить к сравнительно медленно действующим явлениям, которые можно наблюдать и в настоящее время.

В настоящее время признается важность как нормальной, так и катастрофической седиментации, возникла необходимость различать их. Это не всегда легко, поскольку в разрезах виден результат, а не сам процесс. Можно наблюдать соотношение объемов отложений нормальной и катастрофической седиментации, а не длительность процессов или частоту событий. Соотношение же объемов зависит от скорости прогибания, эродирующей способности нормальных и катастрофических процессов, а также от относительных скоростей осадконакопления. Например, в проксимальных зонах аллювиальных или подводных конусов выноса (фенов) каждое, пусть даже редкое катастрофическое событие, приводит к накоплению мощного осадочного тела, тогда как процессы нормальной седиментации протекают очень медленно и их отложения позже оказываются, как правило, смытыми. В результате получается, что отложения катастрофической седиментации составляют основную часть разреза и катастрофические процессы кажутся преобладающими.

Чтобы разрешить эти трудности, нужно рассматривать типы процессов отдельно от типов отложений, возникающих в результате их действия. Нормальная седиментация более продолжительна во времени. Собственно осадконакопление обычно медленное. Оно может быть нулевым и даже отрицательным, если эрозия превалирует над осаджением. К нормальным относятся процессы пелагической седиментации за счет роста организмов, процессы диагенеза, деятельность приливных и речных потоков. Скорости осадконакопления при некоторых из этих процессов очень небольшие; при других они высоки, но из-за того, что размывается почти столько же, сколько откладывается, суммарные скорости аккумуляции все равно низки. Таким образом, в одних случаях нормальные процессы отлагают значительную часть всей массы осадка, в других – их деятельность почти нулевая.

Катастрофические процессы седиментации происходят почти мгновенно. Нередко в них заключена энергия, на несколько порядков превышающая энергию, которая управляет нормальными процессами. Они могут отлагать небольшую долю от всей массы породы и образовать лишь случайный пласт, но могут создавать и основную массу пород, становясь таким образом доминирующим процессом седиментации.

Осадочные фации можно разделить на широко распространенные в разрезах и встречающиеся крайне редко. К первым относятся фации, составляющие основную часть осадочной толщи. Они могут образоваться в

результате нормальной седиментации как пелагические илы абиссальных равнин, или под действием катастрофических процессов вроде турбидитных потоков на подводных фенах. Редко встречающиеся фации могут быть продуктами катастрофических процессов, как, например, турбидиты на абиссальной равнине, или фации нормально протекающих процессов, например пелагические илы подводных фенев.

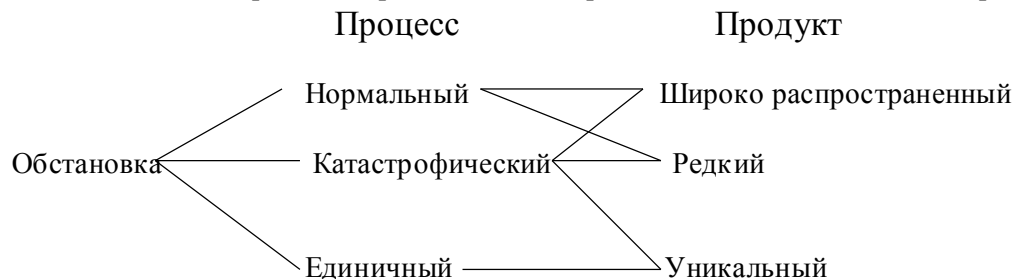
Выделяются еще единичные (исключительные) процессы или события, которые создают один единственный слой с уникальными характеристиками. Несмотря на то, что такой процесс, как правило, катастрофический, отложенный им слой резко выделяется на фоне массовых катастрофических отложений, часто являясь хорошим маркирующим горизонтом. Например, внутри толщи нормальных пелагических илов или катастрофических турбидитов могут появляться мощные пласты или мегапласты. Бентонитовые горизонты в невулканической в целом толще указывают на единичные, случайные пеплопады.

Таким образом, термины нормальный и катастрофический дают характеристику процессов или осадков, образованных этими процессами. Этим вопросам следует уделять внимание, так как нормальные, катастрофические и единичные процессы образуют вместе фациальную обстановку и проблема сводится на практике к попыткам отличать эти процессы один от другого. Если распространенные отложения легко отличить от редко встречающихся путем измерения относительной доли, то установить тип процесса труднее, поскольку сначала нужно генетически интерпретировать отдельные отложения.

Когда при изучении разреза обнаруживается резкое изменение литологического состава, встает вопрос: смена фаций указывает на катастрофическое событие, происходившее геологически мгновенно без всякой перестройки нормального процесса осадконакопления, или обозначает смену физико-географической обстановки? Если контакт между сменяющими друг друга фациями постепенный, то вероятнее всего процессы осадкообразования менялись постепенно вместе с обстановкой. Если же слой, представляющий данную фацию, уникален, имеет резкие контакты сверху и снизу и перекрыт фацией, аналогичной подстилающей, то он отложен, скорее всего, в результате катастрофического или единичного события, которое не изменило обстановку.

Таблица 1

Соотношения терминов, применяемых к процессам седиментации и их продуктам



2.4. Сохранение отложений в разрезах

Лишь незначительная часть отложения сохраняется в ископаемом состоянии. Большая часть осадков удаляется размывом вскоре после отложения, и во многих обстановках большинство из них имеет мало шансов сохраниться.

Следовательно, возможность сохранения или захоронения является важнейшим фактором при любой интерпретации, особенно если дело касается мелководных морских или субаэральных обстановок. Способность отдельных отложений сохраняться в ископаемом состоянии существенно различна, а значит, при сравнении современных осадков и древних пород необходимо давать оценку вероятности их захоронения. Если для установления значения разных процессов пользуются количественным подсчетом относительной доли отдельных фаций в составе толщи, то учет возможности захоронения обязателен.

Вероятность захоронения определяется главным образом величиной и частотой «энергетических» уровней обстановки или в масштабе длительного времени скоростями прогибания территории и процесса осадконакопления.

Скорость прогибания непосредственно контролирует возможность захоронения в таких обстановках, где в отличие от глубоководных бассейнов существует базис аккумуляции. В большинстве из таких обстановок осадки не могут накапливаться выше определенного уровня, а значит, избыточные количества поступающего осадочного материала отлагаются на более обширных территориях, т.е. расширяются площади осадконакопления.

2.5. Распространение фаций

Распространение фаций и их дифференциация зависят от большого числа взаимосвязанных контролирующих факторов, таких как 1) процессы осадкообразования, 2) поступление осадочного материала, 3) климат, 4) рельеф, 5) тектонический режим, 6) изменения уровня моря, 7) биологическая активность, 8) химия вод, 9) вулканизм.

Процессы, характерные для седиментации в данной обстановке, могут сами контролировать распространение фаций и фациальные изменения. Проградация рукавов вытянутой дельты настолько уменьшает уклон, что река в конце концов находит более крутой и короткий путь к морю, давая начало новому «циклу» осадконакопления. Сильно извилистые реки надстраивают прилегающие поймы, поскольку аккумуляция осадков сосредоточена главным образом в руслах и прирусловых валах. Рано или поздно они прорывают свои берега, чтобы найти новое русло. На склоне дельты или подводного конуса выноса накопление осадков может вызвать отклонение потока или оползание, когда нагрузка осадочных масс превысит предел их прочности.

Эти изменения заложены в самой природе обстановок осадконакопления, хотя точное время их проявления контролируется обычно исключительно сильными паводками, штормами и сейсмическими толчками. Такие «спусковые» механизмы необходимо отличать от основных причин явлений – проградации дельты, аградации реки или неустойчивости осадочных масс.

Неравномерное уплотнение различных подстилающих отложений и подповерхностные движения осадочных масс вроде тех, которые связаны с соляными куполами или конседиментационными разломами, приводят к дифференцированному прогибанию.

Характер имеющегося осадочного материала также имеет принципиальное значение для формирования фаций. Если в исходном материале отсутствуют некоторые гранулометрические фракции, то определенные осадочные текстуры не могут возникать, ибо их образование зависит не только от режима потока, но также от гранулометрического состава осадка. Будет ли в некоторой фациальной обстановке отлагаться песок или ил, зависит от наличия соответствующего материала в такой же мере, как и от действующих в данной обстановке процессов. Это положение, очевидное в современных обстановках, особенно в глубоководных морских, нередко забывается при восстановлении древних обстановок. Имеет значение также состав материала. В сходных обстановках в пределах стабильных кратонов и активных орогенных регионов с мощной вулканической деятельностью могут образоваться петрографически совершенно различные осадки.

Поступление осадочного материала является одним из факторов, контролирующих мощности фациальных тел; оно может также влиять на глубину и условия осадконакопления. Осадочный материал поступает из двух источников: 1) внебассейнового, представленного главным образом терригенным материалом, тип материала в котором зависит от геологического строения, рельефа, климата и тектоники; 2) внутрибассейнового, представленного преимущественно биогенно-хемогенным материалом, образованного путем химического осаждения, в результате жизнедеятельности растений или животных, эрозии ранее отложившихся в бассейне осадков или экструзии на дно песчаными и грязевыми вулканами.

В любой обстановке осадкообразования влияние поставки осадочного материала зависит от его наличия, от прогибания дна и от изменений уровня моря.

На осадки влияют главным образом температура и количество атмосферных осадков, хотя местами может иметь значение также энергия ветров. Важны не только средние значения температур и атмосферных осадков, но также их сезонные экстремумы и спорадические флуктуации, индикаторами температуры служат эвапориты, ископаемые почвы, растительность, тиллиты, некоторые типы оолитов и фауна. Показателями количества атмосферных осадков являются растительность, ископаемые почвы, эвапориты, золотые песчаники с дюнной слоистостью, ассоциации глинистых минералов,

морфология рек и озер. Озера и лагуны особенно чувствительны к климату, а следовательно, лагунные и озерные фации служат превосходными климатическими индикаторами. В некоторых регионах климат питающей провинции существенно отличается от климата бассейна осадконакопления и крупные реки, подобно современному Нилу, могут течь через пустыни.

Теплый климат оказывает сильное влияние на образование известняков, эвапоритов и углей. Такие осадки накапливаются внутри осадочного бассейна и поддерживают положение поверхности дна вблизи уровня озера или моря, несмотря на отсутствие терригенного питания. В неблагоприятных для образования известняков и углей климатических условиях углубление бассейна протекает легче.

Климат является также мерой палеошироты, и интерпретация фациальных обстановок должна согласовываться с известными данными о палеоширотах.

Воздействие тектоники на осадконакопление выражается в том, что, формируя картину распределения возвышенностей и бассейнов, она создает географические предпосылки поставки осадочного материала, контролирует климат и условия среды. Тектоника вызывает также локальные фациальные изменения, наиболее красочно проявляющиеся на профилях поперек линий сбросов.

Изменения уровня моря могут быть локальными или глобальными (эвстатическими) и по-разному влиять на осадкообразование. Береговые линии и мелководные морские осадки отражают непосредственно трансгрессии и регрессии, которые являются частично результатом эвстатических изменений уровня. Однако регрессия береговой линии может иметь место также в ходе глобального подъема уровня моря, если поступление осадочного материала достаточно интенсивно, а трансгрессия может происходить во время глобального понижения уровня моря, если скорость тектонического или изостатического погружения суши больше скорости падения уровня. В глубоководных осадках эффекты колебания уровня не столь явны. При трансгрессии поступление обломочного материала в глубоководные бассейны сокращается за счет осаднения его на шельфах и прибрежных равнинах, которые служат ловушками, так что только тонкозернистый материал достигает глубоководных областей. Наоборот, поступление в них грубозернистого материала может отражать регрессию. В настоящее время палеоокеанология, имеющая дело с пелагическими осадками, улавливает и более тонкие эффекты; например, анаэробные осадки могут быть связаны с трансгрессиями.

Локальные изменения уровня моря могут быть вызваны поступлением осадочного материала, нагрузкой осадочных масс на земную кору, вертикальными тектоническими движениями, наклоном блоков коры, изостатическим погружением или воздыманием, а также эвстатическими подъемами и опусканиями.

Глобальные, или эвстатические колебания уровня моря обусловлены изменениями либо объема океанских вод, либо вместимости океанских бассейнов, вызванными главным образом тектоническими механизмами.

Объем океанских вод может меняться из-за захвата и замерзания части воды в полярных ледовых шапках либо за счет внезапного затопления или высыхания малых океанических бассейнов, таких, как миоценовое Средиземное море и, возможно, меловая Южная Атлантика. При таянии льдов последнего материкового оледенения уровень моря поднимался со скоростью 10 м/1000 лет в период 15000-5000 лет назад, причем максимальная скорость подъема достигала 2,4 м/100 лет. Однако в некоторых районах из-за изостатической компенсации снятия ледниковой нагрузки суша поднималась даже быстрее эвстатического подъема уровня, и море местами отступало. Скорости изостатического подъема суши составляют обычно около 10 м/1000 лет, но могут достичь 4 м/100 лет, как на западном побережье Баффиновой Земли.

Объем океанических бассейнов может меняться в результате действия различных тектонических механизмов. 1. Объем срединно-океанических хребтов может измениться за счет субдукции существующих хребтов, возникновения новых хребтов или изменения скоростей спрединга: увеличение скорости спрединга приводит к возрастанию объема, уменьшение скорости спрединга – к убыванию объема. 2. Столкновение континентов сокращает площадь континентов, увеличивая тем самым площадь океанов, следовательно, вызывает падения уровня моря. 3. Поступление осадочного материала с континентов в океан может поднять уровень моря, хотя этот эффект обычно гасится изостатическим прогибанием под осадочными толщами. 4. Внутриплитное термически обусловленное воздымание океанического ложа может также уменьшать вместимость океанов и вызвать эвстатический подъем уровня моря.

Эвстатические колебания уровня моря, обусловленные флуктуациями оледенений или затоплением малых океанических бассейнов, происходят со скоростью на три порядка выше скорости изменений, обусловленных глобальной тектоникой. Максимальная суммарная скорость для разных тектонических механизмов составляет 1,7 см/1000 лет, к тому же маловероятно, чтобы они все действовали согласованно. Глобальные тектонические процессы могут привести к крупным трансгрессиям и регрессиям, воздействующим на осадконакопление в целом, но вряд ли они способны вызывать частые быстрые колебания уровня моря, выраженные, например, в виде циклотем дельтовых или прибрежно-морских отложений. Такие колебания могут быть результатом флуктуаций поставки осадочного материала или локальных тектонических движений, максимальная известная скорость которых около 10 м/1000 лет. Если циклотемы имеют глобальное распространение, то они почти наверняка ледникового происхождения.

Коралловые, мшанковые, водорослевые и иные рифы, так же как и накопления мощных толщ растительных остатков, представляют собой основные конструктивные элементы органогенной седиментации. Животные и корни деревьев, тормозя водные потоки и ослабляя эрозию, способствуют удержанию осадков. Растительный покров на суше участвует в формировании почвы и подавляет эрозионную деятельность дождей, плоскостного смыва и ветров. Такие микроорганизмы, как фораминиферы, радиолярии и водоросли, в том числе и диатомеи, обитающие преимущественно в приповерхностных водах, обеспечивают постоянный «дождь» пелагического осадочного материала в океанах и озерах. Бактерии имеют особенно большое значение в формировании почв как агенты выветривания, окисления и восстановления железа, а также восстановления сульфата.

С организмами тесно связано химическое осаждение. Они сильно влияют на pH и Eh поровых вод осадков. Корни растений разрыхляют почву и концентрируют вокруг себя растворы, способствуя образованию конкреций. Таким же образом роющие организмы не только разрушают седиментационные текстуры и гомогенизируют осадки, но действуют как седиментационные и химические сортировщики. Многие конкреции являются результатом сортировки осадков при облицовке ходов илюедов.

Поскольку организмы в ходе геологической истории эволюционировали, характер, интенсивность и места проявления биологической активности постоянно менялись. При сравнении древних и современных фаций или древних фаций из разных систем необходимо знание современной биосферы. Биота в какой-то мере влияет на все обстановки, биологический фактор имеет первостепенное значение при изучении как пелагических обстановок, так и карбонатных отложений мелководных морей.

Соленость и химический состав морских и озерных вод изменяются от места к месту и с течением геологического времени. Химический состав вод контролирует формирование карбонатов и других хемогенных или биохемогенных осадков. Вариации температуры и солености определяются в значительной мере климатической зональностью и колебаниями климата. Океаническая циркуляция, приводящая к подъему богатых питательными веществами вод, обуславливает локальное накопление некоторых типов биогенных илов, фосфатов и диатомитов. Уровень насыщения вод карбонатом кальция определяет, будут ли карбонатные скелеты организмов корродироваться и растворяться или будут сохраняться, возможно с дополнительным выпадением хемогенного карбоната. Химические свойства вод являются главным контролирующим фактором фаций озерных отложений.

Вулканическая деятельность служит локальным внутрибассейновым источником твердого и растворенного осадочного материала. В пелагических обстановках значительную роль в седиментогенезе играют выщелачивание горячих пиллоу-лав под действием морской воды, формирование глинистых минералов путем химического обмена между вулканитами и морской водой,

разгрузка обогащенных металлами гидротермальных растворов. В озерах может наблюдаться прямая связь отлагающихся осадков с составом вулканических продуктов. Кроме того, возникновение вулканических сооружений (например, островных дуг) приводит к быстрой смене фациальных условий, в первую очередь, к изменению глубины моря.

3. МЕТОДЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

3.1. Общегеологические методы исследования

В основе познания геологического прошлого положены методы актуализма и аналогии. Метод актуализма был введен в геологическую науку английским геологом Ч. Лайелем в 1938 г. в книге «Основы геологии». Этот термин в геологии применяется как метод, при котором к пониманию прошлого идут от изучения современных процессов осадконакопления, но с поправками изменения во времени физико-географических условий на поверхности Земли (литосферы, гидросферы, атмосферы, биосферы), с учетом эволюции геологических процессов, отсутствия полного тождества с современными процессами. Метод актуализма в современном понимании предполагает как стабильность геологических процессов в рамках определенных физико-химических параметров поверхности Земли, так и их эволюцию и необратимость.

Ограничение применимости актуалистического метода компенсируется применением метода аналогии, предложенного Н.Н.Верзилиным в 1979 г. для геологических объектов, возникших примерно в одно и то же время или в геологически близкое время, то есть по типу «по прошлому о прошлом». Если представляется возможным выяснить физико-географические условия формирования одного объекта, то аналогичные условия можно предполагать и для сходного объекта, хотя при изучении последнего не были выявлены достаточные данные для непосредственного суждения об условиях его образования.

Неполнота стратиграфической летописи, изменчивость условий осадконакопления во времени и по площади и, как следствие этого, перемежаемость разнородных литогенетических типов пород и фаций в одних и тех же разрезах позволяют установить лишь наиболее общие, устойчиво существующие компоненты древних ландшафтов. Только те из них, которые влияли на особенности древних осадков или нашли отражение в сохранившихся органических остатках, позволяют проследить общие черты развития и эволюции ландшафтов.

3.2. Методы изучения фаций и палеогеографии бассейнов осадконакопления

Среди разнообразных методов фациального анализа наиболее ценную информацию об условиях осадконакопления можно получить при полевых исследованиях осадочных пород. Наиболее показательными и унаследуемыми в древних толщах, в том числе метаморфизованных, являются литологические и геохимические признаки пород. Большое значение имеет и анализ остатков фауны и флоры, который, однако, менее надежен в связи с быстрой эволюцией органического мира в истории Земли.

3.2.1. Литологические методы

Основными генетическими признаками осадочных пород являются:

1. Морфологические и генетические типы слоистости, текстуры взмучивания и подводных оползней, ритмичность напластования. Изучение характера текстур (в особенности слоистости) проводится в двух взаимно перпендикулярных направлениях и сопровождается замерами мощностей пачек однотипных слоев, отдельных ритмов и их частей, косослоистых серий. Большое внимание должно уделяться характеру слойчатости, среди которой выделяются прямолинейная, прерывистая, выпуклая, вогнутая, волнистая, косая, выклинивающаяся; производятся также массовые замеры азимутов падения и углов наклона как слойчатости (в косослоистых сериях), так и границ между сериями, пластами, пачками слоев.
2. Характер пластовых поверхностей: знаки ряби течений и волнений, эоловая рябь, трещины усыхания, отпечатки капель дождя, кристаллов льда и солей, гиероглифы, наличие седиментационных перерывов, процессы выщелачивания и кавернозности, окисления и растворения.
3. Зернистость пород, степень ее однородности и изменчивости в разрезе и по простиранию.
4. Макроскопически определенный состав минералов пород, изменение их состава, количественных соотношений и концентрации, связь с типами текстур в разрезе и по простиранию; особое внимание уделяется аутигенным минералам (зерна, конкреции, псевдоморфозы), их количеству и распределению, соотношению с вмещающими их породами.

При полевом изучении разновозрастных осадочных толщ необходимо выделять литогенетические типы пород, их количественные соотношения в разрезах, расчленить разрезы до ритмов, пластов и пачек по однотипности литологических признаков. Прослеживание литологических и палеонтологических признаков в выделенных слоях по простиранию позволяет наметить границы их изменений, то есть границы фаций и фациальных зон. Такие границы, как правило, располагаются по одним и тем же направлениям в разновозрастных осадочных толщах и вызываются в основном длительно

развивающимися тектоническими конседиментационными структурами, особенно развивающимися тектоническими конседиментационными структурами на границах тектонических блоков разной подвижности. На литолого-фациальных картах общее простираие границ фациальных зон часто совпадает с простираием изопахит или с местами сближения последних. При выделении фаций необходимо также охарактеризовать их соотношение с окружающими телами, с учетом фациального закона Головкинского - Вальтера.

Лабораторное исследование литогенетических типов пород включает количественный минералогический анализ рыхлых и сцементированных обломочных пород, глинистых, карбонатных и других типов пород. В органогенно-обломочных породах изучается распределение остатков фауны и флоры, проводится определение принадлежности органических обломков и целых раковин к классам и семействам, а по возможности и к более дробным таксономическим единицам (роду, виду). Для всех типов осадочных пород необходимо проведение палинологических и микрофаунистических анализов, изучение в шлифах, определение химического состава, проведение спектрального, рентгеноструктурного, а при необходимости других видов анализов не только пород, но и отдельных минералов. Для обломочных пород большое значение имеет проведение гранулометрического анализа, результаты которого наносятся на генетические диаграммы, позволяющие определять условия образования отложений. Наиболее достоверными являются методика пересчета гранулометрического состава по способу моментов и генетическая диаграмма, разработанная Л.Б.Рухиным. При генетической интерпретации обломочных пород на основании гранулометрического состава необходимо рассматривать и типы слоистости, дополняющие и уточняющие полученные выводы.

Минералогический анализ проводится в легкой (удельный вес до 2.98 г/см^3) и тяжелой фракциях в иммерсионных препаратах с подсчетом количества каждого минерала. После этого устанавливается содержание ассоциаций устойчивых и неустойчивых к выветриванию терригенных минералов. Их соотношение в частных пробах, в разрезах и по площади позволяет решать задачи, связанные с геологическими процессами, происходившими на континентах – областях сноса и в зоне осадконакопления.

Аутигенные минералы, являющиеся хорошими индикаторами физико-химических условий осадконакопления, процессов диагенеза и катагенеза, должны подвергаться всестороннему анализу в шлифах, иммерсионных препаратах, рентгеноструктурному и спектральному анализам (в монофракциях).

3.2.2. Палеонтологические методы

Вместе с литологическими наблюдениями при полевых исследованиях фиксируются и палеонтологические особенности отложений:

- наличие и характер распределения остатков фауны и флоры по литологическим типам пород, в разрезе и по площади, насыщенность пород органическими остатками, их сохранность, условия захоронения (автохтонные или аллохтонные);
- биоценозы и типы органогенных построек, их размеры, состав организмов;
- видовой и родовой состав органических остатков, их количественные соотношения по слоям, в разрезе, по площади и в зависимости от литологических типов пород;
- экологические особенности остатков фауны и флоры;
- выявление следов жизни: ползания, зарывания, жизнедеятельности илоедов и илороев, корней растений.

При детальном изучении органических остатков, в том числе микрофауны, выделяют планктонные, бентосные и нектонные группы организмов. Производят их определение до рода и вида, устанавливают количественные соотношения. Из палеоэкологических признаков особое внимание уделяется изменению функционально–морфологических признаков скелета в зависимости от изменения среды обитания и индивидуального развития. Так, некоторые организмы в личиночную стадию развития обитали на поверхности моря, а потом опускались на дно моря, тогда как другие в эту стадию обитали на дне моря.

Эти признаки в морских бентосных организмах необходимо изучать прежде всего в связи с характером субстрата (каменистое дно, тип осадка), динамики и физико–химической среды обитания. Например, колонии современных кораллов центральной части рифов имеют кустообразную форму (волнение воды проявляется слабо), а на внешней стороне рифа - массивную в связи с активной гидродинамикой среды. Другой пример: все зарывающиеся двухстворчатые и брюхоногие моллюски на мягких грунтах обладают удлиненной раковиной с заостренной клиновидной передней частью, а скульптура наружной поверхности раковины отсутствует. В отличие от них у свободно лежащих двухстворчатых моллюсков развивается неравенство створок.

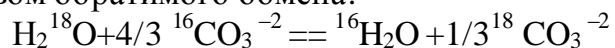
Известно, что организмы разных систематических групп могут одинаково реагировать на факторы среды обитания, что вызывает сходство (конвергенцию) морфологических признаков. Одни виды организмов могут обитать в широком диапазоне абиотических факторов (динамики, солености, температуры и газового режима) и относятся к эврибиотным, другие развиваются в очень узком диапазоне колебаний среды обитания и относятся к стенобиотным.

3.2.3. Геохимические методы

Данная группа методов исследования широко применяется для установления температур, солености и газового режима вод древних бассейнов осадконакопления.

3.2.3.1. Определение палеотемператур среды обитания организмов

Определение палеотемператур древних морских бассейнов основано на разделении изотопов кислорода при осаждении карбоната кальция из раствора, при этом отношение изотопов кислорода в карбонате кальция становится иным, чем в воде раствора. Такое разделение зависит от температуры и соотношения между ионами в растворе. Из шести известных изотопов кислорода стойкими являются самые распространенные ^{16}O и ^{18}O . Количество ^{18}O соответствует 1/500 от содержания изотопа ^{16}O . Обогащение углекислого газа изотопом ^{18}O происходит посредством обратимого обмена:



Константа равновесия при $0^\circ\text{C}=1,0220$, при $25^\circ\text{C}=1,0176$. Отношение этих констант $K_0\text{O}_2/K_{25}\text{O}_2=1,043$, этот факт указывает на то, что изменение температуры воды на каждый градус соответствует изменению ионного состава кислорода на 0,017%. Установлено более высокое содержание изотопа ^{18}O в атмосфере по сравнению с соленой и пресной водой (около 2%), поэтому все животные, потребляющие атмосферный кислород, вырабатывают воду с повышенной концентрацией ^{18}O . Состав воды в морских организмах, несмотря на окислительные процессы в их теле, очень близок к составу морской воды. Следовательно, для определения отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ следует использовать только твердые кальцитовые скелетные части морских организмов, образовавшиеся в равновесии с окружающей их водой. Для целей геохимического анализа используются только не подвергшиеся перекристаллизации арагонитовые скелеты морских организмов. Наилучшие результаты получены по рострам белемнитов. Для определения палеотемператур применяются раковины иноцерамусов, устриц, пелеципод, брахиопод, гастропод, аптихий (крышечки) раковин аммонитов, большинство фораминифер, серпулы губок. Непригодны для этих целей раковины иглокожих и особенно кораллы, кислород карбоната которых не находится в равновесии с кислородом воды из-за выделения кислорода одноклеточными организмами, живущими в их тканях.

В равной степени соответствующие изотопные отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ характерны и для хемогенного кальцита, образовавшегося в равновесии с водой и захороненного без изменений. Сделаны успешные определения динамики изменения палеотемператур вод по сезонам из кальцита слоев нарастания раковин.

Все изменения вариаций $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ производятся масс-спектрометром с величиной погрешности - 0,01%. Несмотря на большое значение этого метода для целей палеогеографии, применение его для реконструкций среды осадконакопления имеет ряд ограничений, связанных с возможными вторичными изменениями изотопного состава кислорода в кальците после образования раковин в процессе диагенеза и катагенеза. Вторичные изменения могут происходить за счет следующих процессов: отложения кальцита живыми организмами без сохранения первичного изотопного равновесия кислорода карбонатов и воды; преобразования первично хемогенного осадка за счет процессов диффузии, перекристаллизации, доломитизации. Возможны допущения об идентичности состава кислорода в водах древних и современных океанов, основанные на зависимости содержания ^{18}O от солености; а также неоднозначности данных по палеотемпературам, определенным по различным организмам, извлеченным из одного и того же слоя. Последнее может быть обусловлено разными глубинами обитания и различиями в биогенном изотопном фракционировании кислорода. К этому следует добавить и сложность подготовки вещества для анализа. Эти ограничения проявляются особенно резко при анализе фауны из доюрских пород. Для мезозойских отложений наибольшее количество определений сделано по рострам белемнитов, показавших более низкие температуры (около $14-16^{\circ}\text{C}$) по сравнению с вмещающими породами ($26-28^{\circ}\text{C}$), сложенными в основном планктонными организмами. Более высокие температуры, вероятно, связаны с интенсивным ростом раковин только в теплое время года.

Более простым для определения палеотемператур является химический метод определения отношения кальция и магния в карбонатных породах и кальция и стронция в арагонитовых скелетах беспозвоночных (ростры белемнитов, раковины моллюсков, фораминифер и др., писчего мела и мергелей), разработанный А.В.Хабаковым и Т.С.Берлин посредством титрования с трилоном Б после разложения карбоната двухпроцентной соляной кислотой. Ими показана общая согласованность оценок палеотемператур, определенных из одних и тех же объектов этим методом и по изотопам кислорода.

Метод основан на известной закономерности увеличения содержания магния, изоморфно замещающего кальций в кальците, и стронция в арагоните, при повышении температуры вод обитания организмов. Однако количество магния в кальцитовых и стронция в арагонитовых скелетах зависит и от таксономической принадлежности организмов. Определение кальция и стронция в арагоните производится рентгенометрически. По рострам белемнитов получены следующие данные: $\text{Ca}/\text{Mg} \approx 0$ при температуре $+28^{\circ}\text{C}$; $\text{Ca}/\text{Mg} = 30$ при температуре $+26^{\circ}\text{C}$; $\text{Ca}/\text{Mg} = 60$ при температуре $+24^{\circ}\text{C}$ и т.д., то есть с увеличением отношения Ca/Mg на 30 единиц температура уменьшается на 2°C .

3.2.3.2. Установление солености древних бассейнов

В водах современных океанов соленость составляет в среднем 35‰. За границу между пресной и солоноватой водой принято содержание солей, равное 0,5‰. Изменение солености связано с испарением, количеством выпадающих атмосферных осадков и их распределением по сезонам года, горизонтальным и вертикальным перемещением водных масс. Опреснение вод океанов проявляется вблизи берегов за счет речного стока и таяния льда в высоких широтах. При аридизации климата и образовании льда происходит осолонение вод. Наибольшая соленость вод океанов отмечена в пассатной экваториальной зоне и штилевых зонах, где она достигает 35,9-36,4‰. Наиболее распространенные в морской воде ионы приведены в таблице 2.

Кроме этого в морской воде имеются биогенные компоненты: кремнекислота, органический азот, фосфор, углерод. К ним относятся также кальций и калий. Их содержание в водах и распределение подчинено температуре вод, биологической продуктивности и контролируется потреблением планктона.

Сложность проблемы определения солености вод связана с дискуссионностью вопросов об источнике соли и концентрации ионов в водах Мирового океана.

Таблица 2

| Анионы | Содержание | | Катионы | Содержание | |
|--|----------------|----------------|------------------|------------|--------|
| | 1 ^x | 2 ^x | | 1 | 2 |
| Хлоридный Cl ⁻ | 19,3534 | 55,044 | Na ⁺ | 10,7638 | 30,614 |
| Сульфатный SO ₄ ⁻ | 2,7007 | 7,681 | Mg ⁺⁺ | 1,2970 | 3,688 |
| Гидрокарбонатный HCO ₃ ⁻ | 0,1427 | 0,406 | Ca ⁺⁺ | 0,4080 | 1,160 |
| Бромидный Br ⁻ | 0,0659 | 0,187 | K ⁺ | 0,3875 | 1,102 |
| Фторидный F ⁻ | 0,0013 | 0,004 | | 0,0136 | 0,039 |
| Борная кислота H ₃ BO ₃ | 0,0265 | 0,075 | Сумма | 35,1604 | 100 |

1^x – ионов на 1 кг воды, общая соленость 35‰

2 – процент от общего содержания солей

По взглядам ряда ученых (Н.М.Страхов, А.П.Виноградов, Т.Юри, Л.Руби и др.) первоначальный состав гидросферы был раствором сильных кислот (HCl, HF и др., а также H₃BO₃, H₂S и др.) образованных вместе с водой при дегазации верхней мантии в процессе выплавки коматиитов и базальтов. Резко кислая гидросфера характеризовалась низкими значениями pH, доходившими до 1-2. (ранний катархей – 4,6-4,0 млрд. лет назад). В позднем катархее (4,0-3,5 млрд. лет назад) кислый характер воды (pH местами достигал 7, но чаще был 3-5)

обуславливали в основном слабые кислоты (H_2CO_3 , H_3BO_3 и др.). На втором, архейском этапе развития гидросферы (3,5 – 2,6 млрд. лет назад) морская вода из хлоридной стала хлоридно–карбонатной, что привело к исчезновению слабых кислот. Протерозойская гидросфера (2,6 млрд. лет – 600 млн. лет назад) характеризуется снижением кислотности вод, наращиванием в них сульфатов. По составу морская вода – хлоридно–карбонатно–сульфатная. Фанерозойский этап характеризуется снижением карбонатности за счет уменьшения количества углекислого газа в атмосфере, морские воды в основном сульфатно–хлоридные, pH преимущественно щелочной (pH > 7), среда окислительная.

По данным академика А.П.Виноградова, во всей истории гидросферы существовало постоянное соотношение между продуктами дегазации мантии океанской водой и кислыми газами, которые нейтрализовались основаниями горных пород материкового стока. Как следствие этого даже на самых ранних стадиях существования содержание анионов в водах Мирового океана было примерно такое же, как и в современных океанах, тогда как состав катионов в водах контролировался эволюцией состава пород литосферы, а также изменением характера выветривания. Однако малое содержание кислорода в атмосфере на ранних стадиях существования Земли ограничивало содержание в водах сульфатов и карбонатов, и только на рубеже 2 – 2,5 млрд. лет назад произошла полная стабилизация состава анионов в океанических водах.

Изотопный состав кислорода в раковинах ископаемых моллюсков, используемый для определения палеотемператур, в ряде случаев является и показателем общей солености вод. Изотопный состав кислорода и соленость находятся под воздействием в основном одних и тех же факторов, в частности, испарения и конденсации, что приводит к их параллельному изменению. Одним из показателей солености древних бассейнов является содержание хлора в глинистых породах, захороненного с седиментационными водами. Его содержание в современной морской воде в среднем 19000 г/т, а в речной – 83 г/т. Хлор в глинах связан преимущественно с водными силикатами, близкими к хлоритам и образующимися вследствие трансформации монтмориллонита при повышении солености. Второй элемент – бром. Его содержание в морской воде около 65 г/т, в континентальных породах (торф, глины среди ледниковых отложений) около 30 г/т, тогда как в морских черных илах достигает 132 г/т.

Отношение хлора к бром в морских водах и морских глинах достигает 300, в пресноводных снижается до 20 и даже 4. Значительно выше концентрация брома в растениях: в пресноводных она составляет первые сотни г/т, в морских – до первых десятков тысяч. Кроме этого бром обогащает остаточную рапу в солеродных водоемах, он замещает хлор в составе сильвина, карналлита и бишофита в концентрациях, соответствующих степени обогащения этим элементом рапы в момент осаждения указанных минералов. Более поздние осаждающиеся минералы солей содержат максимальное количество брома. Поэтому бром является показателем условий максимальной солености.

Не меньшее значение как индикатор солености имеет бор. Его концентрация в морских водах составляет 4,8 г/т, а в речных – 0,01 г/т. Он поглощается слоистыми силикатами, в первую очередь гидрослюдой (иллитом) и глауконитом. Сильная адсорбция глинистыми минералами поддерживает равновесие между приносимым и фиксируемым в осадках бором. Бор, возможно, замещает алюминий в тетраэдрической позиции в иллите. Извлекается бор из глинистых минералов сильными щелочными растворами. Бор входит также в состав растительных и животных организмов, причем его концентрация в морских растениях больше, чем в озерных. В раковинах некоторых моллюсков (например, кардиумов) содержание бора увеличивается с повышением солености, однако в случаях дефицита кислорода корреляция между бором и степенью солености воды отсутствует. И, наконец, содержание бора отражает и температурные особенности среды осадкообразования, увеличиваясь в слоях, сформированных при аридном климате. Постседиментационные процессы (диагенез, катагенез) почти не влияют на содержание бора, тогда как влияние новых источников сноса может вызвать изменения в его содержании в осадках. Эти и некоторые другие факторы позволяют использовать бор для определения солености вод древних бассейнов только в сочетании с литологическими и другими геохимическими данными, особенно для отложений, образовавшихся при неустойчивом тектоническом режиме.

Из других применяемых методов широко применяется метод изучения поглощенного комплекса, разработанный И.С.Грамбергом и Н.С.Спиро. Установлена не только связь состава поглощенного комплекса глинистых осадков с природными водами, но и его сохранность в поровых водах в процессе диагенеза илов, бедных органическим веществом. При этом важное значение при диагенезе илов придается глинистым породам с выдержанным гранулометрическим и вещественным составом, так как при неоднородности пород проявляются процессы миграции и перераспределения поровых вод. Устойчивость поглощенного комплекса в глинах обеспечивается связанной водой. Для анализа поглощенный комплекс отмывается спиртоводным раствором. Установлено, что состав поглощенного комплекса зависит от минералогического состава глин. Так, щелочные металлы (калий, рубидий, цезий) эффективно сорбируются гидрослюдами из разбавленного раствором при умеренном значении рН, в то время как натрий и литий преимущественно остаются в растворе. Наименьшая адсорбция калия характерна для монтмориллонита.

Ионный обмен связан либо с замещением ионов OH^- , открытых на плоских поверхностях, либо по краям глинистого минерала. Основная обменная способность глинистых минералов, определенная при $\text{pH} = 7$, выражается в миллиэквивалентах на 100 г. глины. В каолините она равна 3–15, гидрослюдах от 20 до 40, монтмориллоните – 80–100.

Для разграничения морских и пресноводных отложений используется ряд других элементов и их изотопов.

3.2.4. Фациальные методы

Для фациальной характеристики бассейнов большое значение имеет установление динамики среды осадконакопления. Это прежде всего волнения и связанные с ними вдольбереговые и разрывные течения, вызываемые разными причинами. Высота ветровых волн в океанах обычно составляет меньше 3 м, редко достигает 6 м, при подходе к суше она возрастает до 10-20 м. Длина волны составляет от первых до нескольких сот метров (в районах зарождения штормовых волн). При выходе из зоны шторма высокие штормовые волны постепенно уплощаются, длина их увеличивается и они превращаются в зыбь – длинные (300-600 м) низкие волны.

Глубина проникновения волн зависит от высоты волн и соотношения между глубиной воды и длиной волны. С увеличением глубины волновое движение быстро уменьшается, поэтому на глубине, равной половине длины волны, они становятся слабыми, однако волнение достигает морского дна даже в том случае, если длина волны меньше $1/20$ глубины.

Скорость в глубокой воде прямо связана с периодом, т.е. временем, за которое волна проходит путь между двумя гребнями. Волнение морских волн вызывает у берегов прибой, образованный вследствие трения волн о морское дно при глубинах меньше половины длины волны, который приводит к разрушению клифовых берегов и перемещение материала вдоль берега и от берега. Волны, косо подходящие к берегу, вызывают течения, идущие вдоль берега со скоростью нескольких метров в секунду, перемещающие громадное количество обломочного материала.

Среди типов течений для целей палеогеографии наиболее ценны следующие: **дрейфовые**, вызываемые длительно дующими в одном направлении ветрами; **плотностные** (холодные течения из высоких широт в низкие), связанные с вращением Земли (в северном полушарии эти течения отклоняются вправо, а южном – влево); **стоковые**, вызываемые наклоном уровня моря, притоком речных вод, выпадением атмосферных осадков и испарением. В настоящее время зафиксированы следы придонных течений на океанском дне как в виде своеобразной рифленой поверхности осадков (ряби течения). Волноприбойные валы, мелководные части шельфа с активным воздействием волнений на дно моря и зоны развития придонных течений могут быть охарактеризованы специфическими для них текстурами обломочных осадков (пород).

Все многообразие текстур можно свести в три группы:

1) перекрестная взаимно–срезающая слоистость (волноприбойная зона, вдольбереговые течения);

2) мутьловидная слоистость и рябь волнения на поверхностях слоев (мелководно–морская зона волнения);

3) однонаправленная слоистость с вогнутыми и выполаживающимися к основанию слоями, взаимосрезающая (придонные длительно существующие мощные течения).

Весьма выразительны также косослоистые текстуры речных русловых и пойменных отложений, а также эоловых песков.

Кроме этого для установления направления вод при осадконакоплении используются методики изучения ориентировки галек и других неорганических включений, различных удлиненных остатков фауны, флоры. По текстурным признакам достаточно четко устанавливаются типы движений воды, их сочетание, смена во времени и по площади, а также направление перемещения взвесей.

Результаты массовых замеров азимутов и углов наклона слойчатости внутри косослоистых серий, а также плоскостей между сериями изображаются в виде роз – диаграмм или более наглядных круговых диаграмм (сетка Вульфа), по которым четко определяется господствующий наклон и угол наклона по наибольшей плотности точек – замеров, т.е. господствующее направление течений или расположение ряби волнения. Кроме этого анализируется распределение площадей однотипных осадков в плане. Так, например, появление полос песчаных пород с плохо сортированными частицами, однонаправленной косой слоистостью с выполаживающимися к основанию слоями среди полей (зон) развития тонких терригенных или биогенных илов является следствием выноса вещества из прибрежной зоны моря разрывными течениями.

Скорость движения вод палеобассейнов определяется по гранулометрическому составу терригенных и органогенно-обломочных пород. Для рассеивания рыхлых гравийно-песчаных пород применяются наборы из 11 и 18 сит с убывающими площадями отверстий соседних сит. В цементированных породах гранулометрический состав определяется путем замера наименьших поперечников обломочных зерен в шлифах под микроскопом с помощью линейки или сетки, вмонтированной в окуляр.

Данные гранулометрического анализа изображаются графически в виде столбчатых диаграмм или кривых распределения фракций, кумулятивных кривых и т.д. По ним определяют медианный и средний размер зерен. Установленные соотношения между диаметром частиц и их плотностью и скоростью движения воды, при которой частицы оседают и отрываются от осадка, позволяют с известной долей достоверности определять среднее значение скорости воды при отложении осадка в пределах слоя, пласта. Вместе с тем, большой эффект при генетической интерпретации песков, как показал Л.Б.Рухин, а за ним и другие исследователи, дает вычисление гранулометрических коэффициентов (средний размер, коэффициент сортировки) по количеству зерен и нанесение их на генетические диаграммы.

Диаграмма Л.Б.Рухина, на которой выделяются поля прибрежно-морских, донных условий и поступательного движения воды (речные русловые, морских течений), при интерпретации генезиса песков по сопряженным признакам (гранулометрическому составу и слоистости) наиболее эффективна.

Установление береговых границ морей сопряжено со значительными трудностями, поскольку они почти всегда были «скользящими», а их перемещение обусловлено трансгрессиями и регрессиями. Вследствие этого восстанавливаются не береговые линии, а береговые зоны бассейнов на определенный интервал времени осадконакопления: на значительную фазу трансгрессии, для ее максимального развития и для конца регрессии. И в этом случае граница не может быть четко выраженной линией, а будет представлять пространство всей литоральной зоны, ширина которой при пологих берегах достигает 10-15 км. Такие зоны («границы») устанавливаются по взаимному расположению морских и континентальных отложений, формам рельефа и результатам геологической деятельности моря в зоне сопряжения моря и суши. Примерами границ являются: волноприбойные ниши, абразионные террасы (**штранды**), береговые валы, обвальные и оползневые конуса, развитые у скального берега (**клифа**); пляжи, морские террасы, подводные валы и бары, сопряженные с **бенчем**. Характерной особенностью берега являются осадки пляжа: конгломераты, галечники, пески (песчаники) с хорошей сортировкой частиц в отдельных косослоистых сериях и присущей им слоистостью, нередко с признаками эолового перевевания, скоплениями серого и черного шлихов тяжелых минералов (вплоть до промышленных концентраций).

По слоистости и составу обломочных пород выделяют две подзоны: первую - волноприбойную с грубообломочными породами с битой ракушкой, прикрепленными к дну и скалам сверлящими организмами, обломками древесины и скелетами наземных животных. Для осадков этой подзоны характерна взаимосрезающая перекрестная слоистость с преобладанием наклона слоев в сторону моря под различными углами. Характерно также расположение галек, ориентированных удлиненной стороной субпараллельно к берегу и с наклоном в сторону моря. Вторая подзона (волновая) характеризуется постоянным взмучиванием осадков прибрежной части моря, переносом, рассортировкой и переотложением вещества вдольбереговыми течениями, формированием и перемещением подвижного рельефа, сложенного преимущественно песками, последние характеризуются косой мульдвидной слоистостью нередко с рябью волнения на поверхностях наложения, а также слоистостью придонных течений, иногда усложненной мелкой мульдвидной перистой слоистостью. При определенном гранулометрическом составе в этих песках в еще большей степени, чем в волноприбойной зоне, концентрируются минералы тяжелой фракции с образованием крупных по размеру залежей с высокой концентрации тяжелых минералов. В этой же зоне концентрируются железистые оолиты (гидрогетитовые, шамозитовые), образованные за счет перемыва осадков, прошедших стадию диагенеза.

В условиях аридного климата береговые зоны фиксируются также оолитовыми и мелкодетритовыми известняками с хорошо окатанными и отсортированными обломками фауны (криноидными, фораминиферовыми, пелециподовыми и др.). При всех исследованиях береговых линий древних морей необходимо особое внимание уделять трансгрессивным базальным слоям осадочных разрезов, толщ с выявлением изменения их состава, градиента мощностей, первичного наклона и рельефа подошвы, что позволяет установить береговую линию графически по пересечению общего склона с горизонтальной плоскостью (линией). Такие построения имеют особое значение в случае размыва (отсутствия) отложений волноприбойной и части волновой подзон осадконакопления до их перекрытия вышележащими слоями других фаций. В этих случаях используется градиент мощностей четко стратифицированных отложений по скважинам или обнажениям, расположенным перпендикулярно к предполагаемой береговой линии.

Среди других особенностей фациальных условий осадконакопления немалое значение имеет изучение рельефа дна бассейнов. Для этого в первую очередь применяют общегеологические данные, основанные на полноте разрезов осадочных толщ, прислонении слоев и их первичном наклоне, изменении мощностей. На однообразие подводного рельефа указывает, в частности, однотипный гранулометрический состав обломочных и органогенно-обломочных осадков и их нечеткая фациальная изменчивость. Для расчлененного рельефа дна характерно контрастное изменение мощностей, гранулометрического состава и фациальных обстановок накопления осадков. Для выявления рельефа дна могут быть использованы и другие признаки осадочных пород. Например: застойный режим вод свидетельствует об углублениях в пределах дна морей; следы подводно-оползневых деформаций, в том числе осадки, отложенные из мутьевых потоков, характерны для пониженных участков рельефа; направления донных течений, находят отражение в текстурно-структурных признаках пород (для этой цели необходимо большое количество гранулометрических анализов). Большое значение для определения рельефа дна имеет изменение по площади соотношения органических остатков; наличие органогенных построек, к внешним краям которых примыкают шлейфы обломочных известняков с первичным наклоном поверхности до $30-40^{\circ}$. На расположение рифов относительно открытого моря указывают не только шлейфы обломочных карбонатных пород, но и особенности скелетов организмов, обитавших на внешнем и внутреннем краях рифа и в прилегающей лагуне.

Определение глубин морских бассейнов представляет одну из сложнейших проблем палеогеографии. Из косвенных признаков используются: распределение гранулометрических типов пород по площади и их текстурно-структурные особенности, распределение органических остатков и особенности их скелетов, аутигенные минералы, их соотношение в породах и изменение по площади, фациальные изменения, распределение мощностей отложений.

Известно, что тонкозернистость осадков является следствием не только большой глубины, но и менее активной динамики среды осадконакопления. Поэтому гранулометрический состав осадков не всегда является показателем глубинности осаднения, но может быть использован для этой цели в сочетании с другими признаками. Одним из них являются знаки ряби. По И.А.Одесскому, ширина знаков ряби в осадках определенного гранулометрического состава соответствует глубине их формирования. Им установлена следующая зависимость:

$$Lg H = \frac{(lg L - lg 60D) \times L^2}{25,8D},$$

где Н – глубина бассейна, L – ширина знаков ряби, D – диаметр зерен осадков.

Другим важным показателем глубины морских бассейнов являются остатки организмов бентоса. Несмотря на приспособление некоторых из них к жизни в изменяющихся условиях глубины, по ряду признаков строения скелета и в сочетании с особенностями вмещающих их пород можно судить о глубине их обитания. Существует ряд специфических организмов, обитающих только на мелководном дне (водоросли, колониальные кораллы, организмы, образующие органогенные постройки). Известны также и заведомо глубоководные формы, например, некоторые виды рыб.

3.3. Методы изучения фаций и палеогеографии древней суши

Из методов определения фациальных обстановок древней суши отметим лишь наиболее разработанные.

Палеорельеф. Одним из важнейших компонентов палеоландшафта является рельеф суши, определяющий вместе с климатом характер процессов выветривания горных пород, формирование и захоронение кор выветривания, размыв и вынос осадочного материала, сопровождаемые синхронным накоплением осадков в различных фациальных обстановках: на склонах, в балках и долинах рек, озерах, болотах. Накопление континентальных отложений усиливается по мере сглаживания рельефа, формирования поверхностей выравнивания и в направлении к конечным водоемам стока: в дельтах, эстуариях и лиманах, в озерах и болотах приморских низменных заболоченных равнин. Вместе с тем приморская зона континентального осадконакопления является областью денудации по отношению к морским бассейнам.

Устойчивое положение длительно существующих областей химического выветривания с формированием кор выветривания связано с вялым тектоническим режимом и слабо расчлененными пенепленами и фиксируется поверхностями выветривания. Строение профилей кор выветривания (полный, зональный, сокращенный и неполный) отражает как количество и периодичность выпадения атмосферных осадков, так и рельеф, и уровень

грунтовых вод. Например, профили с конечной зоной гидролиза (латеритной) характерны для экваториальной гумидной зоны (тропических лесов) со слабо расчлененным рельефом (оптимальные глубины эрозионного вреза до 100-150 м) и вялым тектоническим режимом.

Следы палеорельефа проявляются не только в размыве и накоплении различных генетических и фациальных типов осадков, но и в их неравномерной мощности, различиями в составе, связи с близко расположенными источниками сноса вещества. Нередко древний рельеф погребен под более молодыми отложениями и может быть восстановлен на время его формирования по анализу стратиграфии, фаций и мощностей перекрывающих отложений со снятием искажений его последующими тектоническими движениями. В качестве опорного репера для таких построений, методика которых разработана В.А.Котлуковым, выбирается среди выше или ниже лежащих отложений наиболее выдержанный по составу и мощности опорный горизонт морских отложений. Его формирование происходило в пределах подводной аккумулятивной равнины. Обычно кровля такого горизонта принимается за нулевой уровень и от него на разрезах наносится мощность отложений до поверхности (перерыва) погребенного рельефа. По этим данным составляется карта восстановленного рельефа, отражающая характерные особенности захороненного рельефа. Такие построения, выполненные для района Тихвинских и Белгородских месторождений бокситов, угленосных отложений Московской синеклизы и др., позволили установить денудационные поверхности выравнивания и эрозионные долины разных порядков, связь с ними определенных типов континентальных фаций визейского яруса и полезных ископаемых.

Ценную информацию о древнем рельефе дает выявление и изучение аллювиальных отложений, позволяющие установить морфологию погребенных русел и долин, выполненных аллювием, а также смещение во времени и по долинам динамических фаз аллювия, вызванное колебанием базиса эрозии и стадией развития речной долины.

Направление течения рек определяется по азимутам падения слойчатости в косослоистых сериях, а скорость водотоков – по среднему размеру зерен (обломков) из различных фаций аллювия. Эти методы, дополненные выявлением специфических фаций и их взаимоотношением по площади, используются и при определении характера древних наземных дельт.

Главным критерием для распознавания и установления распространения фаций авандельт является их перемежаемость в разрезах, с одной стороны, с типичными морскими песками баров и свала глубин, а с другой – с наземно-дельтовыми. Для них также характерны фации песков и алевроитов промоин (продолжений наземных русел на дне авандельты), их распластывание по площади и со специфической мелкокосоволнистой слоистостью. Для осадков со слабым гидродинамическим режимом характерно переслаивание, часто тонкое, песчано-алевритовых слоев с илистыми и глинистыми слоями (так

называемая «лапшевидная слоистость»). Характерны остатки фауны опресненных вод и большое количество гумусового и битуминозного вещества в осадках.

Из методов определения климатов древней суши наиболее ценную информацию дают типы кор выветривания и степень «зрелости» терригенного вещества различных генетических типов континентальных отложений, а также примыкающих к областям сноса (суши) морских осадков. Климат отражается и в гранулометрии осадков. Известно, что вещество, поступающее в Мировой океан из современной экваториальной зоны, состоит на 90% из пелитовых частиц, что является следствием мощного химического выветривания. В то же время пелитовое вещество в осадках гумидной умеренной зоны составляет лишь около 40%.

Менее достоверными, а иногда и дискуссионными для определения климатической зональности являются аутигенные минералы. Среди других отметим также распределение биогенного карбоната накопления и кремнезема накопления, в том числе и на дне древнего океана.

При характеристике температур палеосуши необходимо опираться также на геохимические данные, полученные при установлении палеотемператур прилегающих бассейнов осадконакопления.

Достаточно уверенно реконструируются ландшафты эолового, озерного и болотного осадконакопления, главным образом по литологическим признакам.

Авторы: Сиротин Виктор Иванович,
 Шатров Владимир Анатольевич,
 Бунеев Владислав Николаевич,
 Войцеховский Геннадий Вячеславович

Редактор Тихомирова О.А.