

ТИПЫ ЛИТОГЕНЕЗА

Одним из крупных обобщений советской геологии и осадочной петрографии стало **учение Н.М. Страхова о типах литогенеза**, сформулированное и разработанное в конце 50-х — начале 60-х годов.

Под **типами литогенеза** он понимал самые крупные естественные комплексы условий и процессов, определяющие формирование качественно отличных от производных других типов продуктов — осадков и пород.

Поскольку осадки и породы в основном порождаются климатическими условиями, то и главные типы литогенеза климатические.

Страхов Н.М. выделил три типа литогенеза:

гумидный,
аридный и
ледовый (нивальный).

Зоны их распространения покрывают поверхность земли практически полностью. Однако в некоторых линейных зонах черты этих типов смазываются, климатические черты становятся нечеткими, что указывает на какой-то другой фактор, определяющий ход и результат осадочного процесса.

ЛЕДОВЫЙ (НИВАЛЬНЫЙ) ТИП ЛИТОГЕНЕЗА

Распространен на континентальных площадях с постоянным ледовым покровом (Страхов н.М.).

Нивальный – понятие более широкое – = ледовый (по Страхову Н.М.) + осадконакопление в озерах и внутренних морях.

По периферии ледниковых массивов, а также в ледниково-морской субзоне, где ледник достигает морского побережья и спускается на шельф (Антрактида, Гренландия).

В настоящее время оледенение приурочено к Антарктиде, Гренландии, другим островам Арктики (Канадский архипелаг, Шпицберген, Северная Земля и др.), а также к высокогорным участкам континентов вне полярных областей. На Южном полюсе площадь оледенения 13 500 тыс. км², что больше половины территории бывшего СССР. В северной полярной области площадь ледников в 7 раз меньше — 2083,19 тыс. км², из которых на Гренландию приходится 1870 тыс. км² на Канадский архипелаг — 100 тыс., на Шпицберген — 60 тыс. км². Горные ледники занимают меньшую площадь — 150 тыс. км²: в северной умеренной зоне — 100 тыс. км², в южной умеренной — 21 тыс. км², в тропической — несколько десятков квадратных километров (Страхов, 1983, с. 391).

Плейстоценовое материковое оледенение было больше по площади, о чем можно судить не только по измерению областей с моренами, но и косвенно — через эвстатическое падение уровня океана не менее чем на 100 м (вода вошла в материковый и шельфовый лед). Это оледенение охватило север Европы, Азии и Америки и Антарктиду. Огромным по площади было и позднепалеозойское (поздний карбон — ранняя пермь) оледенение Гондваны: Австралии, Южной Африки, Индии и юго-востока Южной Америки. Намечаются значительные оледенения в ордовике, венде. Вероятно, полностью ледники никогда не покидали Землю. При критической мощности в 4-4,5 км лед оказывал такое давление нагрузки на фундамент, что последний прогибался и местами оказывался ниже уровня моря. Это прогибание не могло не сопровождаться сейсмическими точками. При дегляциации (стаивании) льда — снятии нагрузки наступает подъем территории, например Скандинавии в голоцене.

Вокруг областей материкового оледенения распространяется почти на полпланеты седиментационный шлейф специфических отложений, документирующих и сам исторический факт оледенения, и комплекс условий и процессов седиментации.

Основные факторы:

- Низкая температура (ниже нуля).
- Отсутствие заметных количеств жидкой воды,
- Отсутствие растительного опада и бактерий,
- Отсутствие химических процессов выветривания и осаждения вещества из растворов.

Мобилизация (гипергенез).

Осадочный материал поставляется различными способами.

1. Грубообломочный материал - *механическим (морозным) выветриванием,*

Мелкий материал, вплоть до пелитового - *механической денудацией (действие ледников) и механическим переносом (ледниковый разнос),*

2. *Гравитационный перенос*

3. *Водный перенос* в «теплых» горных ледниках, где между ложем и ледником образуется слой воды.

Седиментогенез здесь развит в наиболее простой форме – механическое осадкообразование с практически отсутствующей дифференциацией вещества. Ледовый разнос: действие ледников наоборот приводит к смешиванию различного обломочного материала.

Диагенез также примитивен и проявляется в уплотнении осадка, а характерное для стадии диагенеза физико-химическое уравнивание составных частей осадка здесь отсутствует, т.к. низкие температуры среды практически исключают проявление химических и биологических процессов. Гидроглинизация осадка (слабо).

Нижние слои ледника, богатые CO_2 . Таяние льда в результате трения приводит к образованию кислой среды, что может привести к растворению известняков, захваченных ледником. После замерзания воды хемогенная осадка кальцита, вплоть до образования базальных цементов и конкреций. Процессы оттаивания осадка проявляются только на поверхности, т.к. центральная часть охвачена вечной мерзлотой. По мере оттаивания верхняя зона все больше расширяется вглубь. Проявляются процессы:

1. окисления,
2. выщелачивания,
3. развивается примитивная органика (бактерии, диатомовые водоросли).

Но Страхов Н.М. все это называет гипергенезом, считая, что процессы собственно диагенеза подавлены низкими температурами.

Петрогенетические типы формирующихся здесь пород весьма своеобразны. Это совершенно несортированные моренные отложения (псаммитовые и грубообломочные) пестрого петрографического состава. Характерны ледниковая штриховка, присутствие, неустойчивых химически минералов – оливина, клинопироксена, основных плагиоклазов.

В приледниковых озерах формируются пески, алевриты, глины с сезонной ленточной слоистостью.

Страхов считает, что эти отложения гумидного типа, т.к. это отложения талых вод.

Ледниково-морские псефито-псаммитовые отложения шельфовой зоны за счет таяния ледников, спускающихся с материка на морской шельф. Широко развиты вдоль Антарктиды.

В озерных отложениях нивального климата возможно хемогенное осаждение кальцита, доломита, гипса, галита, т.к. вследствие сухости климата воды в озерах вымораживаются и в них формируются даже рассолы (!). Впоследствии при обилии талых вод соли могут полностью растворяться.

Конгломераты – ледниковые, водоразделов зон морозного выветривания, моренные (континентальные), ледового разноса (морские)

Брекчии – континентальные: водоразделов зон морозного выветривания, гравитационные (обвалы, осыпи, оползни), солифлюкционные. Морские: ледниковые (промерзания, ледового разноса).

Диагностические признаки моренных осадков

(Рухин, 1979; Чумаков, 1978, 1990).

Распространение.

Площадное □ морские материковые отложения.

Языковые ->морены горного оледенения.

Гранулометрический состав.

Несортированный материал, величина обломков которого зависит от состава пород ложа.

Минеральный состав.

Пестрый, часто из нескольких петрографических провинций. Характерно присутствие химически нестойких терригенных минералов – оливина, клинопироксена, основного плагиоклаза.

Текстуры. Беспорядочные, обычно слойчатость отсутствует.

Форма обломков. Разнообразная.

Поверхность обломков. Покрыта штрихами и царапинами.

Ориентировка обломков. В направлении движения ледника.

Распределение обломков в слое. Не меняется от почвы к кровле.

ГУМИДНЫЙ ТИП ЛИТОГЕНЕЗА

Гумидный тип, названный по наиболее характерным, т.е. типоморфным, производным — **гуминовым** соединениям (органическим растительным минералам), проявляется во влажных зонах Земли, где наиболее пышно развиваются леса, трава. Это *зеленые зоны* Земли.

Является господствующим, характерен для умеренно влажной зоны обоих полушарий, влажных тропиков экваториальных областей. Гумидные зоны как бы образуют сложную решетку в отверстия которой, растянутые по широте, вставлены аридные области различных конфигураций (Страхов Н.М.).

Основные факторы:

положительные температуры воздуха большую часть года или весь год;
количество выпадающих осадков намного превышает испарение;
широко развиты процессы физического и химического выветривания;
заметные (значительные) количества растительного опада;
участие в выветривании организмов.

Выветривание наиболее полное, и всегда образуются зональные коры выветривания.

Умеренно влажный климат

Тропический влажный климат

Все это приводит к вовлечению в седиментогенез огромных масс осадочного вещества – обломочного различной размерности, растворенного (коллоидного и в истинных растворах), продуктов жизнедеятельности организмов.

Перенос – водными массами (постоянными, временными).

Осаждение вещества происходит на суше, но, главным образом, в конечных водоемах стока (морях, озерах). В процессе переноса и осаждения происходит механическая и химическая дифференциация вещества. (см. хим. дифференциация по Страхову Н.М.).

Диагенез осадков протекает очень сложно и многообразно. Здесь в полной мере развиты все сложнейшие физико-химические процессы, приводящие к уравниванию сложной многокомпонентной системы – осадка, с участием в этом процессе бактерий.

Диагенез пассивных территорий – завершённый.

Диагенез активных территорий – незавершённый.

Петротипы пород гумидного литогенеза.

Здесь образуются различные осадочные горные породы:

- терригенные (от грубообломочных до глинистых),
- биогенные (кремниевые, карбонатные, фосфатные),
- хемогенные (глиноземистые, железистые, марганцевые).

Гумидные зоны многопородны.

Н.М. Страхов для пород, формирующихся в гумидных зонах вводит два понятия: формациеобразующие и акцессорные.

Формациеобразующие – это породы, слагающие главную массу отложений -> конгломераты, пески (песчаники), алевролиты, глины (аргиллиты), известняки, кремневые породы.

Акцессорные – встречаются небольшими массами и местами вообще могут отсутствовать (латериты) – фосфатолиты, доломиты, глиноземистые, железистые, марганцовистые.

Породы индикаторы гумидного литогенеза – руды Al, Fe, Mn, кварцевые пески, каолины.

Возникновение тех или иных осадочных пород гумидной зоны контролируется **тектонической активностью территории**, соотношением химического и физического выветривания.

Полимиктовые породы отвечают эпохам интенсивного движения земной коры, высокого рельефа территории и интенсивного проявления механической денудации: гранит □ аркозы □ =Q+п.ш.

Олигомиктовые – указывают на резкое преобладание химического выветривания при слабых тектонических движениях: гранит □ кварцевый песчаник □ Q (п.ш. □ каолины).

Поэтому различают гумидное породообразование на **территориях геосинклиналей** и **территориях платформ**.

Геосинклинальным гумидным отложениям свойственны

преобладание среди отложений терригенных компонентов (полимиктовых)
полимиктовость обломочных пород
большая мощность
линейность и малые площади развития.

Платформенным гумидным отложениям свойственны

преимущественное развитие биохеогенных отложений
олигомиктовость обломочных пород
малые мощности отложений
огромные площади развития и их изометричные формы.

Страхов Н.М.:

Среди многообразия **петрографических типов бассейновых отложений** выделяются три группы:

Терригенные отложения, сложенные на 95 и >% аллотигенными компонентами: галечники, гравийники, пески, алевроиты, глины.

Аутигенные осадки, на 95 и > % состоящие из минералов, возникших химическим или биогенным путем из растворов, поступавших в морской бассейн. Это накопления Al, Fe, Mn, P, CaCO₃, доломиты, SiO₂

Терригенно-аутигенные накопления: пески и алевроиты известковые и известковистые, Известняки песчаные, песчанистые, алевроитистые, алевроитовые, мергели и другие.

Различают водоемы с двумя резко отличными петрографическими типами осадков:

1. С резко преобладающей терригенной седиментацией.

Отложения таких морей укладываются в ряд: пески □ алевриты □ глины. Главную массу таких морских терригенных отложений составляют глины, которые располагаются в центральных частях водоемов и в заливах □ *терригенные отложения*

2. С резким преобладанием химико-биогенных отложений.

Терригенный материал здесь сосредоточен вблизи берега, а далее в сторону пелагической области отмечается накопление значительных масс кремнистых (периферия пелагической области) и известковистых (центральная часть) отложений □ *аутигенные осадки*

Между этими типами осадкообразования существует большое количество переходных типов □ *терригенно-аутигенные отложения*.

Отмечается четкая зависимость этого многообразия от размеров водоема. Чем крупнее по размерам бассейн и сложнее морфология его дна, тем разнообразнее его отложения и сложнее их локализация на дне. И наоборот. Но в любом случае рудные накопления **Al-Fe-Mn-P** локализуются **в прибрежной зоне**, а **кремнистые и карбонатные** всегда **сдвинуты в открытую часть водоема**.

Факторы, определяющие общий характер бассейнового осадконакопления.

Почему в одних случаях возникала часто терригенная седиментация, а в других – накапливались огромные массы химико-биогенных отложений (SiO_2 , CaCO_3 , Сорг)?

Что создавало приуроченность к прибрежной зоне накоплений Al-Fe-Mn-P и к центральным частям водоемов SiO_2 , CaCO_3 , Сорг?

Первый фактор – тектоника региона.

Терригенные разрезы характерны для тектонически активных регионов, когда с континентов поступали огромные массы терригенного материала, подавляющие растворенные компоненты. Общая мощность отложений песчано-алеврито-глинистого материала в таких водоемах неизбежно большая.

Если же регион тектонически мало активен, то в речном стоке резко возрастает доля растворенных компонентов, в бассейне седиментации формируются химико-биогенные отложения, всегда меньшей мощности, чем в первом случае.

Второй фактор – климат.

Его влияние сказывается на размещение химико-биогенных отложений, которые больше тяготеют к низким широтам с теплыми морями. Здесь более интенсивно идет как хемогенное, так и биогенное осаждение (карбонатное, фосфатное, радиоляриево-кремнистое). Здесь же в прибрежной части сосредоточено накопление Al, Fe, Mn.

Третий фактор – биологический.

Преимущественно биогенное накопление в местах наиболее благоприятных жизненных условий: карбонатная органика и некоторая кремнистая (радиоляриевая) □ в низких широтах, кремнистая диатомовая □ в высоких широтах.

Четвертый фактор – геохимический.

Элементы с меньшей геохимической подвижностью, переносящиеся в больших количествах в форме взвесей осаждаются в прибрежной зоне (Al, Fe, Mn.), а с большей геохимической подвижностью, переносящиеся в растворах, накапливаются в пелагических частях водоемов (SiO_2 , CaCO_3), и их доля увеличивалась при ослаблении тектоники района.

АРИДНЫЙ ТИП ЛИТОГЕНЕЗА

Аридный тип литогенеза характерен для *пустынь, полупустынь, сухих степей, саванн, акваторий морей (часть Средиземного, Каспийского, Красного и др.), шельфов океанов, относящихся к континентальному блоку и примыкающих к пустыням.*

Площади аридных континентов преобладают над площадями морей.

Аридный тип литогенеза – это резко выраженный континентальный, а гумидный – морской.

Основные факторы:

1. повышенные температуры воздуха,
2. дефицит влаги – испарение намного превышает количество выпадающих осадков,
3. дефицит ОВ (Сорг. – 3%, по сравнению с гумидным -96%),
4. энергичная деятельность ветра,
5. преобладает физическое выветривание, а химические и биологические процессы протекают вяло.

Гипергенез.

Суточные изменения температур приводят к выветриванию, поэтому происходит разработка поверхностной зоны разгрузки внутренних напряжений консолидированных пород.

Механические напряжения бывают 2-х типов:

1) разница температур на поверхности и в подошве прогреваемого слоя (1 м), что определяет максимальную мощность кор выветривания.

В результате процессов образуется щебень (размером до нескольких см);

2) различие коэффициента расширения (теплого) – сжатия слагающих минералов. Вследствие чего образуются песчаные и алевроитовые частицы (до сотых долей мм).

В неконсолидированных породах механические свойства изменяются под действием БИОСа, процессов гидратации-дегидратации и «солевого» выветривания.

Гипергенез характеризуется малой подвижностью растворенных элементов из-за дефицита влаги. Из кор выветривания слабо выносятся CaCO_3 , гипс, соли, что приводит к обезвесткованию и засолению почв (**интенсивное испарение □ подъем по капиллярам к земной поверхности □ накопление карбонатов Ca, Mg, сульфатов Ca, Mg, Na, тяжелых металлов, хлоридов**).

Древние коры выветривания аридного климата могут сохраняться в ископаемом состоянии.

Седиментогенез

Перенос ветрами и временными потоками способом волочения (перекатывания, подпрыгивания или во взвешенном состоянии).

Перенос осуществляется внутри аридной зоны и в соседние степи и моря.

Пылевая буря 1969 г. способствовала осаждению на акватории Азовского моря 50 млн т пыли, что оказало влияние на экологию: массовая гибель организмов.

Эоловая пыль в Среднем и Южном Каспии составляет 13% осадков.

Перенос внутри аридной зоны – **автохтонный седиментогенез**.

Перенос (внос) материала из-за пределов аридной зоны (с окружающих горных цепей в период таяния ледников, с гумидных территорий водными артериями (р. Волга □ Каспийское море) – **аллохтонный седиментогенез**.

Механическая седиментация приводит к широкому развитию терригенных слабосортированных осадков (отложения временных водотоков), хорошо сортированных осадков (отложения аридных равнин).

Вынос глинистых и алевритовых частиц за пределы аридных территорий.

Химическая седиментация отличается своей полнотой и завершенностью. Она приобретает стадийный характер:

карбонатная стадия (осаждение наименее растворимый соединений - кальцит, доломит),

сульфатная стадия □ гипс, ангидрит,

хлоридная стадия □ галит, $MgCl_2$

Диагенез

Происходит физико-химическое уравнивание осадка, но процессы многообразны и сложны.

Для континентальных осадков диагенез более простой, так как мало воды и ОВ (бактерий).

Для морских отложений характерно практическое отсутствие терригенного материала.

В озерных отложениях продолжительность диагенеза составляет до 50 тыс. лет.

Растворяющее действие рапы на кварц, полевые шпаты, вулканическое стекло в условиях щелочной среды.

Переход закисных соединений в окисные. Страхов Н.М.:

Красный цвет более типичен для субаэральных осадков – делювиально-пролювиальных, аллювия, эоловых отложений.

Серо-зеленые тона характерны для бассейновых отложений (особенно центральной части).

Петротипы аридного литогенеза

В аридном литогенезе полностью исчезают накопления Al-Fe-Mn руд!

Накопление стратиформных месторождений Cu, Pb, Zn.

Терригенные отложения - карбонатность, засоленность, пестрота их окраски (красноцветные).

Соленосные отложения. Породы-индикаторы аридного литогенеза

Окислы железа заносятся с гумидных территорий, но так как в аридных зонах С орг. (ОВ) мало, то восстановление Fe происходит слабо, и породы приобретают: зеленый цвет – Fe полностью восстановлено, желтый, бурый – Fe частично восстановлено, красный – Fe совсем не восстановлено.

Максимальная аридизация климата характерна для поздней юры-раннего мела, что выразилось в смещении границ климатических зон к северу и северо-востоку, в широком развитии пустынь и полупустынь.

Поздний триас – средняя юра □ гумидный климат.

Поздняя юра-ранний мел □ аридный климат.

Поздний мел □ начало похолодания и наступление гумидного климата.

Аридный климат характеризуется специфическим составом всех комплексов отложений: субаквальных и субаэральных.

Наземные терригенные фации

Терригенно-глинистые осадки.

1) *Терригенные формации аридных равнин*, красноцветные песчанистые породы, карбонатизированные.

Обычно красноцветные и пестроцветные карбонатизированные и загипсованные с прожилками галита.

Состав песчаников мезо- и полимиктовый с повышенным содержанием полевых шпатов и нестойких к выветриванию минералов тяжелой фракции (пироксены, амфиболы, оливин).

Например, в песках и алевритах Красного моря отмечается обилие плагиоклаза (кислого и основного), биотита, роговой обманки, оливина.

Хорошая сохранность полевошпатовых аркозовых песков пустынь Средней Азии. Усиление аридности климата приводит к увеличению содержания гетерогенных обломков пород.

Состав глин монтмориллонитовый, сепиолитовый, палыгорскитовый.

Лессы.

2) *Терригенные формации межгорных котловин* – мощные отложения обломочных пород различной размерности карбонатизированных, сульфатизированных. Отложения временных потоков (аллювиальные и пролювиальные).

3) *Дюнные осадки.*

Озерные соленосные отложения.

Состав зависит от состава воды и степени осолонения: доломиты-гипс+ангидрит-галит-калийные соли.

Морские аридные отложения:

Влияние климата сказывается менее резко, но нарастает по мере аридизации климата.

1) Терригенные отложения не характерны, но могут накапливаться в небольшом количестве и сходны с континентальными песчаниками. Эоловый материал выносится в огромных количествах во время пылевых бурь.

2) Карбонатные отложения весьма специфичны. Характерно развитие теплолюбивых организмов, приспособленных для жизни в водоемах повышенной солености (узко специфичные виды, например, коралловые постройки Красного моря состоят из высокомагнезиального кальцита). Постепенно биогенное карбонатонакопление вытесняется хемогенным, увеличивается Mg/Ca-отношение (>4), начинают накапливаться мелкозернистые пластовые доломиты, сменяемые пятнистыми доломитами с ангидритом и флюоритом.

3) Фосфориты зернистые (пластовые).

4) Сульфатные и хлоридные отложения. В крупных заливообразных морях, где наблюдается постепенное увеличение солености к тупиковой их части.

Краткая характеристика эффузивно-осадочного типа литогенеза

Отсутствие связи с климатическими поясами Земли (азональный).

Мобилизация - Особый источник исходного вещества (ювенильный):

- 1) механически выброшенные продукты извержения;
- 2) гидротермальные растворы, газовые эманации;
- 3) эпизодичность и быстрота поступления материала (часто большие объемы). Подавление всех остальных типов литогенеза. (*Толбачек: 200 т. твердого пирокластического материала за секунду*).

4) специфика извергаемого материала:

а) свежесть обломков,

б) большие содержания в гидротермах Fe, Mn, Al, Si, Zn, Pb, Cu, As и газов (в этом отличие от грунтовых вод).

Гипергенез – отсутствует

Седиментогенез – эоловый перенос. Осаждение – с механической эоловой дифференциацией.

Диагенез – подавлен из-за большого количества поступающего материала (цеолитизация, уплотнение, монтмориллонитизация).

Вторичные изменения.

Витрокластический материал основных и средних туфов хлоритизируется, карбонатизируется.

Могут проходить после монтмориллонитизации □ бентонитовые туфы (бентониты).

Кислые туфы □ раскристаллизация стекла (микрофельзит) □ каолинизация □ каолиновые глины.

Трасс, пуццолан – слабосцементированные туфы витрокластические кислого состава. Идут на изготовление цементов для подводного цементированя.

Аутигенное минералообразование

Лучше проявляется в гумидном климате, т.к. здесь больше грунтовых вод, которые способствуют выносу элементов на поверхность, но в то же время сильно разбавляют первичные концентрации гидротерм.

Континентальные отложения – сера, алуниит, травертины, гейзериты, каолинит, но их количество ничтожно мало по сравнению с количеством выносимых элементов, т.к. большая часть уходит с территории эффузивно-осадочного литогенеза в гидросферу, пополняя солевой запас океанов.

В аридном климате отлагаются в принципе те же соли, но они больше соответствуют первичному составу гидротерм и являются по-настоящему ювенильными (SiO_2 , сода, сульфаты, хлориды Na, K, Ca, Mg), Mn.

Типы пород формации подводных извержений.

При подводных извержениях формируются как лавовые, так и туфовые породы, что позволило выделить два типа формаций: эффузивного и эксплозивного типа.

Эксплозивные породы часто имеют смешанный состав:

Вулканогенно-кремнистые – туфосилициты, туфодиатомиты.

Вулканогенно- известковые – туфоизвестняк (цемент хемогенный SiO_2 и CaCO_3).

Вулканогенно-кремнисто-терригенные породы – туффиты □ туфопесчаники с кремнистым цементом.

Аутигенное минералообразование в областях с подводным вулканизмом связано с гидротермами (железо, марганец, кремнезем, фосфаты, яшмы).

ОКЕАНСКИЙ ТИП ЛИТОГЕНЕЗА

Этот тип литогенеза не подчиняется климатической зональности и характеризуется **следующими особенностями**.

- 1) Огромные площади седиментации и значительные глубины (ср. 4,5-5 км).
- 2) Малые скорости пелагического осадконакопления (0,1-10 мм/1000 лет)
- 3) Небольшие мощности отложений - 100-1000 м.
- 4) Климатическая зональность выражается только в двух рановидностях океанского литогенеза – теплое и холодное море. Карбонатные илы – в низких и умеренных широтах, кремнистые илы – как в высоких (диатомовые), так и в низких (радиоляриевые).

Для океанов (в отличие от морей) также характерна особая гидродинамика и структура вод.

Гидродинамический режим океанов контролирует распределение биоса. Это течения поверхностные (сгонные), глубинные (компенсационные), горизонтальные (постоянные), вертикальные (апвеллинг).

Общее их влияние приводит к **формированию стандартного латерального ряда**:

- 1) кремнисто-карбонатные накопления высокопродуктивной тропическо-экваториальной зоны;
- 2) область глубоководных пелагических глин («океанские пустыни»);
- 3) кремнистые накопления высоких широт.

Структура водной толщи (вертикальная зональность) связана с КГК (критической глубиной карбоната накопления), которая регулирует накопление глубоководных фораминиферовых и кокколитовых илов.

Кислородный режим водной толщи. Слой кислородного минимума (100-1500 м) обусловлен опусканием обогащенных кислородом вод за счет апвеллинга и исчезновение активных потребителей кислорода.

Характерные черты океанского литогенеза

1. Резкое преобладание глубоководных пелагических осадков.
2. Первостепенное значение биогенных осадков, среди которых резко диминируют планктонные (известковые и кремнистые).

Роль биоса :

Биофильтрация – улавливание частиц взвеси зоопланктоном и как следствие осаждение их в виде пеллет, т.е. укрупненных фекальных комочков, которые способны достигать дна.

Биоассимиляция – растворенные в воде соли переводятся в твердое вещество панцирей.

Биосорбция- поставка в верхние слои пелагиали карбонатного, кремнистого хитинового сорбента – материала панцирей, органического сорбента – детрита, захват сорбентами растворенных в воде элементов –V,W,Ni,Co и их миграция с биогенным веществом в водной толще.

Биотранспортировка – перенос вещества и энергии с опускающимся детритом и пищевыми комками из поверхностных слоев вплоть до дна океана.

3. Соотношение карбонатных и кремнистых отложений определяется положением КГК и температурным режимом.

4. Локальное накопление в периферических частях океана больших масс терригенных турбидитов (фыны), дистальные части которых могут простираться на большие глубины и расстояния.

5. Многочисленные перерывы (хиатусы) среди глубоководных отложений и широко распространенное перераспределение пелагических илов, что связано с действием придонных течений.

6. Влияние положение дна по отношению к слою кислородного минимума (КМ) на соотношение восстановительных и окислительных осадков; ниже этого слоя развиты «кислородные воды», определяющие развитие глубоководных красноцветных глин.

7. Обогащенность глубоководных отложений гидроокислами железа, марганца, образующими поля металлоносных осадков и ЖМК.

Источник Fe и Mn – подводные гидротермы, расположенные вдоль срединно-океанических хребтов.

8. Заметная роль базальтовой гиалокластики в составе пелагических осадков за счет которой формируются диагенетические минералы (смектиты,

Породы океанического литогенеза.

1. Терригенные отложения.

Гравийно-песчано-глинистые отложения турбидитных (мутьевых) потоков. Состав обломочного материала зависит от состава пород областей питающей провинции, климата, тектоники. Эти отложения формируются у подножия континентального склона (мощность до 600 м). Глубина формирования до 4 км (глубоководные желоба).

2. Глинистые отложения.

Среди них выделяются два главных типа глин

– зеленые (серые);

- красные (красно-коричневые).

Зеленые и серые гемипелагические глины тяготеют к периферии океанов и накапливаются в восстановительных условиях. Содержат примесь алевроитового, реже псаммитового и пеплового материала. Гранулометрия в сторону пелагиали уменьшается. Минеральный состав мезо-полимиктовый (гидрослюды, смектит, каолинит, хлорит). Часто состав глинистых минералов зависит от климата суши.

Красно-коричневые (эпелагические) глины накапливаются в абиссальных зонах в окислительных условиях. Тонкодисперсные, но могут содержать незначительное количество обломочного материала (кварц, полевые шпаты) пелитовой размерности эолового происхождения. Обычно глины бескарбонатные (их накопление происходит ниже КГК), часто содержат кремниевую органику (радиолярии), характеризуются повышенными содержаниями оксидов Fe и Mn (иногда среди них железно-марганцевые

3. Карбонатные отложения.

Практически всегда известковые биогенные и подразделяются на два типа:

- глубоководные пелагические;
- мелководные обломочные детритовые.

Пелагические – фораминиферовые и кокколитовые или со следами биотурбации, которые при литификации переходят в писчий мел. Обычно это чистые известняки и содержат CaCO_3 до 70-95%. Мощность их варьирует от первых десятков до 650 м (чаще 100-300 м).

Иногда многоцветные отражающие накопления в восстановительных и окислительных обстановках (смена обстановок может объясняться изменениями положения границы КМ). Белые, розовые, коричневые – окислительная обстановка, а серые, зеленые и темно-зеленые – восстановительная.

Мелководные обломочно-детритовые известняки развиты ограниченно и формируются на внутриокеанских вулканических поднятиях. Мощность их достигает до 300 м. Страхов считает, что эти породы относятся к гумидному типу литогенеза.

4. Кремниевые отложения.

Биогенное накопление сосредоточено в трех поясах:

- экваториальной (радиоляриевые илы) ниже уровня КГК,
- высокоширотные (диатомовые илы).

Экваториальные радиоляриевые илы распространены неравномерно и приурочены к абиссальным участкам, накапливаясь ниже КГК (мощность 35-200 м). Выше они сменяются кремнисто-карбонатными отложениями (формирующимися выше КГК).

Высокоширотные часто содержат глинистый материал, образуя глинисто-диатомовые илы, содержащие 65-75% диатомей.

5. Железо-марганцевые конкреции (ЖМК).

Формируются в пелагической области, где в абиссальных котловинах возникают обширные поля ЖМК, образующихся хемогенным путем вследствие обогащения вод гидроксидами Fe, Mn (подводные гидротермы). В пелагических осадках содержание С орг. Обычно ниже 0,25 %, поэтому диагенетические преобразования происходят в условиях щелочной окислительной обстановки.

Постседиментационные процессы весьма специфичны и не позволяют применять схему стадийности для восстановленных осадков континентального блока и даже периферии океана.

Диагенез осадков на океаническом ложе ослаблен. Стадии раннего и позднего диагенеза здесь не отличимы не только одна от другой, но и от раннего катагенеза. Для пелагических осадков в связи с их постоянной и

Интереснейшими и практически важными среди современных осадков континентальных частей океанов являются ЖМК.

Они наиболее характерны для красных глин (глубины залегания (3,5-6,5 км), встречаются в фораминиферовых илах, изредка – диатомовых, иногда в области терригенных отложений на глубинах 3-4,5 км.

Размер конкреций обычно 2-5 см, достигают до 10 см.

Чаще они находятся на поверхности и в верхнем слое (1-20 см) осадков (иногда до 7 м).

Огромные скопления обнаружены в Тихом океане, где участки дна покрыты ими на 70-90%, значительно меньше в Атлантическом и Индийском.

Для осевых частей срединно-океанических хребтов характерны рудные корки толщиной до 10 см.

Рудное вещество конкреций и корок – преимущественно рентгеноаморфные гидроксиды марганца и железа, в незначительных количествах присутствуют гидрогетит, гетит, тодорокит.

Средние содержания железа – 12%, марганца – 21%, до 1 % меди, никеля, кобальта, молибдена, свинца, ваналия, галлия, серебра, стронция и др. В ядрах конкреций наблюдались обломки пород, зубы акул, уплотненные осадки.

Наибольшие концентрации марганца, малых элементов и абсолютных масс конкреций типичны для аридных зон (Лисицын, 1981).

Конкреции формируются на дне котловин и на подводных горах.

Очевидно, осаждение рудного вещества из придонной воды происходит в седиментогенезе вследствие коллоидно-химических процессов, диагенез осадков обуславливает его перераспределение и рост конкреций.

Любопытен процесс формирования конкреций: со стороны, выступающей над поверхностью раздела ил-вода, происходит рост гидрогennyй рост за счет коллоидных частиц гидроксидов железа – сорбентов марганца, меди, никеля, кобальта, молибдена, со стороны ила – диагенетическое стягивание рудного вещества – аморфных гидроксидов $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и $\text{MnO}(\text{OH})$ (Хворова, 1984).

Рост очень медленный 1-3 мм/1000 лет в условиях резко окислительных ($E_h=+300+500$ милливольт).

Общие запасы конкреций только Тихого океана превышают 1600 млрд т, что составляет для марганца 358, а для железа 207, никеля 14, кобальта – 5,2, меди 7,9 млрд т. (Меро, 1969).