

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ (СЕДИМЕНТАЦИЯ) В МИРОВОМ ОКЕАНЕ

За год на дно океана осаждается около 60 млрд тонн рыхлых осадков, небольшая их часть удаляется в процессе субдукции.

Толщина осадочного слоя в некоторых районах океана достигает 1,5 км.

Средняя скорость осадконакопления составляет около 10^{-3} мм в год.

Классификация осадков по происхождению («генетическая» классификация):

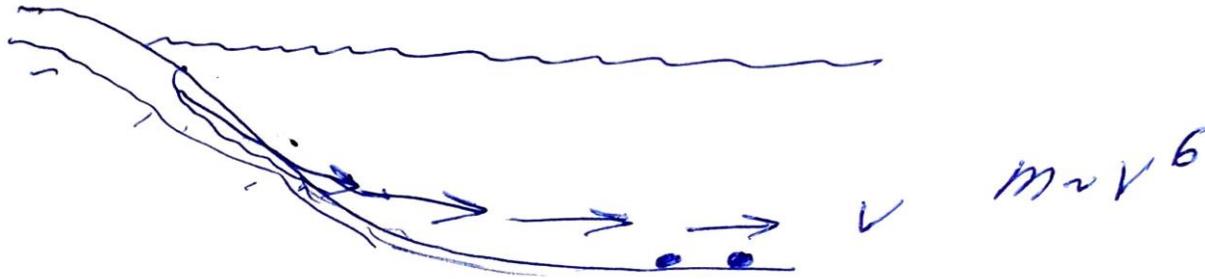
- 1) Твердый сток рек – 35%
- 2) Размыв берегов – 27%
- 3) Эоловые процессы (перенос ветром) – 18%
- 4) В растворенном виде – 6%
- 5) Вулканогенные – 5%
- 6) Ледники – 4%
- 7) Биогенные – 3%
- 8) Прочие – 2%

Осадки на дне океана распределены чрезвычайно неравномерно, причина этого в их переносе (транспорте) течениями и склоновыми турбидитными (мутьевыми, суспензионными) потоками.

Транспорт океанических осадков

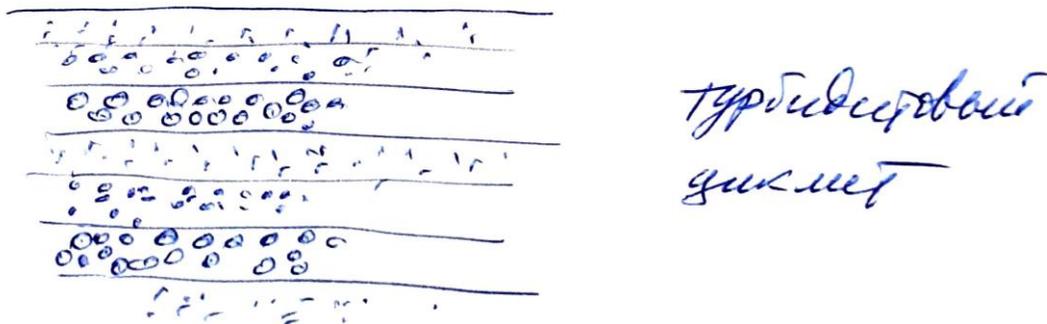
Наиболее интенсивный перенос осадков осуществляется т.н. масс-флоу (mass flow) – мощными плотностными турбидитными потоками, возникающими на материковых и островных склонах. Это, по существу, периодически возникающие подводные «лавины», движущиеся иногда с высокими скоростями. Впервые скорость подобного масс флоу была измерена в 1928 году при прохождении его вблизи Ньюфаундлендской банки (скорость определили по моментам разрыва телеграфных кабелей, связывавших Европу и Америку по дну северной Атлантики, она составила около 28 м/с, т.е. около 100 км/ч). На сегодняшний день максимальная измеренная скорость таких потоков составляет около 45 м/с (160 км/ч).

Благодаря высокой скорости в такой поток вовлекаются частицы крупных размеров: масса вовлекаемых частиц пропорциональна 6-й степени скорости потока: $m \sim v^6$.



Такая зависимость массы вовлекаемых частиц от скорости потока формирует механизм самоподдержания склоновых турбидитных потоков: чем тяжелее частицы в потоке и выше плотность потока, тем выше его скорость при движении вниз по склону, а чем выше скорость, тем больше масса вовлекаемых частиц. Именно благодаря этому механизму самоподдержания достигаются столь высокие скорости движения мутьевых потоков в океане.

В местах прохождения масс-флоу может формироваться специфический вид осадков – турбидитовые циклиты. Они представляют собой периодически повторяющиеся слои осадков, в которых размеры частиц меняются постепенно от мелких вверху слоя до более крупных внизу каждого слоя. Турбидитовые циклиты формируются в результате многократного прохождения масс-флоу. Слои турбидитовых циклитов достигают толщин 1-10 м.



На материковых склонах почти постоянно существуют значительно менее интенсивные мутьевые (супензионные) потоки, обычно спускающиеся к материковому подножию по каньонам, разрезающим материковый склон (каньоны – характерная форма рельефа материкового склона).

Важным механизмом транспорта океанических осадков являются подводные течения, прежде всего придонные и глубоководные (в т.ч. контурные). Скорости придонных течений в некоторых случаях могут достигать величин порядка 1 м/с, хотя обычная их скорость – несколько см в секунду. Глубоководные течения, переносящие большое количество осадков, называются нефелоидными течениями (потоками).

Зоны интенсивной седиментации – речные эстуарии. Реки являются основным поставщиком осадочного материала в океан. В эстуариях формируются конусы выноса осадков, иногда образуется осадочный бар («порог» из осадков, возникающий из-за замедления скорости течения и саморегулируемый по высоте) – зона лавинной седиментации. Примечательно, что не всегда крупные реки являются главным источником осадков: например, относительно небольшие сибирские реки Индигирка и Хатанга выносят в океан осадков больше, чем Обь и Лена (это установлено в недавних экспедициях НИС «Академик Мстислав Келдыш»). Примером зоны интенсивной седиментации является и Невская губа Балтийского моря, где из-за сильного замедления течения (скорость течения в Неве очень высокая, до 5 м/с, а в Невской губе резко падает) выпадает много осадков, и глубины здесь небольшие, особенно между Петербургом и островом Котлин (Кронштадтом).

Зонами интенсивной седиментации являются также районы прибрежных апвеллингов. Высокая биологическая продуктивность прибрежных апвеллингов приводит к преобладанию биогенных осадков в этих районах и к формированию в них специфического вида осадков – апвеллинговой формации.

Признаком переноса осадков придонными течениями являются определенные мелкомасштабные структуры рельефа дна – песчаные волны, рифели, подводные дюны, холмы. Многие данные о придонных течениях были получены из анализа фотографий рельефа дна.

Обозначения типа грунта на морских картах:

П – песок, мП – мелкий песок, Г – гравий, Гл – глина, И – ил; ПС – положение сомнительно.

Характерные особенности океанического донного грунта (осадочного слоя):

1. Характеристики грунта связаны с генеральным рельефом дна.
2. Основные параметры грунта устойчиво взаимосвязаны.
3. Скорость звука в грунте не зависит от частоты.

Крупномасштабное районирование океана по плотности и пористости грунта

Тип геоморфологической провинции океана	Плотность грунта, г/см ³	Пористость, %	Гранулометрическая характеристика грунта
Шельф	1,7 – 2,2	30–60	Песок $d > 0,1$ мм
Глубоководные районы с изрезанным рельефом	1,4 – 1,7	60–70	Алевриты $0,01 < d < 0,1$ мм
Абиссальные равнины	1,2 – 1,4	70–85	Пелиты $d < 0,01$ мм

Взаимосвязь параметров верхнего слоя океанического грунта

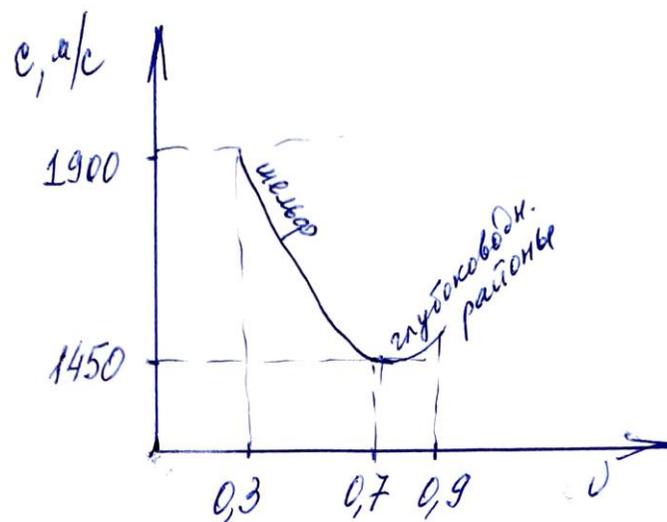
Анализ верхнего слоя грунта в разных районах океана позволил установить характер взаимосвязи между параметрами грунта (Андерсон, 12-метровый слой грунта, 82 пробы грунта, обобщение по всем океанам):

$$u = 61 \cdot (2,68 - \rho)$$

$$c = 2367 - 22,3 \cdot u + 0,1500 \cdot u^2,$$

где u – пористость, ρ – плотность грунта, c – скорость звука в грунте.

Эти зависимости выполняются практически независимо от глубины океана.



Зависимость скорости звука в грунте от пористости

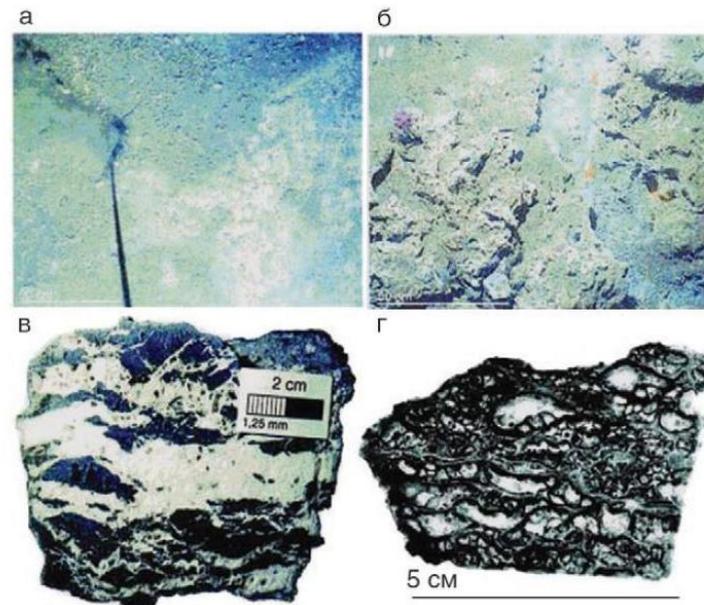
Газогидраты, сиппинг

Сиппинг – явление газовых выбросов (сипов) на дне океана, возникающее в районах, где имеются донные залежи газогидратов (кристаллических соединений газа с водой). Как правило, в океане обнаруживаются метановые газогидраты (CH_4). Наличие сиппинга может свидетельствовать о газовых залежах промышленного масштаба.

Сипы, т.е. выбросы газа со дна, при низких температурах воды и высоких давлениях происходят в твердой фазе – в виде кристаллических пластинок газогидрата, которые по мере подъема к поверхности моря превращаются в пузырьки газа и, как правило, растворяются в воде, не достигая поверхности. Поток кристаллических пластинок или пузырьков называется «факелом» сипа.

Сиппинг был обнаружен в Охотском, Карском, Балтийском, Адриатическом морях, в Мексиканском и Калифорнийском заливах и др. частях океана. Обнаружение сипов в глубоководных районах затруднено, поэтому большая часть сипов обнаружена в сравнительно мелководных районах, средиземных морях.

Образование метанового газогидрата при температуре воды 5°C происходит при давлении более 50 атм (т.е. на глубинах более 500 м), а при температуре воды 0°C – при давлении более 26 атм (на глубинах более 260 м).



Газогидраты западной окраины Североамериканского континента (район Каскадия)

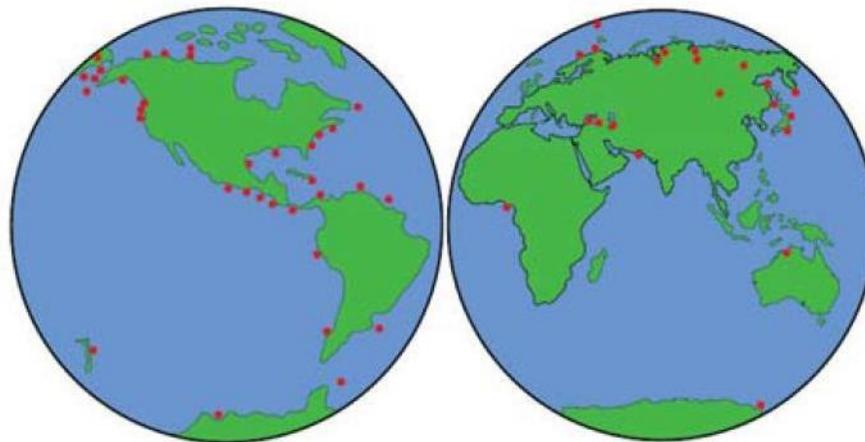


Рис. 17. Распределение газовых гидратов на шельфе морей и океанов

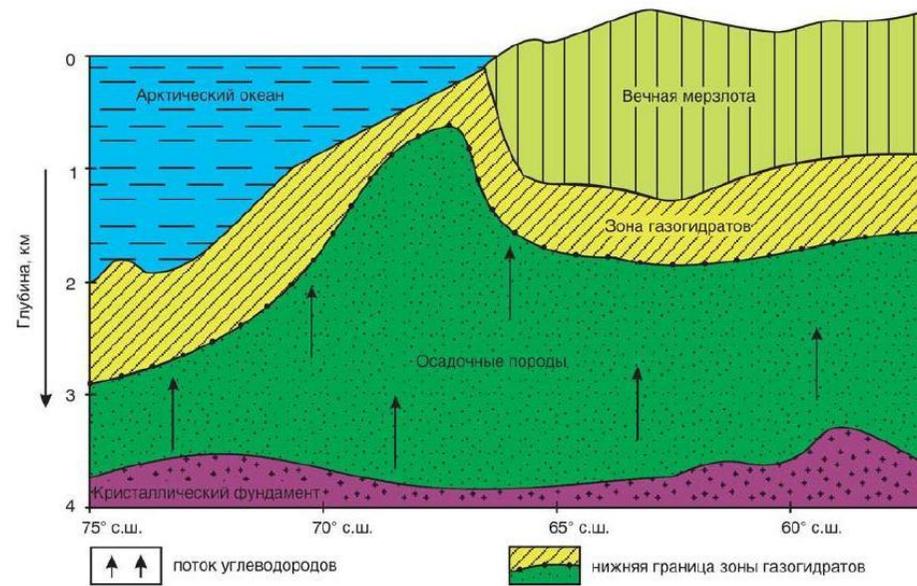


Рис. 2. Схематический профиль образования газогидратов на океанском дне

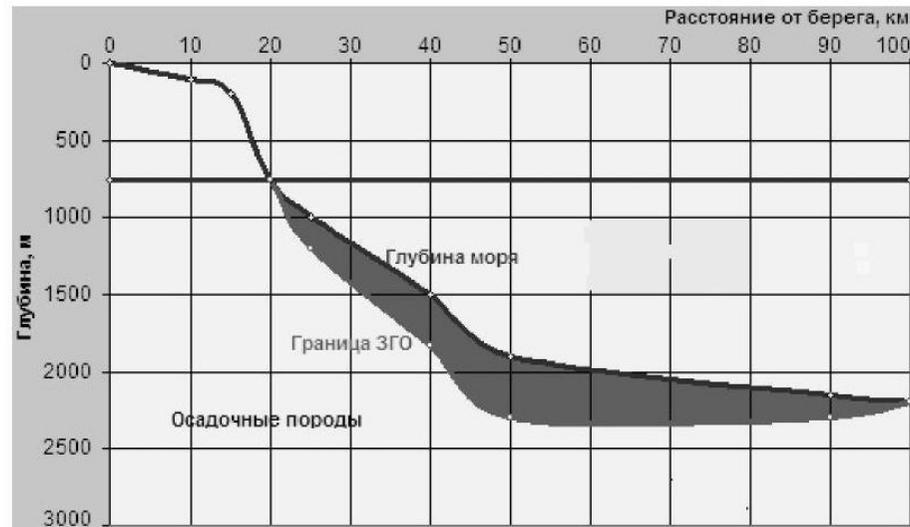


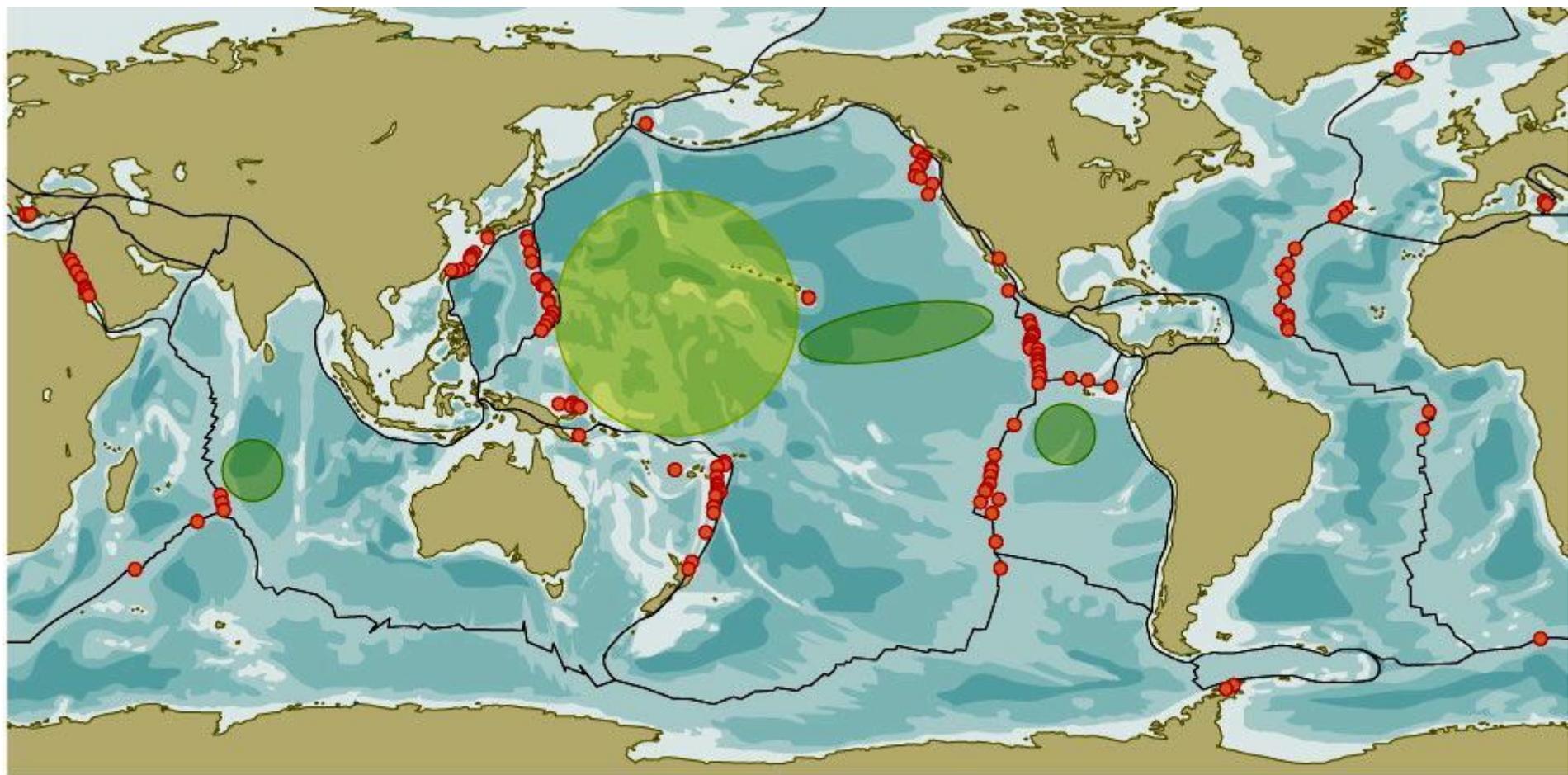
Рис. 11. Зона гидратообразования метана в Черном море

Сипы в мелководных районах хорошо обнаруживаются акустическими методами (например, с помощью обычного судового эхолота) по интенсивному рассеянию, которое создается пузырьками газа. Резонансная частота пузырька, при которой наблюдается интенсивное рассеяние звука, пропорциональна $H^{1/2}$ (H – глубина), т.е. растет с глубиной. Например, на глубине 40 м резонансная частота метанового пузырька составляет 3,5 кГц, а на глубине 600 м – 14 кГц. Соответственно, для обнаружения сипа на больших глубинах надо располагать высокочастотным гидролокатором. Обычно для поисков сипов использовались стандартные судовые эхолоты, имеющие фиксированные частоты 3,5 кГц и 12 кГц. Обнаружение метановых пузырьков с помощью таких эхолотов возможно лишь на глубинах менее 500–550 м. Для мелководных сипов (шельфовых) это вполне приемлемо. Однако, в случае глубоководных сипов пузырьки газа растворяются в воде на больших глубинах, не достигая тех глубин, где их может «увидеть» обычный судовой эхолот. Именно с этим связана трудность обнаружения глубоководных сипов и то, что их было обнаружено сравнительно немного.

Сип на записях эхолота создает «прогиб» дна со сниженным отражением от дна (из-за замедления скорости звука в воде с большим количеством пузырьков) и иногда «факел», тянущийся к поверхности моря (резонансное рассеяние пузырьков).

Железомарганцевые конкреции (ЖМК)

В ряде районов океана на дне обнаружены металлические образования размером от см до десятков см, состоящие в основном из железа и марганца (железомарганцевые конкреции). Интерес к ним связан в первую очередь с тем, что в их состав входят ценные цветные металлы – медь, молибден, кобальт, цинк, никель, составляющие до 4–5% массы конкреций. Объемы залежей огромны (например, меди в ЖМК в 9 раз больше, чем в месторождениях на суше, а кобальта – в 600 раз больше, чем на суше), однако конкреции, богатые ценными металлами, как правило, залегают на больших глубинах (котловины Мирового океана) и труднодоступны. Основные районы залегания ЖМК – котловины Тихого и Индийского океанов, в том числе район трансформных разломов Кларион и Клиппертон в восточной части Тихого океана – наиболее перспективный район промышленной добычи ЖМК.



- Граница континентальных плит
- Распределение кобальтовых корок
- Марганцевые конкреции
- Черные курильщики

- 2000 м
- 4000 м
- 6000 м
- более 6000 м

Особенность конкреций – то, что в их сердцевине (ядре) могут находиться органические остатки морских организмов (зубы акул, позвонки или их части). Вокруг этих ядер и происходит формирование конкреций в течение тысячелетий и миллионов лет. Основной механизм образования конкреций – диагенез (превращение рыхлого материала осадка в твердую породу). Предполагается, что существенную роль в образовании ЖМК играют радиолярии – планктонные организмы, обитающие, как правило, в теплых водах. Окончательной теории образования ЖМК пока не создано.



Скорость роста конкреций сильно отличается в разных районах океана:

В районе плато Блейк в Атлантике – 1 мм за миллионы лет

В котловинах Тихого океана – 1-19 см за миллионы лет

Шельф Балтики – от 2 до 10 см за 1000 лет (ЖМК в Балтике бедны цветными металлами).

В районах интенсивной седиментации (особенно терригенной) ЖМК засыпаются осадками и не растут. По этой причине в Атлантике ЖМК мало.

Добыча ЖМК с помощью эрлифтных установок может нанести большой вред экосистемам океанов.

Ученые разрабатывают способы добычи железомарганцевых конкреций с глубин до 6000 м. Запасов ценных металлов в богатейших тихоокеанских россыпях этих конкреций могло бы хватить человечеству на 20 столетий.



