

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«КЕРЧЕНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ МОРСКОЙ
ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

Кафедра экологии моря

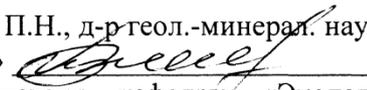
Баранов П.Н., Ошкадер А.В.

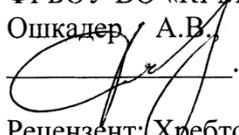
ГЕОЛОГИЯ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

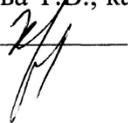
Конспект лекций
для студентов направления подготовки
05.03.06 «Экология и природопользование»
очной и заочной форм обучения

Керчь, 2017 г.

УДК 556.3(072)

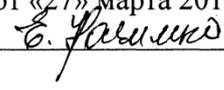
Составители: Баранов П.Н., д-р геол.-минерал. наук, профессор кафедры «Экология моря»
ФГБОУ ВО «КГМТУ» 

Ошкадер А.В., ассистент кафедры «Экология моря» ФГБОУ ВО «КГМТУ»


Рецензент: Хребтова Т.В., канд. биол. наук, доцент кафедры «Экология моря» ФГБОУ ВО
«КГМТУ» 

Методические указания рассмотрены и одобрены на заседании
кафедры экологии моря ФГБОУ ВО «КГМТУ»

протокол №9 от «27» марта 2017 г.

Зав. кафедрой  Е.И. Назимко

Методические указания утверждены и рекомендованы к публикации на заседании
методической комиссии ТФ ФГБОУ ВО «КГМТУ»

протокол № 8 от 13.04. 2017 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	4
Примерный тематический план дисциплины	5
1 ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ НАУКИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЕОЛОГИИ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ.....	6
1.1 История развития науки «геология океанов и морей»	6
1.2 Методы геологических исследований океанов и морей	7
2 РЕЛЬЕФ ДНА, ГИДРОДИНАМИКА, ГИДРОХИМИЯ, ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ МИРОВОГО ОКЕАНА.....	9
2.1 Основные черты геологического строения дна океанов и морей	9
2.2 Гидродинамика, гидрохимия и органический мир океанов и морей	14
2.3 Геологическая деятельность моря	21
2.4 Полезные ископаемые Мирового океана	25
3 ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОКРАИННЫХ И ВНУТРИМАТЕРИКОВЫХ МОРЕЙ. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ МИРОВОГО ОКЕАНА.....	32
3.1 Особенности геологического строения окраинных и внутриматериковых морей ..	32
3.2 Палеоокеанологическая эволюция океанов и морей	40
3.3 Экологические проблемы Мирового океана	45
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ И РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ:.....	55

ВВЕДЕНИЕ

Одной из наиболее актуальных проблем в настоящее время является проблема охраны и рационального использования ресурсов Мирового океана. Исследования последних лет указывают на все усиливающееся давление техногенных факторов на эту экосистему планеты.

Морская геология приобретает значение как прикладная наука, так как океаны и их недра включают в себя большое количество полезных ископаемых, которые открывают новые перспективы расширения минерально-сырьевой базы.

Предметом изучения морской геологии являются современные осадки и коренные породы дна морей и океанов, их состав, строение, условия залегания, а также геологические процессы, протекающие в их пределах. Изучая современные осадки, которые находятся в стадии седиментогенеза и раннего диагенеза студенты получают разностороннее представление о среде осадкообразования.

Морские геологические исследования включают в себя целый комплекс методов, из которых наибольшее значение имеют географические, геологические и геофизические. Морская геология тесно связана с проблемой охраны защиты и сбалансированного природопользования. Практика последних лет показала, что кардинальное решение проблемы защиты морей от загрязнения возможно лишь путем разработки обязательных международных стандартов, которые должны выполняться прибрежными государствами.

Дисциплина «Геология океанов и морей» направлена на повышение экологических знаний и практических навыков студентов в процессе изучения генезиса океанического дна, состава морской воды, волновых движений, способности морской среды к самовосстановлению.

Основными задачами дисциплины являются: изучение современных осадков и коренных пород дна морей и океанов, их состава, структуры, условий залегания и генезиса, а также геологических процессов протекающих в их пределах; анализ происхождения и эволюции земной коры; изучение рельефа дна в эволюционном развитии Мирового океана; изучение теории литосферных плит и классической геосинклинальной теории.

К исходным требованиям, необходимым для изучения дисциплины «Геология океанов и морей», относятся знания, умения и виды деятельности, сформированные в процессе изучения дисциплин: «Геология», «Ландшафтоведение», «Геоэкология», «Основы природопользования», «География», «Общая экология», «Основы картографии» и др. Данная дисциплина является основой для изучения дисциплины «Устойчивое развитие», «Общее ресурсоведение и региональное природопользование» и других дисциплин профессионального цикла.

Весь излагаемый материал курса разбит на 3 части: «История развития науки и методы исследований геологии океанов и морей», «Рельеф дна, гидродинамика, гидрохимия, органический мир и осадконакопление Мирового океана» и «Особенности геологического строения окраинных и внутриматериковых морей. Экологические проблемы Мирового океана».

В разделе «История развития науки и методы исследований геологии океанов и морей» выделены темы, связанные с историей развития науки и методами геологических исследований океанов и морей.

В раздел «Рельеф дна, гидродинамика, гидрохимия, органический мир и осадконакопление Мирового океана» входят темы, связанные с основными чертами геологического строения дна океанов и морей, полезными ископаемыми Мирового океана, геологической деятельностью моря, а также гидродинамикой, гидрохимией и органическим миром океанов и морей.

В разделе «Особенности геологического строения окраинных и внутриматериковых морей. Экологические проблемы Мирового океана» представлены темы, связанные с особенностями геологического строения окраинных и внутриматериковых морей, палеоокеанологической эволюцией океанов и морей, а также экологическими проблемами Мирового океана.

ПРИМЕРНЫЙ ТЕМАТИЧЕСКИЙ ПЛАН ДИСЦИПЛИНЫ

№	Наименование темы	Количество часов по формам обучения	
		очная	заочная
Раздел 1. История развития науки и методы исследований геологии океанов и морей			
1	История развития науки «Геология океанов и морей»	2	2
2	Методы геологических исследований океанов и морей	2	-
Раздел 2. Рельеф дна, гидродинамика, гидрохимия, органический мир и осадконакопление Мирового океана			
3	Основные черты геологического строения дна океанов и морей	2	-
4	Гидродинамика, гидрохимия и органический мир океанов и морей	2	2
5	Геологическая деятельность моря	2	-
6	Полезные ископаемые Мирового океана	2	-
Раздел 3. Особенности геологического строения окраинных и внутриматериковых морей. Экологические проблемы Мирового океана			
7	Особенности геологического строения окраинных и внутриматериковых морей	2	-
8	Палеоокеанологическая эволюция океанов и морей	2	-
9	Экологические проблемы Мирового океана	2	2
Всего часов		18	6

1 ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ НАУКИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЕОЛОГИИ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

1.1 История развития науки «Геология океанов и морей»

Мировой океан представляет собой единую геохимическую систему. Это водное пространство, которое занято всеми океанами, морями и их частями, в виде непрерывной водной толщи Земного шара, имеющего специфические особенности глобальной природной среды. Большая площадь акватории, постоянность солевого состава, незначительные изменения плотности воды, глобальный механизм превращения, трансформирования энергии и обмена веществ, все это характеризует Мировой океан. Днем рождения морской геологии как науки в мире считается 30 сентября 1872 г., когда корабль Британского Королевского флота «Челенджер» начал первые океанографические работы в период кругосветного путешествия. История развития морских исследований учеными делится на четыре периода.

Первый период развития науки о геологическом строении океанов и морей характеризуется путешествиями финикийцев (с торговой целью) в Средиземное море, Атлантический и Индийский океан в VII-VI ст. до н.э. А первым систематизированным исследованием океана является работа Аристотеля (384-322 гг. до н.э.), Сенеки (4 г. до н.э.-65 г. н.э.), Птолемея и Страбона (64 г. до н.э.-23 г. н.э.).

Второй период (до середины XV ст.) характеризуется созданием первой географической карты Птолемеем (90-160 гг. н.э.), морскими путешествиями ирландских монахов в Исландию, скандинавов в Гренландию, арабов в Индию и Китай. В этот период появляются первые сведения о физических свойствах вод океанов.

Третий период (XV-XVIII ст.) характеризуется весьма революционными достижениями в океанографии. XV-XVI ст. – время эпохи великих географических открытий (1487-1522). Путешествие Васко да Гамы в Индию (1497), мореплавание Христофора Колумба (1492), первое кругосветное путешествие Магеллана (1519-1521). Создание карт Мирового океана. Океанографические наблюдения во время мореплавания В.И. Беринга и А. Чирикова (1725-1741), Дж. Кука (1768-1779), Лазарева (1819-1821). Работа Леонардо Марсильи «Физическая история моря» (1725). Классификация морского льда, созданная М.В. Ломоносовым в 1760-е гг.

Четвертый период (XIX-середина XX ст.) или новый период характеризуется методическими работами по изучению геологического строения Мирового океана. В этот промежуток времени широко применяются геофизические методы исследования дна океанов. Ведется использование научно-исследовательских судов, подводных кораблей и подводных аппаратов для исследования морского дна. Большую роль в исследовательских работах этого периода играет экспедиция «Челленджера» (1872-1876), экспедиция на судах «Вальдивия» (1898-1899), «Альбатрос» (1882), «Фрам» (1893-1896), «Персей» в Баренцево, Белое, Карское моря (1923). Ведется исследование геоморфологии океанического дна, изучение состава донных осадков океанов и морей. С послевоенными геологическими исследованиями морского дна связано появление гипотезы дрейфа материков, открытие полезных ископаемых на дне Мирового океана.

В настоящее время создаются международные программы по изучению океанов, их биоразнообразия и промысловые характеристики, экологические проблемы.

Одним из наиболее важных аспектов проблемы изучения морских акваторий является использование ГИС технологий и системы управления базами данных, т.к. на сегодняшний день накоплен огромный фактический материал.

Вопросы для самоконтроля:

1. Назовите предмет и задачи дисциплины «Геология океанов и морей».
2. Охарактеризуйте основные этапы развития морской геологии.

3. Какова роль науки морская геология при решении экологических задач?

Рекомендуемая литература: [2,4].

1.2 Методы геологических исследований океанов и морей

Одним из основных методов при изучении геологии океанов и морей является метод измерения глубин – эхолотирование. При дешифрировании эхограмм составляются батиметрические, физиографические и геоморфологические карты. Категории батиметрических карт подразделяются по масштабу. Физические карты обычно строятся с изображением рельефа в виде перспективного рисунка. Составление физических карт проводится поэтапно. Первоначально производится выбор вертикального масштаба изображения. Затем идет разработка легенды карты изучение геоморфологических, картографических и литературных материалов. Составляется структурная схема и схема расчлененности дна.

Следующим шагом на карте размещаются изобаты и отметки глубин. И, наконец, рисуется изображение рельефа дна на карте. Геоморфологическое картографирование является одним из самых важных этапов интерпретации и обобщения материалов по изучению рельефа дна океанов. При этом, обычно, дается и генетическая классификация рельефа.

Следующим методом является фотографирование дна, которое производится для исследования микроформ рельефа, изучения разделения донных осадков, определения роли морских организмов в формировании микрорельефа с использованием многозарядных подводных фотокамер. Кроме этого проводится перспективная съемка, стереофотограмметрическая съемка поверхности дна, контактная и дистанционная съемка дна океанов.

Особо следует выделить геофизические методы исследования. К ним относятся сейсмические исследования строения осадочной толщи и фундамента. Беспрерывное сейсмическое профилирование (БСП) является одним из наиболее эффективных способов исследования строения толщи земной коры в морях и океанах. Классификация систем сейсмического профилирования делятся на много- и одноканальные. Основные элементы системы БСП - бортовые регистраторы, буксируемый излучатель сейсмических волн, буксируемое одноканальное приемное устройство.

Основной целью глубинного сейсмического зондирования земной коры (ГСЗ) является изучение мощности и строения земной коры и верхней части мантии. При сейсмографических наблюдениях на дне океана производят определения региональной сейсмичности дна океана и детализации представлений о структуре и динамике литосферы океанов.

Магнитометрические исследования в океане проводятся для изучения строения океанического дна. В них входит: трехкомпонентные методы с маломангнитных и немагнитных судов; трехкомпонентная аэромагнитная съемка; измерение модуля определенного вектора геомагнитного поля в придонной части или вблизи водной поверхности; двухкомпонентная съемка с помощью буксируемых магнитометров и т.д.

Гравиметрические исследования относятся к региональным методам. Это опорные наблюдения методом редуцирования и составления карт аномалий силы тяжести и интерпретация гравитационных аномалий.

Геотермические исследования это исследования измерения тепловых потоков.

Магнитотеллурические исследования это метод беспрерывного дипольно-весового зондирования и беспрерывного электропрофилирования.

При морских радиометрических методах исследования производится изучение закономерностей в разделении природной радиоактивности донных осадков.

При геологических методах исследований основным является отбор проб донных осадков и коренных пород. Технические способы для отбора проб, это драгирование,

дочерпалки, разновидности почвенных трубок, ударные гравитационные трубки, автономные ударные трубки, гидростатические трубки, колонковые поворотные пробоотборники с автоматизированным циклом работы на дне и т.д. Кроме того, используются буровые установки для геологических исследований морского дна. Проводится бурение неглубоких скважин для опробования грунта на небольших глубинах. При бурении глубоких скважин идет разведка и эксплуатация месторождений полезных ископаемых.

Вопросы для самоконтроля:

1. Какие методы используются при исследовании морского дна?
2. Перечислите геофизические методы исследования.
3. Как ведутся геологические исследования морского дна?

Рекомендуемая литература: [1,2,4].

2 РЕЛЬЕФ ДНА, ГИДРОДИНАМИКА, ГИДРОХИМИЯ, ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ МИРОВОГО ОКЕАНА

2.1 Основные черты геологического строения дна океанов и морей

Мировой океан - совокупность всех океанов и морей, единая непрерывная водная система земного шара. На водную поверхность приходится 70,8% поверхности планеты, т.е. площадь Мирового океана почти в 11 раз больше объема суши. Водные пространства и суша распределены на земном шаре неравномерно. В Северном полушарии океаны занимают 61% поверхности, материка - 39%, в Южном полушарии 81% - океаны и только 19% - суша. Единый Мировой океан подразделяется на четыре океана: Тихий, Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый.

Тихий океан (или Великий) самый большой. Он занимает 50% площади Мирового океана, т.е. 178,62 млн. км². В нем расположены наибольшие глубины, например, в Марианской впадине 11 022 м.

Атлантический океан имеет площадь 91,56 млн. км². Наибольшая глубина его (8742 м) находится у Больших Антильских островов.

Индийский океан занимает площадь, равную 76,175 млн. км². Это самый теплый океан. Наибольшая глубина - около 7450 м в Яванском желобе.

Площадь Северного Ледовитого океана около 14,7 млн. км². Это самый холодный океан. Средняя глубина океана составляет 1131 м, а наибольшая - 5449 м в котловине Нансена.

В океанах выделяются моря, заливы и проливы. Море - часть океана, более или менее обособленная и отличающаяся от соседних частей особенностями температуры, солености, характером приливов. Моря делятся по происхождению их котловин и местоположению относительно суши. Котловины некоторых морей расположены на местах разломов земной коры (Красное, Карибское, Средиземное). Другие моря располагаются на отмелях материков в результате медленного опускания суши (все моря Северного Ледовитого океана). По месту расположения относительно суши выделяются моря окраинные, средиземные (внутриматериковые и межматериковые) и межостровные. Окраинные моря располагаются близ окраин материков, имеют небольшие глубины, редко превосходящие 200 м, от океана они отделены грядами островов, реже - полуостровами. Они свободно сообщаются с океаном, поэтому по своим качествам мало от него отличаются. Таково большинство морей Евразии. Средиземные моря лежат между материками. Примером могут служить Средиземное море, Карибское с Мексиканским заливом. Внутриматериковые моря находятся внутри материка. Это Балтийское, Белое, Черное, Мраморное. Различие морей межматериковых и внутриматериковых заключается не только в их положении, но и, главное, в различных глубинах. Межматериковые моря (Яванское, Целебесское, Сулу, Банда). Есть море без берегов - участок в северной части Атлантического океана, обладающий своим режимом, прозрачностью, скоплением планктона, - Саргассово море.

Заливы - части океана (моря), выделяющиеся благодаря конфигурации берегов, мало отличающиеся от соседних водных пространств. Таковы заливы Бенгальский, Бискайский, Мексиканский.

Проливы - сравнительно узкие части океана, разделяющие материки или острова (соединяющие океаны и моря). Например, Берингов пролив соединяет Северный Ледовитый и Тихий океаны и разделяет Евразию и Северную Америку. Гибралтарский пролив соединяет Средиземное море с Атлантическим океаном и разделяет Европу и Африку. Пролив Босфор соединяет два моря - Черное и Мраморное. Пролив Лаперуза разделяет острова Сахалин и Хоккайдо. Самый широкий пролив, шириной 900 км, - пролив Дрейка, самый длинный, протяженностью 1670 км, - Мозамбикский пролив.

При исследовании океанов основной задачей является получение сведений о его глубинах, рельефе и литологическом составе пород, слагающих океаническое дно. Подводный рельеф влияет на динамику водной толщи, геологическое строение, экологию и развитие жизни в океане. Морфоструктура дна и вещественный состав осадочного чехла позволяет восстановить развитие и эволюцию рельефа океанических областей.

Рельеф является одним из важных компонентов Мирового океана, его состав в границах этого объекта требует особых подходов к изучению соответствующего курса. В зависимости от особенностей рельефа дна изменяются: режимы океанических течений, колебания уровня океанов и морей, процессы формирования водных масс, стратификация и смешивание морской воды. В большинстве случаев рельеф влияет на мощность донных отложений, их распространения, продуктивность морских организмов и т.д. В общей системе Мирового океана рельеф занимает значительное место и выступает как среда, в которой остаются следы возникновения и дальнейшей эволюции не только океанов, но и планеты в целом.

Проблема возникновения и эволюции земной коры и рельефа дна является одним из остроугольных камней эволюции Мирового океана в целом. Эволюция Мирового океана развивалась за счет нескольких направлений, основными из которых является теория тектоники литосферных плит и классическая геосинклинальная теория. Для раскрытия закономерностей эволюции земной коры, формирования полезных ископаемых, решения экологических проблем океана необходимым является разработка общей модели геологического строения земной коры и верхней мантии планеты. Глубинные геофизические методы дают возможность приобрести такие сведения об особенностях строения земной коры, которые позволяют разработать модели геологического строения литосферы и концепции ее геодинамической эволюции.

Мировой океан имеет площадь 361,3 млн. км, т.е. около 78% площади всей поверхности Земли. Объем воды 1341 млн. куб. км, средняя глубина-3711м. Максимальная глубина 11022м. В зависимости от глубины выделяются следующие батиметрические зоны:

- литоральная, глубина в несколько метров
- неритовая, глубина до 200м;
- батиальная, глубина 3000м;
- абиссальная, глубина от3000 до 6000м;
- гипабиссальная, глубина более6000м.

Рельеф дна океанов

Дно океана можно разделить на две главные части – континентальные окраины и океанические бассейны. Континентальные окраины охватывают континентальные склоны и континентальные шельфы. Океанические бассейны объединяют континентальный склон и океанические впадины.

Между рельефом суши и рельефом морского дна много общего. На морском дне есть равнины, высокие плоскогорья, горные страны. Но рельеф дна менее расчленен, беднее деталями, чем рельеф суши. По направлению от берега к океаническим глубинам выделяют: подводные континентальные окраины, т.е. переходные зоны от континента к океану, которые в свою очередь подразделяются на два типа - атлантический (пассивный) и тихоокеанский (активный).

Пассивные подводные континентальные окраины атлантического типа характерны для Северного Ледовитого океана, Северной и Южной Атлантики, Индийского океана (за исключением Зондской дуги), антарктической окраины Тихого океана.

В морфологии такого типа окраин выделяют - шельф, континентальный склон и континентальное подножье. Шельф примыкает непосредственно к суше и представляет

собой мелководную часть моря. Уклоны поверхности дна шельфа 1° . Внешний край шельфа со стороны океана, где фиксируется перегиб профиля дна океана, называется бровкой шельфа. Она расположена в основном на глубинах 200 м в отдельных участках 150 м. Это связано с опусканием земной коры. Ширина 800 - 1000 км в пределах Северного Ледовитого океана. На поверхности шельфа наблюдаются формы материкового субаэрального рельефа, возникшего в континентальных условиях. К ним относятся подводные продолжения речных долин, затопленные террасы и древние береговые линии, ледниковые формы. Континентальный склон представляет собой неширокую зону морского дна, ограничивающую шельф со стороны океана и опускающуюся до глубины 2000-2500 м, а местами до 3000 м и более. Переход от склона к шельфу достаточно резкий уклон от $6 - 7^{\circ}$ до $10-15^{\circ}$. Иногда склон ступенчатое строение, что чаще всего связано с наличием разрывных нарушений. Кроме того, в отдельных участках, в пределах континентального склона, наблюдаются краевые плато. Это широкие пологие ступени, ограниченные уступами, имеющими глубину от 500 до 2000 м. Например, Плато Блейк у берегов Флориды, протяженностью 900 км, шириной 300 км при глубине от 500 до 1500 м. Иногда плато ограничивается уступами, достигающим глубин 4000-5000 м. Поверхность континентальных склонов зачастую осложнена многочисленными подводными каньонами, которые представляют собой глубоко врезы грандиозные ложбины с крутыми бортами и плоским дном. Их склоны отвесны и имеют ступенчатое строение. Начинаются каньоны у бровки шельфа и выходят за пределы континентального подножья и даже в ложе океана. Зачастую каньоны являются продолжением речных долин или древним руслом. Возникли каньоны в результате действия мутьевых потоков, формирующихся на краю шельфа при землетрясениях, ударах цунами или катастрофическом стоке воды с суши. Вследствие большей плотности, чем плотность морской воды, мутьевые потоки движутся по склону с большой скоростью и поэтому обладают значительной эродирующей способностью. Первичное заложение части крупных каньонов связывают с разрывными нарушениями, пересекающими склон вкрест его простираения.

Континентальное подножие - пологонаклонная, иногда слабоволнистая равнина, занимающая промежуточное положение между континентальным склоном и ложем океана. Ширина - десятки и сотни километров, а глубина от 2000 до 3500 м. По данным геофизики донные осадки имеют мощность до 5 км и более. Это связано с выносом большого количества осадочного материала мутьевыми потоками и с подводными оползнями со склонов.

Активные континентальные окраины тихоокеанского пояса отличаются от атлантического типа резким расчленением рельефа и высокой тектонической активностью, проявляющейся в интенсивных извержениях вулканов, землетрясениях и деформациях. Переход от континента к ложу океана здесь более сложный. В западной части Тихого океана этот переход осуществляется через котловины окраинных морей (Охотское, Японское), островные дуги (Курильская) и глубоководные желоба. Глубоководные котловины окраинных морей морфологически имеют овальную форму. Глубина 3-5 км. Местами к ним примыкает шельф или континентальный склон.

Островные дуги - это горные сооружения, выступающие над уровнем моря своими вершинами и гребнями. Наиболее широко они развиты в Тихом океане (Камандорско-Алеутские, Японские, Курильские и т.д.), В Индийском океане известна Зондская островная дуга, а в Атлантическом - Антильская и Южноантильская. Со стороны океана островные дуги ограничиваются глубоководными желобами, за которыми следует ложе Мирового океана.

Глубоководные желоба представляют собой узкие 100 - 150 км глубокие впадины большой протяженности. Для желобов характерно относительно плоское дно, шириной в несколько км. Склоны желобов асимметричны. Внутренние склоны, примыкающие к островным дугам или материку, более крутые $10 - 15^{\circ}$,

противоположные океанические - пологие 2-3°. Оба склона осложнены уступами. Глубина желобов колеблется от 7- 8 до 11 тыс. км. Максимальная - 11022 м Марианская впадина.

Вдоль ЮВ побережья Тихого океана окраинные моря отсутствуют. Переход от молодых горных сооружений Анд к ложу океана осуществляется непосредственно через Перуанско-Чилийский глубоководный желоб. Этот тип перехода называется андский.

Ложе Мирового океана. Площадь ложа занимает более 50% поверхности Мирового океана и располагается на глубинах от 3,5-4 до 6 км. В его пределах выделяются котловины, хребты, возвышенности. Океанские котловины, разделенные хребтами и различными возвышенностями, представляют основную часть ложа Мирового океана с глубиной до 5-6 км. По рельефу дна среди них выделяются два типа:

-плоские абиссальные (бездна) равнины, наиболее развитые в пределах Атлантического океана;

-холмистые абиссальные равнины, занимающие наибольшие площади в Тихом океане.

Холмы имеют вулканическое происхождение. Наиболее крупные вулканы выступают в виде островов.

Гайоты - плосковершинные подводные горы, представляющие собой древние вулканические аппараты, вершины которых срезаны абразией или увенчаны коралловым рифом. Современное положение их на глубинах до 2500 м объясняется последующим опусканием дна океана.

В восточной части Тихого океана в рельефе котловины отчетливо выражены широтные разломы большой протяженности 3000-4000 км, с которыми связано значительное расчленение рельефа - образование крупных уступов и ложбин.

Для всей площади ложа Мирового океана характерно строение Земной коры, в которой отсутствует гранитогнейсовый слой. В пределах ложа наблюдаются различные возвышенности, которые называются микроконтинентами, подводными плато и острова. Они характеризуются континентальным типом земной коры (m- 25-30 км) с гранитогнейсовым слоем. Плато Рокколл, в Северной Атлантике, Агульянс, в Южной Атлантике, Сейшельский архипелаг, в Индийском океане, Новозеландское плато в Тихом океане.

Срединно-океанические хребты пересекают все океаны, образуя единую планетарную систему общей протяженностью свыше 60 тыс. км. Их высота над положением океана достигает 3-4 км, ширина - 1000-2000 км. Лучше всего изучена морфология и строение Срединно-Атлантического хребта. Вдоль его осевой части протягивается продольная впадина, ограниченная разломами, которая называется рифтовой долиной или просто рифтом. Дно рифтовой долины опущено до глубин 3,5 - 4 км, а окаймляющие ее хребты находятся на глубинах 1,5-2,0 км. Местами эти хребты поднимаются на поверхность в виде островов Вознесенья, Буве. Ширина рифтовых долин между соседними гребнями 25-50 км. Рифтовые долины распадаются на отдельные впадины, разделенные перемычками.

Срединно-океанические хребты разбиты трансформными разломами с вертикальным смещением до 3-5 км. Они смещают в горизонтальном направлении осевые рифты срединных хребтов, иногда на первые сотни километров. Наиболее крупные трансформные разломы пересекают не только срединные хребты, но и ложе океана и продолжаются в пределы обрамляющих континентов. Вдоль трансформных разломов отмечаются раздвиги и образуются грабено-подобные формы глубиной до 7-8 км, и надвиги.

Южно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский хребты часто называют поднятиями с более спокойным и пологим рельефом. Восточно-Тихоокеанский хребет смещен к востоку относительно медианы океана по сравнению со срединным положением Атлантического и Индоокеанских хребтов. Он имеет относительно

небольшую высоту 1-2,5 км, но значительную ширину 2000-3000 км до 4000 км. В центральной части хребта, кроме северного отрезка, нет типичной для других хребтов продольной рифтовой долины.

Срединно-океанические хребты представляют собой наиболее активные зоны земной коры. К ним приурочены интенсивные землетрясения, аномально высокий тепловой поток, сильнейшие извержения вулканов.

Рельеф дна окраинных и внутренних морей.

По особенностям рельефа Н.М. Страхов подразделяет морские водоемы на 2 типа – плоские и котловинные. Морские водоемы плоского типа представлены Баренцевым, Карским, Белым, Балтийским, Северным и Азовским морями. Их глубина не превышает уровня кромки шельфа - 150-200 м Мирового океана и редко достигает 300м. Это опущенные под воду участки суши, которые и называются эпиконтинентальными структурами. Котловинные моря - характерны для подвижных областей Земной коры. Тектоническая активность в них проявляется в землетрясениях и вулканизме. Из окраинных морей следует выделить Берингово, Охотское, Японское, Южно-Китайское, из внутренних - Средиземное и Черное. В рельефе котловинных морей основными элементами являются, как и в океанах, область шельфа, континентальный склон, глубоководные котловины. Глубина 3-3,5 км. По рельефу они имеют такой же профиль как у океанов.

Геоморфология береговой зоны

Береговая зона, как зона, которая одновременно вмещает в себя прибрежную часть моря и приморскую часть суши, в пределах которых экзогенные процессы представлены механической энергией ветровых и морских волн. Формы донного рельефа береговой зоны - берег, подводный склон, которые формируются за счет выветривания горных пород и разрушения горных пород прибоем. Кроме того, в формировании этих структур большую роль играет деятельность организмов, аккумуляция материала и создание разных аккумулятивных форм. В геоморфологическом строении береговой зоны выделяют - эстуарии, лагуны, дельты, пляжи и барьеры.

К эстуариям относится полузакрытый прибрежный водоем, который свободно сообщается с океаном и в котором морская вода заметно распреснена за счет притока пресных вод с суши. Это доминирующая форма современной береговой зоны. Они возникли в древних речных долинах или на месте фиордов, отгороженных барами водоемов, или полузамкнутых прибрежных бассейнов тектонического происхождения. В настоящее время эстуарии формируются в районах приливных осушек, барьерных островов и речных дельт. Многие эстуарии заполнены аллювиальными отложениями. И они распространены более широко, чем древние.

Эстуарии представляют собой один из важнейших современных геологических факторов, контролирующих поток терригенного материала с суши в океан. В настоящее время реки выносят в море ежегодно более 8 млрд.т. осадочного материала, а это значит, что вместе с ним несутся огромные экологические проблемы с континента в океан. Конечно, большая часть загрязняющих веществ оседает в эстуариях. Таким образом, большинство эстуариев и маршей являются ловушками не только осадочного материала, но и местом повышенных экологических проблем.

Лагуны представляют собой весьма разнообразные по фаціальным условиям бассейны седиментации, отделенные от открытого моря комплексом баров и барьерных островов, сложенных в основном хорошо отсортированными песками. Барьером может служить остров с песчаными дюнами или просто песчаный бар, обнажающийся при отливе. Лагуны наряду с эстуариями широко распространены вдоль трансгрессивных

побережий. Соленость в лагуне довольно однообразна и отличается от нормальной морской воды либо опресненностью, либо повышенной соленостью до рассолов.

Дельты. Некоторые крупные реки выносят такое огромное количество терригенного материала, что, несмотря на голоценовую трансгрессию, их эстуарии быстро заполняются осадками. Остаток материала слишком велик, чтобы рассеяться вдоль берега, поэтому он накапливается в устье реки, образуя дельту. Дельты обычно формируются в устьях крупных рек (Дунай, Миссисипи, Волга и т.д.). Поскольку дельты формируются там, где реки выносят в море больше терригенного материала, чем его успевают разнести вдольбереговое течение, береговая линия выдвигается в сторону моря. Если вдольбереговые течения эффективно перераспределяют весь выносимый рекой материал, возникают параллельные берегу бары и пляжи. Таким образом, формирование дельты контролируется, с одной стороны, интенсивностью поступления осадочного материала, а с другой – энергией волн и приливов в устье реки. По геоморфологической характеристике дельты бывают в форме птичьей лапы, фестончатая, дугообразная и эстуарная.

Пляжи. Самые динамичные из всех морских обстановок пляжи развиваются на границе моря и суши. Поскольку пляжи формируются в основном под действием волновых процессов, они подвержены постоянным изменениям в зависимости от разных типов волнового движения, приливных циклов, сезонных и многолетних вариаций скорости накопления терригенного материала. Термин пляж обозначает аккумулятивное тело рыхлых осадков (песка, гравия, гальки) между средним уровнем отлива и границей субаэральных форм, таких, как дюны. Некоторые исследователи к пляжу относят и подводный береговой склон (до глубин 10-20м.), находящийся в условиях активного волнового воздействия. На пляжах, как и в других фациальных обстановках береговой зоны, доминирующим фактором является ветровое волнение. Это зона прибоя. Перенос осадочного материала осуществляется главным образом в зоне между уровнем заплеска волн и глубиной 15м. Значительную роль при этом играют приливы. Под действием волн терригенный материал перемещается в сторону берега, где и происходит его накопление. При подъеме уровня моря и развитии трансгрессии в голоцене пляжевые фации мигрировали в сторону суши.

Вопросы для самоконтроля:

1. Что такое профиль океанического дна? Как его построить?
2. Что такое зона спрединга?
3. Назовите особенности окраинных морей?
4. Дайте характеристику геоморфологическим структурам островных дуг.
5. Дайте характеристику геоморфологическим структурам глубоководных впадин.
6. Дайте характеристику геоморфологическим структурам внутренних морей.
7. Что такое активные и пассивные структуры?
8. Дайте характеристику геоморфологическим структурам континентального склона.

Рекомендуемая литература: [1-5].

2.2 Гидродинамика, гидрохимия и органический мир океанов и морей

Гидродинамика вод в Мировом океане

Различают три вида движения вод в Мировом океане: колебательное - волны, поступательное - океанические течения, смешанное - приливы и отливы.

Волны. В верхней части орбиты частицы движутся в направлении волны, а в нижней - в обратном направлении. Предмет колеблется на поверхности, а не передвигается по горизонтали. Сначала образуется рябь, при усилении ветра рябь переходит в волны. Под влиянием ветра волны растут одновременно в высоту и длину, в отдельных случаях на океанах волны достигают высоты 18 м и длины до 1 км. С

глубиной волны затухают. Волны движутся быстрее к берегу и медленнее от берега. Сила удара ветровых волн огромна. Для защиты берега от разрушения волнами строят волноломы.

Цунами. Скорость цунами в открытом океане - 400-800 км/ч, высота не превышает 1 м. При подходе к берегу - на мелководье ее высота увеличивается до 15-30 м. Такие волны вызывают огромные разрушения и человеческие жертвы. Цунами чаще других поражают восточные побережья

Евразии, Японии, новой Зеландии, Австралии, Филиппинские и Гавайские острова, Юго-восточную часть Камчатки Обычные цунами следуют друг за другом через 20-60 мин.

Океанические течения. Поступательные движения огромных масс океанической воды называют течениями - это горизонтальное перемещение воды на большие расстояния. По происхождению течения делятся на дрейфовые (вызванные постоянными ветрами), сточные, компенсационные и плотностные. Основной причиной океанических течений является ветер, дующий в одном направлении (до 300 м). Течения, образованные ветром, называют ветровыми или дрейфовыми. Направления течений не полностью совпадают с направлением ветра, так как действует отклоняющая сила вращения Земли (сила Кориолиса). В условиях открытого океана отклонение может достигнуть 45°. Течения в северном полушарии отклоняются вправо, в южном - влево. По обеим сторонам экватора, где дуют пассаты, возникают северное и южное пассатные течения, имеющие общее направление с востока на запад. Подобно пассатным течениям, с действием ветра связаны течения в умеренных широтах, где господствуют западные ветры. В полной мере эта закономерность выражена только в Южном полушарии в виде мощного течения, называемого Западным дрейфом (у моряков "ревущие сороковые"). Течение Западных ветров (круговое Антарктическое) охватывает южные части трех океанов - величайшее течение Мирового океана. Ширина его в море Беллинсгаузена 1300 км. В Северном полушарии возникновению аналогичного течения препятствуют материки, значительно преобладающие по площади над морем. Стоковые течения возникают в случае постоянного поднятия уровня воды, вызванного ее притоком или обилием атмосферных осадков. Примером сточного течения, связанного с повышением уровня воды в результате ее притока из соседнего моря (Карибского), может быть течение Гольфстрим (от англ. Gulfstream - течение залива). Достигнув 40° с.ш., Гольфстрим заканчивается, и при участии западных ветров возникает северо-атлантическое течение, продолжающее Гольфстрим на северо-восток и подходящее к берегам Северной Европы. К этому типу течений относится и Лабрадорское, следующее вдоль берегов Гренландии из Арктики. В результате более высокого уровня Северного Ледовитого океана оно обусловлено стоком рек в моря Карское и Лаптевых. Компенсационные течения возмещают, т.е. компенсируют, убыль воды в какой-либо части океана. Иногда этот тип течений называют дрейфовым. Такое течение образуется в тех случаях, когда устойчивый ветер дует с суши на море. Ветер отгоняет поверхностные воды, на место которых поднимаются холодные воды из глубины. По этой причине у берегов Южной Америки в районе Перу и Чили увеличивается количество рыбы. Это объясняется тем, что поднимающаяся из глубины океана холодная вода приносит соединения азота и фосфора, создавая условия, благоприятные для развития фитопланктона, а значит, для жизни вообще, которая буквально кишит в этих водах. Фитопланктон (состоящий в основном из диатомовых водорослей) - начальное звено пищевой цепи в океане. Плотностные течения - результат различной плотности воды на одной глубине. Их можно наблюдать в проливах, соединяющие моря с неодинаковой соленостью. Например, по проливу Босфор, по дну из Средиземного моря в Черное, идет более соленая и плотная вода, а навстречу этому потоку по поверхности - более пресная. Смешанные течения - приливы и отливы, возникающие в результате осевого вращения

Земли и притяжения планеты Солнцем и Луной. Ежедневно образуется приливная волна, которая обходит Землю с востока на запад. За 6 ч Земля совершает четверть оборота, и в том месте, где сейчас прилив, через 6 часов будет отлив, еще через 6 часов - новый прилив и т.д. В каждой точке на поверхности океана 2 раза в сутки наблюдается прилив и 2 раза отлив. Высота приливной волны в открытом океане - 1,5 м, а у берегов она зависит от конфигурации береговой линии. В заливе Фалди у Северной Америки в Атлантическом океане - 18 м; в Тихом океане, в северной части Охотского моря приливы достигают 13 м. Во время приливов суда могут заходить в порты, например в Гамбург, не доступные им в другое время. На Амазонке приливы "чувствуются" на расстоянии 1400 км, на реке Святого Лаврентия - 700 км, на Северной Двине - 200 км. Интерес к приливным электростанциям (ПЭС) проявляется в странах, бедных минеральными ресурсами (Франция, Великобритания). Построены станции во Франции - на реке Рона и в России - на Кольском полуострове у Мурманска - в заливе Кислая Губа.

Океанические течения подразделяются на теплые, холодные и нейтральные. Теплыми считаются течения, которые несут воду, более теплую, чем вода окружающая. Обычно теплыми бывают течения, которые идут от экватора к полюсам. Холодные течения имеют более низкую температуру, чем окружающая вода, так как они текут из более высоких широт в более низкие. Температура в районе Галапагосских островов достигает +22°C. Нейтральные течения, не отличаются по температуре от окружающей воды. Благодаря теплоте Северо-Атлантического течения заполярный порт Мурманск доступен для судов весь год. Холодные течения Бенгальское у берегов Южной Африки и Перуанское у берегов Южной Америки обуславливают образование пустынь на побережье океанов (соответственно Намиб в Африке, Атакама в Южной Америке).

Гидрохимия Мирового океана.

На все процессы, происходящие в океанах и морях, огромное влияние оказывает соленость морской воды. Соленость, обозначается S - это суммарный состав растворенных солей в литре воды(‰). Общая соленость составляет 35‰ это 3,5 %, т.е. в 1л воды содержится 35 г соли. В поверхностном слое до глубины 100-200 м соленость 32‰. В аридных зонах, где поверхностный сток мал соленость 37‰. В гумидных зонах ниже. В Красном море 41-43% в его придонной части выходят горячие рассолы, соленость их от 160 до 310 ‰, обогащенные Fe, Mn, Cu, Ni. В Средиземном море 37-39 ‰. В Черном, Азовском, Балтийском, Каспийском морях соленость колеблется от 3-5 ‰ до 22 ‰.

Изменение химического состава морской воды особенно интенсивно происходит за счет антропогенной нагрузки. Прежде всего, это бытовые сточные воды, сточные воды и воды промышленного производства. Природная среда принимает активное участие в уничтожении загрязняющих веществ. Прежде всего, существуют организмы - редуценты, специализирующиеся на разложении мертвого органического вещества. Это такие организмы, которые удовлетворяют свои потребности в энергии за счет мертвого органического вещества. К ним относятся в основном бактерии и микрофлора (грибы). В идеальных условиях круговорот углерода и кислорода в природе сбалансирован, но это отмечается не всегда в загрязненных бассейнах. В случае истощения запасов кислорода в воде дальнейшее разложение органических веществ будет происходить в анаэробных условиях. Анаэробные бактерии работают, более медленно и создают в результате различные дурно пахнущие органические соединения. Поэтому желательно, чтобы органика сточных вод разлагалась в аэробных условиях, за исключением тех случаев, когда разложение происходит в закрытых контейнерах. Указанные процессы протекают и в морской воде с той лишь разницей, что в них участвуют бактерии других видов. Если сточные воды попадают в акваторию, где отсутствуют сильные течения, то осадки возле места сброса могут обогащаться органическими частицами и в толще

отложений возникают анаэробные условия. В результате чего появится фауна, приспособленная к соответствующим условиям, или данный район моря станет безжизненным. Поскольку морское побережье является зоной отдыха, то бытовые отходы несут огромную опасность инфекционных заболеваний. Поэтому большое значение имеет обеззараживание бытовых сточных вод. Особенно строгие санитарные нормы должны соблюдаться в тех районах, где разводят рыбную молодь или моллюсков, используемых затем в пищу. В наиболее загрязненных участках рыба практически вся содержит огромное количество глистов, а моллюски кроме этого накапливают и ядовитые вещества. Еще недостаточно хорошо изучено поведение в воде возбудителей холеры, тифа, паратифа, полиомиелита, желтухи и других патогенных организмов. Мы же знаем, как долго они живут в морской воде. Некоторые пресноводные бактерии, попадая в море, гибнут от соли, от воздействия антибиотиков, выделяемых морскими бактериями, нападением бактериальных паразитов или поеданием их простейшими организмами. И многие кишечные бактерии в море не размножаются. А такая бактерия как сальмонелла прекрасно живет в морской воде и размножается. Болезнетворные вирусы, амеба, часто тоже прекрасно живут в морской воде и размножаются. Амеба, попадая в организм человека, вызывает заболевание глаз. Болезнетворные организмы обнаруживают в водоемах при заболеваниях жителей или животных. Поэтому для того, чтобы охарактеризовать качество воды, нет необходимости специально определять наличие опасных патогенных организмов. В процессе жизнедеятельности бактериями сточных вод высвобождается не только кислота и вода, но и азот и фосфор. Нитраты, фосфаты и другие соли являются питательными веществами, необходимыми для роста растений. Круговорот веществ в морской воде происходит лишь при условии высвобождения этих питательных соединений. Однако, всего должно быть в меру и плохо, когда в водоем вводится больше питательных веществ, чем это необходимо для хорошей вегетации растений. В таком случае водоемы чрезмерно переудобряются, становятся уже не мезотрофными (с оптимальной концентрацией питательных веществ), а гипертрофными. В них отмечается бурный рост растительности и микроорганизмов. Если фермер начнет вносить удобрения без соблюдения агротехнических правил, в результате получит одни сорняки. В море сорняки уничтожить невозможно. Поэтому при чрезмерном удобрении морского водоема в нем появляется флора, вытесняющая обычные водоросли. Обработка сточных вод незначительно влияет на перенос питательных веществ. На станциях биологической очистки улавливается примерно лишь треть фосфора, так как бактерии сточных вод выделяют соединения фосфора в растворенном виде. Эффективно удалять питательные вещества из сточных вод можно лишь специальными химическими методами очистки, осаждая эти вещества с помощью сульфатов железа или алюминия. Ожидается, что в ближайшие годы эвтрофикация прибрежных вод уменьшится. В настоящее время 40% фосфатов поступает в реки, озера и моря в составе стиральных порошков, включающих фосфаты в качестве компонентов, которые, связывая кальций, смягчают воду. Давно известно, что такое же смягчающее действие оказывают цеолиты - нетоксичные алюмосиликаты натрия, которые не вызывают эвтрофикации. Цеолиты являются минералами со своеобразной кристаллической структурой. Они действуют подобно ионообменникам, поглощающим из растворов кальций, тяжелые металлы и другие вещества. Связанные в цеолитах, эти вещества выпадают в осадок. В природных условиях цеолиты образуются в результате вулканической деятельности, но их можно вырабатывать искусственным путем на химических предприятиях.

Если рассматривать лишь поверхностный слой, океаны в целом, за исключением полярных районов и зон апвеллинга, мезотрофны и гипертрофны. На обширных акваториях отмечается хороший водообмен между поверхностными и глубинными слоями морской воды. В перспективе эвтрофикация не представляет угрозы для океана

в целом, и важнее было бы подумать о запасах соответствующего минерального сырья. При наличии энергии, необходимой для синтеза, химическая промышленность, используя атмосферный азот, может производить неограниченное количество азотных солей. Запасы же фосфорных руд на суше невозполнимы. При современных темпах потребления имеющихся запасов фосфорных руд хватит на 500 лет. Но с точки зрения потребностей будущих поколений современное интенсивное расходование невозполнимых запасов фосфора для производства удобрений и детергентов нельзя считать оправданным. При этом нельзя строить иллюзии насчет запасов фосфора в Мировом океане, так как они сосредоточены в основном в глубинах океана и их использование практически исключено.

Для улучшения очистки сточных вод необходимо строительство биологических очистных сооружений, которые уменьшают содержание питательных веществ, в сточных водах, на одну треть, а число легкоокисляющихся органических веществ, на 90%. Для защиты от загрязнения узких фиордов, заливов и эстуариев очистные сооружения необходимы, так как в противном случае там могут развиваться анаэробные условия. Кроме того, очистные сооружения позволяют уменьшить численность патогенных бактерий и вирусов. Но если ставить перед собой только задачу уничтожения болезнетворных организмов, то нужно ли возводить для этого такие сложные и дорогостоящие предприятия, как очистные сооружения? Совершенно очевидно, что в условиях открытого побережья с хорошим водообменом очистные сооружения вообще не нужны. Газовый режим. Помимо солей в морской воде растворены газы: O_2 , CO_2 и сероводород. Кислород поступает в морскую воду двумя путями - из атмосферы и за счет фотосинтеза - фитопланктона и сине-зеленых водорослей. Содержание колеблется в широких пределах. При повышении температуры растворимость кислорода понижается и наоборот. Углекислый газ содержится в газообразном состоянии в незначительных количествах, а в большинстве случаев входит в состав карбонатов. Суммарное содержание $45 \text{ см}^3/\text{л}$. В прогретых верхних слоях CO_2 мало и он испаряется в атмосферу, а в более низких глубоководных участках его содержание выше. Сероводород распространен ограниченно. Пример - Черное море.

Котловинный характер дна и интенсивное поступление пресной воды приводят к расслоению воды в морях по солености. Вверху соленость 17-18‰, внизу 20-22‰, что исключает вертикальную циркуляцию. В результате нарушается газовый режим. Нормальное содержание кислорода лишь до глубин 40 -50 м. Недостаток кислорода приводит к восстановительным процессам - восстановление сульфатов анаэробными бактериями и появлению сероводорода. Заражение сероводорода начинается на глубине 200 м.

Плотность - важное, физическое свойство морской воды. Определяется отношением массы вещества к его объему ($\text{кг}/\text{м}^3$). Плотность морской воды больше, чем пресной. Она зависит от солености и особенно от температуры. Чем ниже температура воды, тем плотность ее выше. Плотность поверхностных вод Мирового океана увеличивается от экватора к тропикам (так как нарастает температура) и далее к полярным областям.

Цвет и прозрачность морской воды - это оптические свойства воды. Зависит от отражения, поглощения и рассеивания солнечного света, а также от количества и характера взвешенных частиц органических и неорганических соединений. Цвет морской воды определяется световой энергией.

Прозрачность - под ней понимают видимость белого металлического диска диаметром 30 см на глубине (до момента, когда он становится невидимым). Наибольшая прозрачность: в Саргассовом море белый диск виден на глубине 66,5, в Средиземном море - на глубине 60 м, в Черном - на глубине 28 м, в Балтийском - на глубине 11-12 м.

Звукопроводность - океаническая вода, это среда высокой проводимости звука. Звуковая волна в воздухе проходит со скоростью 332 м/с, в пресной воде - 435 м/с, в океанической - 1500 м/с. Весьма интересное свойство морской воды – это свечение моря. Оно возникает за счет свечения живых организмов (животных и растений), содержащих фосфор. Такие организмы живут только в южных морях - это явление можно наблюдать в тропических широтах, например, у берегов Кубы. Кроме того, весьма своеобразными свойствами являются электропроводность (проводимость электрического тока) и радиоактивность (содержание радиоактивных веществ).

Температурный режим океанических вод

Температура морских вод зависит от теплового баланса (прихода и расхода тепла). Приход тепла складывается из солнечной радиации - основного источника поступления тепла (в низких широтах до 90%). Тепло поступает из атмосферы (длинноволновое тепловое излучение), от теплых течений, высвободившееся при образовании морских льдов, а также приносимое речными водами. Расход тепла складывается из затрат на испарение воды, например на испарение 1 г морской воды затрачивается 580 кал. Поэтому в целом затрата тепла огромна (в низких широтах испарение составляет 70-80% расхода): на нагрев воздуха, холодных течений, на таяние льдов (весной в высоких широтах). Вода медленно нагревается и медленно остывает. Причины этого явления в том, что удельная теплоемкость, т.е. количество тепла в калориях, которое затрачивается на нагревание 1 г вещества на 1°C, в несколько раз больше, чем удельная теплоемкость суши. Для нагрева определенного объема воды требуется в 5 раз больше тепла, чем на тот же объем гранита. Суша прогревается на малую глубину (примерно 15 м), а море благодаря перемешиванию воды - на большую глубину (до 200 м). Большое количество тепла затрачивается на испарение над водной поверхностью. Среднегодовая температура поверхности Мирового океана - 17,4°C, на 3° больше, чем суши (ср. температура суши 14,3°C). Средняя температура Тихого океана за год 19,1°C, Индийского - 17°C, Атлантического - 19,9°C. Самая высокая температура Тихого океана в тропической зоне 36°C, в полярной зоне - 2°C. Температура океанской воды в общем соответствует широте местности. В жарком поясе она на поверхности повышается к западу, а в умеренном - к востоку. Такое смещение температуры связано с морскими течениями. Солнечное тепло, нагревающее верхний слой воды, крайне медленно передается нижележащим слоям. Температура с глубиной понижается. Значительные изменения температуры происходят только в верхних слоях воды мощностью (толщиной слоя) 200 - 1000 м. Глубже температура не превышает 4 - 5°C. У дна в высоких широтах вода имеет температуру около 0°C, в экваториальных и умеренных широтах - около +3°C.

Образование льда в океане начинается с возникновения пресных кристаллов, некоторые затем смерзаются. При этом в пространстве между кристаллами льда остаются капельки крепкого рассола, поэтому лед соленый. Чем ниже температура, при которой происходит льдообразование, тем солонее лед (соленость льда определяется соленостью воды, образовавшейся при таянии). Это "ледяное сало". Лыдинки увеличиваются в размерах, трутся друг об друга и принимают вид больших плавающих тарелок (его еще называют "блинчатым" льдом). При тихой погоде блинчатый лед смерзается, образуя сплошной ледяной покров. Сильное волнение обычно разбивает ледяной покров на огромные участки льда, называемые ледяными полями. Ледяные поля под влиянием ветра надвигаются друг на друга, взламываются по краям и нагромождаются друг на друга, образуя ледяные торосы. Высота торосов - 5-10 м. Толщина многолетних ледяных полей - 3-5 м. Лыды покрывают около 15% всей поверхности Мирового океана, т.е. 55 млн. км². Из них 38 млн. км² приходится на Южное полушарие.

Органический мир Мирового океана Море - колыбель жизни на Земле

В водной среде возникло 75% всех классов животных. Все организмы, обитающие в море, подразделяются на бентос - обитающий на дне, нектон - активно плавающий и планктон - пассивно переносимый водой. Среди бентосных организмов выделяют прикрепленные ко дну, лежащие или ползающие. Это растительные (водоросли) и животные организмы (черви, губки, мшанки, иглокожие, ракообразные, некоторые моллюски, кораллы и др.).

Нектонные организмы - это организмы, свободно передвигающиеся в водной среде. К ним относятся рыбы, головоногие моллюски, медузы, морские рептилии и морские млекопитающие.

Планктонные организмы - группа организмов, не способных самостоятельно передвигаться и перемещаемых морскими течениями и волнами. Среди организмов этой группы выделяют зоопланктон (фораминиферы с известковым скелетом, радиолярии с кремневым скелетом) и фитопланктон - низшие одноклеточные водоросли (диатомовые и сине-зеленые). К планктону относятся также пассивно плавающие моллюски, птероподы, или морские бабочки, с известковой раковиной. Подразделение организмов на бентос, нектон и планктон не всегда однозначно. Например, в личиночный период развития рыбы и крабы относятся к планктону, а во взрослой стадии развития - к нектону (рыбы) или к бентосу (крабы).

В зависимости от распределения организмов в море выделяют неритовую, батинальную и абиссальную зоны.

Неритовая зона приурочена к области шельфа. В ней выделяются три зоны: литоральная, располагающаяся между границами максимального отлива и прилива, сублиторальная, начинающаяся от границы максимального отлива до границы распространения водорослей, псевдоабиссальная, находящаяся глубже нижней границы распространения водорослей (примерно около 130 м) и достигающая верхнего края континентального склона (200-500 м). Здесь отсутствует высшая растительность.

Батинальная зона совпадает с материковым (континентальным) склоном. Абиссальная зона приурочена к ложу океана. Кроме перечисленных зон принято выделять также пелагическую (область открытого моря), занимающую приповерхностную часть моря в удалении от берега.

В морях и океанах расселение организмов происходит по определенным сообществам - биоценозам, выделяемым по преобладанию тех или иных форм организмов. Так, могут быть выделены биоценозы моллюсков, кораллов, иглокожих, червей, губок и др. Многие организмы оказывают непосредственное воздействие на дно моря. К их числу относятся донные организмы, среди которых - бродячие по дну (балянусы, морские лилии), сверлящие, способные разрушать твердые горные породы с помощью выделяемой кислоты или механическим путем. Некоторые животные, живущие на дне, имеют крепкий наружный скелет. К ним относятся тропические тридакны. Их масса 200 кг, размер 2 м в поперечнике, толщина стенок - до 7,5 см. Тридакны представляют большую опасность для ныряльщиков - створки раковины при прикосновении к ним захлопываются и крепко зажимают руку или ногу. Тридакны имеют известковый скелет и после своей гибели, наряду с другими организмами с известковым скелетом, способствуют накоплению карбонатных осадков на дне моря. Мелководные участки моря заселяются кораллами, водорослями, фораминиферами и другими организмами. Распределение различных групп морских организмов находится в тесной связи с рядом факторов: физико-химическими особенностями воды, рельефом морского дна и т.д. Главнейшим фактором, имеющим влияние на развитие морских организмов, является соленость морской воды. Многие организмы существуют только в узких пределах колебаний солености. В условиях пониженной и повышенной солености развитие многих групп организмов исключено. Например, современные кораллы обитают в море при температуре не ниже +20°C, поэтому распределение современных

рифов приурочено к тропикам. Активный рост кораллов происходит на глубинах до 46 м при наличии твердого дна, при активной циркуляции воды, в условиях хорошего снабжения пищей, при достаточном солнечном освещении и солености 27-38‰. Кораллы могут переносить лишь кратковременные отливы воды. Колебание температуры морской воды в ту или иную сторону ограничивает рост кораллов.

Растительный мир в морях представлен почти исключительно водорослями. Весьма слабо развиты листостебельные растения, характерные для суши. В морях растения живут только в тех зонах, где достаточно солнечного света (примерно до глубины 200 м). На глубине 300 м и более царит полумрак, а глубже 500-700 м - полный мрак; здесь могут существовать лишь некоторые виды бактерий.

Многие биоценозы играют значительную роль в формировании пластов горных пород. К таким биоценозам относятся иглокожие, ракообразные, известковые водоросли и другие организмы с известковым скелетом. После их гибели скелеты накапливаются на дне и при наличии благоприятных условий образуют толщи осадочных горных пород, сложенных органическими остатками. Большое участие в образовании осадочных горных пород принимают колониальные организмы - кораллы и некоторые водоросли, произрастающие на мелководье и образующие рифы и банки. Иногда такие рифы слагаются фораминиферами, моллюсками в ассоциации с кораллами и известковыми водорослями. Рифы отличаются от других известковых образований отсутствием слоистости и бесструктурностью.

Многие биоценозы в современных морях имеют большое значение для человека. К таковым относятся известковые водоросли и устрицы. В состав известковых водорослей, наряду с углекислым кальцием, входит до 5-10% углекислого магния. Известковые водоросли распространены в морях всех широт. Вблизи Франции, Ирландии и Скандинавии они образуют в мелководных участках моря банки, которые разрабатываются для получения известковых удобрений. Устрицы слагают устричные банки.

Вопросы для самоконтроля:

1. Перечислите характерные черты гидродинамики в различных частях Мирового океана.
2. Охарактеризуйте особенности химического состава Мирового океана.
3. Охарактеризуйте особенности элементного состава Мирового океана.
4. Как изменяется химический состав морской воды при антропогенном воздействии на прибрежные и шельфовые территории?
5. Особенности очистных сооружений в прибрежных зонах.
6. Каков газовый состав морской воды?
7. Особенности газового состава Черного моря.
8. От чего зависит разная плотность морской воды?
9. За счет чего изменяется цвет и прозрачность морской воды?
10. Охарактеризуйте температурный режим Мирового океана.
11. Органический мир океанов и морей.

Рекомендуемая литература: [2,5].

2.3 Геологическая деятельность моря

Эта деятельность проявляется в разрушении горных пород, транспортировке и отложении разрушенного материала. Разрушительная работа моря осуществляется в процессе движения морской воды, за счет гидравлического удара, ударов переносимыми обломками горных пород и химического воздействия. Наиболее интенсивно море разрушает крутые обрывистые берега силой прибоя. Разрушительная деятельность моря получила название абразии. Согласно измерениям, давление волн составляет от 3 до 30 т/м² суши. Естественно, что под напором таких волн разрушаются

скалы и морские железобетонные портовые сооружения. Наиболее интенсивно разрушаются берега во время шторма, когда высота выброса воды нередко достигает 60 м. Об интенсивности абразии свидетельствует пример о. Гельголанд в Северном море: в 1079 г. он имел площадь 900 км², а ныне лишь 0,5 км². Остров окружают многочисленные мели - остатки размытой суши. Разрушение крутых берегов сопровождается образованием волноприбойной ниши вблизи уреза воды. Ниша, размываясь, постепенно продвигается в глубину суши. Возникает абразионная выровненная площадка, над которой нависает карниз. Со временем карниз разрушается в процессе обрушения и возникает отвесный обрыв, называемый береговым обрывом, или клифом. Обвал карниза на некоторое время предохраняет берег от дальнейшего разрушения - идет размыв обвалившегося карниза. Затем вновь начинает образовываться ниша, происходит обрушение карниза и т.д. Продвижение берегового обрыва вглубь происходит не беспредельно, а до того момента, когда выработается абразионный профиль равновесия. Конфигурация его зависит от размеров волн - чем выше волны, тем профиль равновесия будет более протяженным и пологим.

Море производит большую работу по перемещению обломочного материала силой прибоя, во время прилива и отлива и с помощью морских течений. Наиболее значительные перемещения обломков происходят во время шторма и при сильном прибое. Интенсивный перенос осуществляют сильные прибрежные течения. Во время штормов перемещаются также обломки и глыбы горных пород. Например, в Шотландии на берегу Северного моря штормом передвинута глыба массой 1370 т вдоль берега на расстояние 10 м. В 1890 г. на Черном море в г. Потти во время шторма сброшены два волнолома массой по 40 т каждый.

В прибрежной части моря обломки горных пород претерпевают поперечное перемещение за счет прилива, отлива и прибоя и продольное - за счет морских течений. При перемещении обломочного материала происходит его сортировка. Море производит и большую созидательную работу: накапливает осадочные толщи горных пород и залежей полезных ископаемых.

Осадкообразование

Особое значение имеет аккумуляция осадков и закономерности их распределения на дне бассейна. Хорошо известно, что в геологической истории Земли поверхность суши неоднократно покрывалась морскими водами, происходило накопление морских осадков, из которых в последующем образовались осадочные горные породы. Эти породы вместе с включенными в них органическими остатками являются теми основными историческими документами, по которым читаются геохронологические особенности ранее сформированных осадков. Благодаря активной динамике вод и сложной батиметрии дна, наличие реликтовых осадков общая картина распределения осадков получатся пестрой. Низменный илистый морской берег (ватты), характеризуется накоплением и дифференциация обломочного материала. Образование осадков и осадочных пород на дне океанов и морей можно представить следующим образом:

- возникновение исходных продуктов в результате экзогенных процессов (выветривания материнских пород на суше и берегах), -извержений вулканов,
- переноса осадочного материала с частичным его осаждением на путях переноса и осаждение его в водных бассейнах с последующим диагенезом и катагенезом. Все эти процессы объединяются под общим названием литогенез.

Экзогенные процессы объединяют процессы, протекающие в береговой зоне и гидрогенные процессы в шельфовой зоне. Кроме того, сюда следует отнести действие волн и различных видов течений. В результате гравитационных процессов возникают собственно гравитационное перемещение, обвалы и осыпи, подводные перемещения грязевых потоков и селей. Суспензионные (мутьевые) потоки как гравитационное

течение водной суспензии твердых частиц в морской воде порождает рождение турбедитов.

По заключению Страхова осадки, накапливаемые в океанах и морях, имеют свои характерные черты литогенеза:

- огромные площади, на которых идет осадконакопление малая скорость накопления осадков в центральной части (глубоководной)

- наличие красной глубоководной глины, обогащенной железом, марганцем и микроэлементами,

- роль течений поверхностного слоя воды в формировании осадков, приводящая к накоплению максимальных масс обломочного материала, карбонатов, кремнезема органического вещества в активных зонах и высокая дифференциация осадков по размеру частиц,

- малая чувствительность океанического литогенеза климатической зональности,

- особый характер связи осадочного процесса с жизнью атмосферы,

- наличие вулканогенно-осадочных пород.

Все осадки при образовании осадочной породы проходят стадию диагенеза. Диагенез представляет собой процесс обезвоживания и уплотнения осадка и переход его в горную породу. Некоторые ученые подразделяют диагенез на две стадии: сингенез (ранний диагенез) и эпигенез (поздний диагенез). Л.В. Пустовалов считал, что сингенез отвечает частично седиментогенезу и частично диагенезу. Сингенез, это осадок, который образовался одновременно с чем-либо. Другие ученые рассматривают эпигенез в качестве самостоятельного процесса. В результате диагенеза возникают новые минералы из иловых растворов, одни минералы разлагаются, другие образуются вновь. Кроме того, идет перераспределение вещества. В процессе диагенеза идет формирование пирита, марказита, опала, халцедона, кварца, гидрогетита, пиролюзита, барита, целестина, кальцита, доломита, сидерита, глауконита, гидрослюд, монтмориллонита и ряд других. Зачастую, в преобразовании осадков в стадии диагенеза принимают участие бактерии и другие микроорганизмы, присутствующие в значительном количестве в условиях высокой концентрации разлагающихся органических остатков. Диагенез осадков различных климатических зон проявляется по-разному и имеет особенности в характере новообразований. При эпигенезе идет дальнейшее уплотнение породы, коррозия и растворение минералов, образование новых минералов из растворов или путем метасоматоза (например, магнезиальные растворы, проходящие сквозь толщи известняков, преобразуют их в доломиты) и перекристаллизация. Для этого процесса характерны сульфиды (пирит, марказит, галенит, сфалерит и др.), окислы (кварц, халцедон, гематит, рутил), сульфаты (барит, ангидрит), карбонаты (кальцит, доломит), силикаты (гидрослюды, полевые шпаты, турмалин, эпидот). Осадочные горные породы, формирующиеся вследствие литогенеза, характеризуются определенными физическими свойствами, минеральным и химическим составом, текстурой и структурой. Кроме того, для каждой горной породы характерны свои определенные физико-географические условия, в которых происходит накопление осадка. Для их характеристики введено понятие фация. Фацией называют, участок земной поверхности, имеющий на всем своем протяжении одинаковые физико-географические условия и одинаковый состав флоры и фауны. Фации разделяются по месту своего образования на морские, переходные (лагунные, лагунно-заливные) и континентальные. Морские фации подразделяются на прибрежные, мелководные и глубоководные. Каждая из выделенных фаций имеет еще более дробное подразделение. Например, прибрежные фации делятся на фации ила, песка, рифовые и т.д. Континентальные делятся на наземные (пустынные, ледниковые и пр.) и пресноводные (озерные, речные, болотные и др.). Аналогично подразделяются и древние фации. Палеогеография древних фаций определяется по минеральному составу горной породы и по ее палеонтологической характеристике. Под древними фациями понимают пласт

или свиту пластов, обладающих на всем своем протяжении одинаковым составом и характеризующихся одинаковой флорой и фауной (по Д.В. Наливкину). Проведение фациального анализа отложений, позволяет восстановить условия накопления осадка и палеогеографические условия прошлого Земли.

Классификация морских отложений

В океанах и морях происходит сложный процесс аккумуляции осадков. Как указывалось выше, в морях осаждаются обломочные частицы различных минералов и горных пород, которые формируют так называемые терригенные осадки. Часть соединений выпадает в виде химических осадков, другие являются продуктом жизнедеятельности организмов. В этом случае осадки классифицируются как терригенные, органогенные, хемогенные и биохемогенные. В различных областях моря наблюдаются различные соотношения терригенных, химических и органических осадков. Это связано рядом факторов, в частности, с близостью к берегу и особенностями его строения, с глубиной бассейна и его динамикой, с соленостью, в значительной степени обуславливающей возможности обитания тех или иных организмов, участвующих при их отмирании в формировании осадков.

Все осадки морских бассейнов принято делить на прибрежные, или литоральные, осадки областей материковой отмели (шельфа), осадки континентального склона (батиальная область) и осадки глубоководных частей океана. Прибрежные, или литоральные, осадки формируются в прибрежной части. Ширина зоны различна и может достигать нескольких десятков или сотен метров у пологих берегов и нескольких метров у крутых скалистых берегов. Зона характеризуется разнообразием осадков: крупными глыбами, галькой, разнозернистыми песками, глинами. Литоральные отложения характеризуются быстрой сменой осадков на коротких расстояниях и большим их разнообразием. В области шельфа наблюдаются сильные волнения, способствующие перемещению большого количества обломочного материала и влияющие на развитие органического мира. Здесь накапливаются осадки: терригенные, органогенные и хемогенные. Терригенные осадки распределяются в зависимости от рельефа дна и гидродинамического режима соответствующего водоема. Области шельфа, примыкающие к берегу, обычно покрыты крупнозернистыми осадками. Это, главным образом, разнозернистые пески. Размер зерен уменьшается с глубиной. Переход к литоральной зоне постепенный. При приближении к континентальному склону в осадках шельфа преобладающими являются мелкозернистые разновидности - сначала глины с примесью песка, затем более мелкие, переходящие постепенно в илы континентального склона. Граница между песками и глинами проходит на различных глубинах. Так, для Черного и Каспийского морей она находится на глубине 25-50м, а в океанах -100-150м. Такая схема распределения осадков условна. Часто она нарушается морскими течениями или наличием приподнятых участков дна.

Органогенные осадки широко распространены в области шельфа. Здесь обитают донные организмы и планктон. Отложения этой зоны, возникшие органогенным путем, слагаются известковыми образованиями ракушниками и коралловыми рифами.

Химические осадки шельфа представлены оолитовыми известняками (Красное и Каспийское моря), мелкозернистым известковым илом (п-ов Флорида), железисто-марганцевыми конкрециями, иногда фосфоритами, преобладающими в переходной зоне к континентальному склону.

Осадки континентального склона формируются из планктона с известковым или кремневым скелетом. В области континентального склона наблюдаются довольно однородные осадки - терригенные, органогенные или смешанные терригенно-органогенные.

Осадки прошедшие все стадии преобразования представляют собой осадочные горные породы. Наиболее распространенной грубообломочной породой является

конгломерат. Эта порода представляет собой сцементированный агрегат, состоящий из валунов, гальки или гравия скрепленных каким-либо цементом.

Песчаники по составу делятся на мономинеральные (кварцевые), олигомиктовые (состав - кварц, полевой шпат, глауконит) и полиминеральные (аркозы).

Глинистые горные породы наиболее распространены среди морских осадочных образований. На их долю приходится более половины всех осадочных горных пород. К пелитам относят различные глины и аргиллиты - мелкообломочные породы, которые содержат свыше 30% тонкодисперсных частиц (размером менее 0,001 мм), преобладают частицы менее 0,01 мм.

Хемотропные и органотропные горные породы морского происхождения возникают вследствие химических процессов и в результате жизнедеятельности организмов. Породы связаны взаимными переходами - в их образовании принимают участие как химические процессы, так и организмы, т. е. породы являются смешанными органотропно-хемотропными образованиями. Поэтому данную группу горных пород удобнее подразделять по химическому составу на карбонатные, кремнистые, глиноземистые, фосфатные, железистые, марганцевые, галоидные, сульфатные и каолиниты.

Осадки ложа Мирового океана (абиссальная область) занимают около 75% его поверхности. Здесь, первостепенное значение имеют органотропные осадки, состоящие из известкового и глобигеринового ила. Этот тип илов распространен в тропических и субтропических областях на глубинах от 2 до 4,5 км. Радиоляриевый ил, приурочен к тропической зоне. Он залегает на глубинах от 4,3 до 6,5 км. Диатомовый ил, накапливается в холодных, приполярных областях и залегает на глубинах от 1 до 5,5 км. Названия вышеприведенным илам даны по преобладанию в них групп планктонных организмов.

Для ложа Мирового океана характерна также красная океаническая глина это своеобразный глубоководный осадок терригенного характера. Отложение красной глины происходило в окислительной среде при участии эоловой, вулканической, космической пыли и терригенных частиц, приносимых плавающими льдами - айсбергами. В пробах красных глин, поднятых со дна океана, присутствуют многочисленные остатки морских позвоночных животных: зубы акул, слуховые косточки китов и т.д. Накопление красных глин происходило в течение очень длительного периода. Подсчитано, что за 30 млн. лет накапливается 10-12 см глин.

Вопросы для самоконтроля:

1. Какова последовательность формирования осадков?
2. Что такое диагенез, катагенез, литогенез?
3. Назовите типы климатической зональности при осадконакоплении.
4. Что такое фациальный анализ?
5. Осадки абиссальных зон.
6. Что такое ватты?
7. Осадки характерные для зон шельфа.
8. Охарактеризуйте пляжные зоны.
9. Как связаны состав осадков и их загрязнение?
10. От чего зависит биоразнообразие морской среды?

Рекомендуемая литература: [1-4].

2.4 Полезные ископаемые Мирового океана

Полезные ископаемые морей и океанов заключены в современных донных осадках и в коренных породах. В современных осадках встречаются промышленные концентрации ряда рудных и нерудных минералов (россыпи), фосфориты, глауконит,

железомарганцевые конкреции. В коренных породах акваторий имеются месторождения нефти и газа, ископаемых углей, руд железа и других металлов.

На берегах морей и океанов и в прибрежной зоне мелководья широко распространены россыпи магнетита, ильменита, рутила, циркона, монацита, ксенотима, касситерита, минералов, содержащих редкие и радиоактивные элементы, драгоценных камней, золота и др. Наряду с тяжелыми минералами встречаются россыпи и легких минералов, например, янтаря. Россыпи располагаются на современных пляжах, подводном береговом склоне, погруженных и приподнятых морских террасах. Они пользуются широким распространением и известны во всех частях света: в Индии, на о. Шри Ланка, на побережье Бангладеш, в Австралии, Новой Зеландии, Бразилии, на п-ове Флорида, на побережье Гудзонова залива, в Японии, на побережье Японского и Охотского морей, Северного Ледовитого океана, в ряде внутренних морей (Азовское, Черное, Балтийское и др.)

Ильменит-циркон-рутиловые россыпи Австралии распространены вдоль побережья на протяжении более 1000 км в провинциях Квинсленд и Новый Южный Уэльс. Россыпи приурочены к современному пляжу и дюнам. Бурение показало, что на глубине 60-100 м от поверхности океана имеются погребенные россыпи, образовавшиеся при низком уровне океана в ледниковую эпоху. Сортировка и дифференциация обломочного материала в зоне прибоя приводят к концентрации тяжелых минералов. В пределах современного пляжа развиты главным образом мелко- и среднезернистые кварцевые пески, иногда со значительной примесью раковистого детрита. Слои, обогащенные рудными минералами, имеют мощность от 0.2 до 1.2 м и протяженность от нескольких сотен метров до 1-1.5 км. Минеральный состав россыпи: ильменит 50, рутил 30, циркон 20, монацит 0.5-1%.

Бенгальском заливе в пределах Бангладеш на протяжении 180 км от г. Чатагам на севере до устья р. Нафа на юге, обнаружены титано-циркониевые россыпи в современных песках пляжа. Зона пляжа имеет ширину до 700 м, возвышается над уровнем океана на 3 м, за ней расположена полоса небольших дюн. Пески пляжа кварцевые тонкозернистые. Высокие концентрации рудных минералов наблюдаются в штормовом валу, выше уровня больших приливов, а также в песках дюн. Концентрация рудных минералов в песках пляжа достигает мощности 0.25 м., образуя линзовидные и пластообразные тела длиной до 60 м и шириной до 40 м. Главными минералами россыпи являются: амфибол 29%, ильменит 17%, гранат 16%, эпидот 11%. В небольшом количестве (от 0.5% до 3.5%) присутствует рутил, циркон, лейкоксен, дистен, сфен, турмалин, магнетит, ставролит, пироксены, слюды, анатаз и монацит. В штормовом валу концентрация магнетита достигает 64%. В песках дюн концентрации тяжелых минералов обычно менее значительные, однако иногда наблюдается повышенное содержание магнетита, ильменита, циркона и граната. Источником обломочного материала являются песчаники миоцена. Миоценовые песчаники представляют собой промежуточные коллекторы. Они образовались при разрушении и размыве осадочных пород более древнего возраста и магматических пород кислого и среднего состава. Общее содержание рудных минералов в россыпях Бенгальского залива составляет от первых килограммов до 300 кг/т.

В прибрежной зоне Шри Ланка и Индии россыпи содержат циркон, ильменит, магнетит, рутил и целый ряд других минералов, а также некоторые драгоценные камни (рубин, сапфир). Содержание ильменита достигает 70-80%, рутила 6%, циркона 6-8%, магнетита 2-3%. Среди цирконов отмечено присутствие гиацнта. Россыпи разрабатываются по сезонам (между сильными штормами). После сезона сильных штормов россыпи возобновляются и пополняются тяжелыми минералами. Источником тяжелых минералов являются кристаллические породы.

На атлантическом побережье Бразилии россыпи встречаются на протяжении более 1500 км. Концентрации рудных минералов приурочены к пескам современных и

древних пляжей и дюнным пескам, имеющим довольно широкое распространение. По минеральному составу это титано-циркониевые и монацитовые россыпи. Источником тяжелых минералов являются древние кристаллические пород Южноамериканского щита.

Россыпи северного берега Азовского моря по составу титано-цирконовые. По условиям формирования россыпи Азовского моря напоминают россыпи Австралии, Бразилии и Бангладеш. Пески кварцевые и полевошпатово-кварцевые мелкозернистые. Тяжелые минералы представлены ильменитом, магнетитом, гранатом, амфиболами, пироксенами, эпидотом, цирконом, рутилом. В небольшом количестве встречаются турмалин, ставролит, силлиманит, дистен. Наиболее мощные слои рудного концентрата встречаются в штормовом валу и в верхней части пляжа. Первоисточником рудных минералов являются кристаллические породы Азовского докембрийского массива, а промежуточными коллекторами - песчаные осадки верхнего плиоцена и древне четвертичные, обнажающиеся в береговых обрывах северного берега Азовского моря.

Россыпи ильменита и рутила известны на пляжах восточного берега п-ова Флорида, в Калифорнии и в других районах. Касситеритовые россыпи наблюдаются на побережье п-ова Малакка. Охотского и Чукотского морей. Золотоносные россыпи известны на Аляске, на побережье Японского моря.

Россыпи, содержащие минералы радиоактивных и редких элементов, обнаружены на пляжах Новой Зеландии.

Россыпи подводного берегового склона встречаются значительно реже, чем пляжевые. У них концентрации тяжелых минералов наблюдаются в более мелких фракциях тонкого алеврита (0.05-0.01 мм). Это связано с тем, что обломочный материал перемещается в значительной мере в виде взвеси под воздействием течений, а волны на этих глубинах действуют менее интенсивно. Россыпи подводного берегового склона обнаружены у побережья Восточной Балтики, где существует однонаправленный поток наносов с юга на север и в местах изменения его мощности осаждаются и концентрируются тяжелые минералы. Вероятно, к россыпям подводного берегового склона следует относить современные алмазоносные отложения вдоль побережья Юго-Западной Африки вблизи устьев рек Оранжевой и Конго.

Россыпи янтаря формируются в иных условиях. Янтарь – легкий минерал, и его концентрации наблюдаются в верхней части пляжа совместно с плавником (ветки, стебли камыша, водоросли, растительный детрит и пр.). Янтарь встречается в песках пляжа Восточной Балтики.

Россыпи фосфоритов встречаются в виде конкреций, стяжений неправильной формы, желваков и иногда в виде крупных плит они встречаются главным образом на шельфе и в верхней части континентального склона. Они известны у берегов Новой Зеландии на поднятии Чатам, на шельфе Чили и Перу, у берегов Калифорнии и Калифорнийского полуострова, на банке Ангульяс у южного окончания Африки на шельфе Юго-Западной Африки, Атлантическом побережье Северной Америки и во многих других местах. Реже фосфориты встречаются на материковом склоне и в глубоководной области океана. Большинство фосфоритов являются не современными, а древними образованиями – неогеновыми и плиоцен-плейстоценовыми, и только на шельфе Юго-Западной Африки и у берегов Перу и Чили в терригенно-диатомовых илах встречаются современные фосфориты. Конкреции и стяжения состоят из оолитов с ядрами из раковин фораминифер, зерен глауконита, обломочных минералов. Фосфориты залегают в кварцево-сланцевых и глауконитовых песках, реже в илах. Формирование имеет 2 этапа: первый этап относится к миоцену, когда образовалась основная масса конкреций, второй, начался в конце плиоцена и завершился в плейстоцене. В мелководной зоне шельфа Калифорнии производилась пробная добыча фосфоритовых конкреций. Фосфориты часто встречаются на шельфе п-ова Калифорния на глубинах до 100 м. Зернистые фосфоритовые пески встречаются на пляжах и в

дюнах. Фосфориты встречаются также в биогенных и терригенных песках, алевритах и в диатомовых илах.

Глауконитовые пески и алевриты широко распространены на шельфе и континентальном склоне морей и океанов. Распространение обломочного глауконита не коррелируется с климатическими зонами и глубинами, а определяется главным образом наличием древних глауконит содержащих пород и осадков, т.е. источниками питания. Глауконит содержит несколько процентов окиси калия и может применяться как калийное удобрение, а также для получения краски цвета хаки (зеленой). Он обладает также некоторой поглотительной способностью и применяется в фильтрах для смягчения воды. В местах, где глауконитовые осадки залегают на небольших глубинах, его можно извлекать для практических надобностей.

Из строительных материалов используется песок и гравий. Источником песка и гравия помимо месторождений суши являются пляжи и акватории (мелководный шельф). Разработка песка и гравия на пляжах осуществляется во многих странах, однако это не всегда целесообразно, так как может привести к нарушению природного равновесия и к размыву берегов. Поэтому уже сейчас во многих странах песок и гравий получают со дна морей и океанов. Песок и гравий, годные для дорожного дела и строительства, в пределах мелководного шельфа (подводного берегового склона) встречаются почти повсеместно там, где развиты галечниковые, гравийные и песчаные пляжи, сложенные терригенным материалом. Имеются также в высоких широтах, где наблюдалось оледенение.

Железомарганцевые конкреции встречаются в мелководных морях и заливах (Балтийское море, Рижский залив и др.), но основная их часть приурочена к глубоководному ложу океана. Они известны на разных глубинах и в различных типах осадков: в красной глубоководной глине 3.5 до 6.5 м в фораминиферовых илах, алевритах и песках глубиной на глубинах 3-

4.5 км, также в радиоляриевых, диатомово-терригенных и других глубоководных илах. Запасы железомарганцевых конкреций на дне Тихого океана оцениваются в 1656 млрд. т, что составляет для марганца 358, железа 207, никеля 14, кобальта 5.2, и меди 7.9 млрд. т. запасы марганца на дне океана превышают запасы во всех его месторождениях суши вместе взятых. Проблема железомарганцевых конкреций, в том числе и ее экономические аспекты, регулярно обсуждается на интернациональных геологических конгрессах.

Особое внимание следует обратить на гидротермально-осадочные образования рифтовых зон. Самостоятельное значение имеют рудоносные гидротермально-осадочные образования рифтовых зон. Подобные обнаружены на дне Красного моря. Рудоносные осадки содержат высокие концентрации железа, марганца, цинка, меди, серебра и многих других элементов. Общие запасы руд на дне Красного моря оцениваются 50 млн. т. Они, несомненно, имеют практическое значение, и в недалеком будущем будут разрабатываться. Рудоносные осадки встречаются в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов океанов и зонах крупных трансокеанических разломов. Практическая ценность подобных рудоносных осадков пока еще неизвестна.

Основная область распространения коренных пород на дне морей и океанов, перспективная на полезные ископаемые, - это шельфы или подводные окраины материков, где геологические структуры суши продолжаются под акваториями.

Наиболее важным полезным ископаемым в коренных породах шельфа являются нефть и газ. В настоящее время нефть добывается в акватории Каспийского моря, Персидского залива, Суэцкого залива, в некоторых районах Средиземного моря, в Северном море, Мексиканском заливе, у берегов Калифорнии, Южной Америки, Юго-Западной Африки, Южной Австралии, Индонезии, Японии и др. Соколов Б. А. выделяет три группы поясов нефтегазоносных бассейнов: океанические, континентальные и

эпигеосинклинальные. Рассмотрим наиболее интересные примеры нефтегазоносных бассейнов акваторий.

Персидский залив. По Соколову Б.А.: «Нефтегазоносный бассейн Персидского залива является уникальным по запасам нефти и газа, диапазону нефтегазоносности, количеству месторождений-гигантов с запасами более 1 млрд. т. Его разведанные запасы составляют более 50 млрд. т нефти, а газа 2 трлн. м³. Бассейн образован толщей пород от кембрия до современных мощностью до 12 км. Возраст нефтегазоносных пород от перми до миоцена. Первое морское месторождение бассейна Сафания было открыто в 1951 г. Всего в акватории Персидского залива насчитывается 30 нефтегазоносных месторождений. Большинство из них связано с платформенными дислокациями субмеридионального простирания. Месторождения расположены в юго-восточной и северо-западной части залива. В первом районе месторождения приурочены к погребенным соляным куполам. Продуктивны известняки и доломиты юры и мела. К западу от Каторского полуострова зоны нефтегазонакопления характеризуются большими размерами и крупными локальными структурами, распространенными в основном на структурной террасе Газа. Продуктивны юрские и меловые породы. Крупнейшими месторождениями являются Сафания, Киркук, Бурган и др. В недрах территории, окружающей Персидский залив, сосредоточено более 60% разведанных запасов нефти капиталистических стран. В 1969 г. в заливе добывалось 180 тыс. т нефти в сутки, а всего добыто 317 млн. т нефти. Общие запасы нефти на акватории залива оцениваются в 8 млрд. т.

Нефтегазоносный бассейн Суэцкого залива расположен в акватории и прилегающих к нему участках суши. Бассейн представляет собой грабен с системой ступенчатых сбросов. В основании разреза осадочной толщи залегают континентальные пески с прослоями известняков, доломитов и глин карбона и нижнего мела. Они перекрыты известняками с прослоями мергелей, глин и песчаников верхнего мела (мощность до 1 км). Месторождения нефти и газа наблюдаются в пределах антиклинальных складок и выступов фундамента, осложненных нарушениями. В Суэцком бассейне имеется 20 месторождений нефти и газа, половина из них расположена в пределах акватории залива. Запасы бассейна оцениваются в 258 млн. т. Первое морское месторождение Балаим было открыто в 1961 г.

Оно давало 350 т нефти в сутки. Нефтеносными являются слои миоцена.

Южно-Каспийский бассейн располагается в пределах акватории Южного Каспия и на суше во впадинах р. Куры. Бассейн выполнен мощной толщей неоген-четвертичных отложений, общая мощность которых достигает 8-10 км. Неоген-четвертичные отложения подстилаются палеогеном и мезозойскими осадками (мощность до 7-10 км). На суше породы образуют протяженные антиклинальные структуры, осложненные дизъюнктивными нарушениями. Нефтегазоносными являются отложения от мезозойских до четвертичных. Нефтегазоносные структуры суши продолжаются в пределах акватории.

В последнее десятилетие на Северном море велись интенсивные разведочные работы. В конце 1965 г. в британском секторе моря был получен первый промышленный газ. Северное море представляет собой мезозойскую и кайнозойскую впадину на каледонском и частично герцинском основании. Впадина выполнена мощной толщей осадочных пород, осложненных диапировыми структурами с пермской солью и дизъюнктивными дислокациями. Нефтегазоносными являются нижне- и верхнепермские, юрские и меловые отложения.

На акватории Северного Ледовитого океана, прилегающей к Аляске, находится Северо-Аляскинский нефтегазоносный бассейн. Он расположен частью на суше, частью в пределах шельфа. Бассейн представляет собой асимметричную мульду в краевом прогибе, выполненную главным образом юрскими и меловыми отложениями. В пределах бассейна выявлено более 15 месторождений нефти и газа. Продуктивными

являются песчаники верхнего и нижнего мела, юры и известняки и песчаники триаса и карбона. Месторождения расположены в прибрежной зоне моря Бофорта. На Аляске и акваториях Берингова моря и Тихого океана нефтяники выделяют целый ряд нефтегазоносных бассейнов, приуроченных к межгорным впадинам.

Месторождения ископаемых углей под водами морей и океанов известны в Англии, Шотландии, Японии. Вероятно, каменноугольные отложения с пластами каменного угля продолжаются под водами Черного моря на шельфе Турции, где они широко распространены на суше и обрезаются берегом, известны пермские угленосные отложения Нового Южного Уэльса в Австралии, где пласты каменного угля наблюдаются на пляже. В южной части Причерноморской впадины вблизи г. Одессы каменноугольные отложения с пластами угля обнаружены бурением на глубине 1400-1500 м.

В Англии на полуострове Уэльс и Корнуэлл по обе стороны Бристольского залива распространены каменноугольные отложения с пластами углей. Многие шахты находятся вблизи берега залива, а подземные выработки продолжаются под его водами. Угленосные отложения относятся к среднему карбону - вестфальскому ярусу, в структурном плане территория расположена в пределах герцинского передового прогиба. В Южной Японии на о. Кюсю и на многих мелких островках вблизи бухты Нагасаки разрабатываются каменные угли юрского возраста. Шахтные стволы находятся на островах, а горные выработки на километры протянулись под дном Восточно-Китайского моря.

На о. Ньюфаундленд в Северной Америке крупное железорудное месторождение железорудной формации докембрия выявлено на суше (на острове) и продолжается под дном Атлантического океана. Шахтный ствол расположен на о. Белл, и от него отходит ряд штреков под дном океана.

Месторождение разрабатывается на акватории. Вблизи о. Стур-Юссаре недалеко от г. Хельсинки магнетитовые руды добывают под дном Финского залива из пластообразной дайки. Месторождение под дном залива было открыто геофизическими исследованиями (методом магнитометрии), оно разрабатывается при помощи направленных шахтных стволов и штреков, проложенных с островов. Другое месторождение этого района разрабатывается через туннель, проходящий под дном залива на расстояние 2,5 км.

В заключение следует упомянуть еще об одном виде полезного ископаемого. Издавна человек добывал соль, выпаривая (или вымораживая) морскую воду в искусственных или естественных водоемах - лагунах и заливах. Этот промысел широко развит во многих странах мира и в настоящее время. Так, например, такие страны, как Китай, Индия, Филиппины, Турция, Япония и некоторые другие, получают поваренную соль простым выпариванием солнечными лучами из морской воды. Один из наиболее крупных промыслов по добыче соли находится вблизи г. Сан-Франциско, где ежегодно получают более 1 млн. т поваренной соли из морской воды. В Украине из морской воды добывается соль в широких масштабах в заливе Сиваш, в некоторых приморских озерах и лагунах Крыма и в других местах. Сульфат натрия добывается в заливе Кара-Богаз-Гол (Каспийское море). Кроме поваренной соли из морской воды извлекается бром и магний. Технология промышленного производства по извлечению этих элементов и их соединений хорошо разработана. Другой важный элемент - йод извлекается из морских водорослей. В наш век, когда на земном шаре остро ощущается недостаток пресной воды, ее все чаще и чаще получают путем опреснения морской. Широкое распространение получили небольшие опреснительные установки на пассажирских, грузовых и научно-исследовательских кораблях. Построены и строятся новые крупные стационарные установки на суше с использованием ядерной энергии. Такие установки имеют некоторые страны. Известно, что морская вода содержит большую часть химических элементов периодической таблицы Д. И. Менделеева, в том числе и золото.

Над проблемой извлечения золота из морской воды потрудились многие химики и инженеры, однако результаты оказались неудовлетворительными. Золото можно извлекать, но это оказывается экономически невыгодным. Возможно, теперь благодаря появлению новых адсорбентов эта проблема вскоре будет решена, и не только по отношению к золоту, но и для других важных для человека химических элементов.

Вопросы для самоконтроля:

1. Минеральный состав россыпей в прибрежных зонах.
2. Характеристика нефтегазоносных месторождений в шельфовой зоне.
3. Характеристика нефтегазоносных месторождений в прибрежных районах и в местах проявления грязевого вулканизма.
4. Охарактеризуйте месторождения строительных материалов.
5. Месторождения фосфоритов и железорудных конкреций.

Рекомендуемая литература: [2,4].

3 ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ОКРАИННЫХ И ВНУТРИМАТЕРИКОВЫХ МОРЕЙ. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ МИРОВОГО ОКЕАНА

3.1 Особенности геологического строения окраинных и внутриматериковых морей

Каспийское море

Каспийское море имеет черты плоского (северная часть) и котловинного (южная часть) морей. Средняя часть имеет переходный характер. Между средней и южной частью расположен Апшеронский порог - возвышенность с глубинами менее 200 м. Бассейн Каспийского моря расположен в пределах альпийского складчатого пояса (южная часть), эпигерценской Туранской платформы с субширотными разломами, идущими от Мангышлака к Донецкому бассейну (средняя и северная часть до предустья р. Волга). Все эти структуры отделены друг от друга глубинными разломами. Тектоническое положение определяет характер рельефа дна.

Альпийские складки Большого Кавказа протягиваются от апшеронского полуострова на юго-восток вдоль Апшеронского порога, на котором расположены острова (Два брата, Нефтяные Камни и др.), ряд банок (Ливанова и др.) и грязевые вулканы. Другая ветвь альпийских складок проходит по южному ограничению моря в хребте Эльбрус, являющегося продолжением гор Малого Кавказа. Между ними расположена впадина Южного Каспия с максимальными глубинами до 980 м. Эта впадина, вероятно, представляет собой остатки древнего Тетиса и прогибается в настоящее время.

Севернее Апшеронского порога находятся Карабогазский вод, Южно-Мангышлакский прогиб, Мангышлакская зона поднятий. На оси Мангышлакского поднятия (мезозойского мегантиклинория с герценским ядром) расположен о. Кулалы и ряд подводных банок, активно поднимающихся и размываемых морем в настоящее время.

Северная часть моря находится в пределах окраины Русской платформы – Прикаспийской впадины, выполненной мощной толщей осадочных пород от верхнего палеозоя до четвертичных. Во впадине широко распространены солянокупольные структуры, она отделена от Туранской платформы глубинным разломом.

Современные осадки Каспийского моря представлены песками, песками с ракушкой, оолитовыми песками, алевритовыми и алевропелитовыми илами. Наблюдается асимметрия в распределении осадков: в западной части преобладают терригенные осадки, в восточной - карбонатные. В заливе Кара-

Богаз-Гол осаждаются сульфатные и хлоридные соли.

Пески широко распространены в северной части моря на глубинах до 5-10 м, обычно они мелкозернистые (иногда илистые) кварцевые с примесью раковинного детрита и ракушки. Пески (в том числе более грубые) встречаются по всей периферии моря в зоне литорали. Оолитовые пески распространены в юго-восточной части акватории на глубинах до 15 м. Широко развиты ракушечники, они образуют обширные поля вдоль восточного берега и в северной части моря. Против устья р. Волги располагается длинный язык алевритовых илов - выносы р. Волги.

Мелкоалевритовые илы занимают обширные площади в глубоководной котловине и на ее склонах. Глинистые слабоизвестковые илы встречаются на глубинах от 400 до 960 м, главным образом в Южной котловине. Скорость осадконакопления в Каспийском море достигает 60 см/1000 лет в южной глубоководной впадине и 600 см/1000 лет вблизи устья р. Куры.

История Каспийского моря выяснена в деталях трудами целого ряда геологов, из которых следует упомянуть В.П. Батурина и С.А. Ковалевского. Акватория Каспийского моря с конца неогена по настоящее время периодически изменялась в связи с климатом и тектоническими движениями. Минимальных размеров она достигла в нижнем и среднем плиоцене (век продуктивной толщи Апшеронского полуострова), когда составляла

примерно одну треть акватории современного моря и была приурочена к южной котловине. В это время с севера в Каспийское озеро (море) впадала мощная р. Волга, приносившая обломочный материал с Русской платформы [Батурин В.П., 1937].

Максимальный разлив Каспийского моря установлен в позднем плиоцене (акчагыльский век), когда воды моря покрывали обширные территории вдоль долины р. Волги вплоть до устья р. Камы, на западе Прикаспийскую депрессию и долину р. Маныч, где сообщались с Азовским и Черным морем, а на востоке, возможно, с Аральским.

Сравнительно небольшие разливы Каспийского моря происходили в четвертичный период, о чем можно судить по слоям морских глин в Северном Прикаспии вплоть до г. Волгограда (хазарская и хвалынская трансгрессии). В послеледниковое время акватория Каспия до наших дней постепенно сокращается, хотя неоднократно наблюдались трансгрессии небольшого масштаба.

Акватория Каспийского моря является перспективной на нефть и газ. В южной части моря вдоль Апшеронского порога расположены морские нефтяные промыслы. Возможно, нефтегазоносной является акватория на продолжении Мангышлакских структур, а также северная часть моря в пределах Прикаспийской впадины. Нефтегазоносность в пределах этой впадины давно известны.

Аральское море

Аральское море представляет собой небольшой внутриконтинентальный водоем озерного типа. Акватория моря составляет 66 тыс. км². Основными источниками питания его являются воды рек Амударья и Сырдарья, берущих начало у ледников Тянь-Шаня и Памира. Максимальная глубина моря 68 м. Аральское море расположено в пределах обширной эпигерценской Туранской платформы, где под платформенными палеогеновыми и меловыми слабодислоцированными отложениями залегают геосинклинальные образования, претерпевшие складчатость в позднепалеозойское время (герцинская складчатость).

Берега Аральского моря сложены меловыми, палеогеновыми и четвертичными отложениями. Меловые отложения (известняки, глины, песчаники и др.) обнажаются в антиклинальных структурах полуостровов Куланды на севере и Муйнак на юге и в некоторых других местах. Широким распространением пользуются палеогеновые отложения. Терригенные и карбонатные породы палеогена слагают берега моря и полуострова в западной и северной его части. Там же встречаются и обнажения неогеновых пород, представленные песками, ракушечниками, глинами и др. Мергели и известняки верхнего миоцена слагают вершину плато Устюрт. На восточном и южном берегу развиты четвертичные отложения. Они представлены морскими глинистыми песками с ракушкой, эоловыми песками и чередованием глинистых песков и песчаных глин в древнем аллювии рек.

Аральское море возникло в конце плиоцена (апшеронская эпоха) и имело связь с Каспийским морем. Четвертичная история моря изучена еще недостаточно. В ранне- и среднечетвертичное время р. Амударья впадала в Каспийское море и Аральское море было небольшим озером (бакинское и хазарское время). Временами Аральское море пересыхало полностью.

В начале позднечетвертичного времени (хвалынское) Амударья повернула в сторону Аральского моря (17-18 тыс. лет тому назад) и возникло Аральское море, занимавшее в то время территорию, значительно большую, чем современное море. В конце позднехвалынского времени акватория моря снова сократилась, что, вероятно, связано с изменениями климата (большая аридизация климата). В послехвалынское время (голоцен, 10-11 тыс. лет размеры акватории моря и глубины неоднократно менялись - происходили трансгрессии и регрессии моря.

Историю Аральского моря в голоцене восстановил С.А. Резников, он определил цикличность осадконакопления, связанную с трансгрессиями и регрессиями.

В основании голоценовой толщи осадков залегают древнеаральские слои, представленные в глубоководной части моря глинистыми и глинисто-алевритовыми илами, в прибрежной части - песками с гравием и галькой и раковинным детритом. Мощность древнеаральских слоев 0,7. В этих слоях встречаются раковины *Cardium*, *Dreisena*, *Planorbis* и др.

Выше располагаются слои древнеаральской регрессии, представленные гипсом с примесью терригенного материала, мирабилитом и астраханитом. Мощность этих слоев 0,5 м. Слои аральской трансгрессии состоят из глинисто-известкового ила с дрейссенами и планорбисами, мощность слоев 0,45 м. Аральские регрессивные слои представлены глинисто-известковыми илами с гипсом мощностью.

Новоаральские трансгрессивные слои состоят из глинисто-известкового мелкоалевритового ила мощностью 0,4 м. Осадки новоаральской регрессии состоят из слоя гипса мощностью 0,2 м.

Современные осадки Аральского моря представлены глинисто-известковыми и мелкоалевритовыми илами в открытой части моря, кварцевыми песками на пляже. Осадки содержат раковины моллюсков *Cardium edule*, *Dreisena polymorpha* и др. Мощность современных осадков от 0,07 до 1,1 м в придельтовых участках акватории. Глинистоизвестковые илы глубоководной части моря имеют серый до черного цвет и запах сероводорода. Кварцевые пески с раковинным материалом развиты на берегах, подводном береговом склоне до глубины 7-10 м. Оолитовые пески наблюдаются в северо-западной части моря.

По составу тяжелых акцессорных минералов в осадках Аральского моря выделяются четыре терригенно-минералогические провинции: Северо-Аральская ставролит-эпидотовая, Среднеаральская - циркон-эпидотовая и Аральская - амфибол - эпидотовая. Минеральный состав терригенных осадков определяется выносами рек и материалом, поступающим от абразии берегов.

Балтийское море

Балтийское море представляет собой депрессию тектонического происхождения на южном склоне Балтийского щита, обработанного ледником во время Великого четвертичного оледенения.

Северный берег Финского залива, берега Ботнического залива и все побережье Скандинавского полуострова сложены кристаллическими породами архея и протерозоя - гнейса, гранитами, магматитами, кристаллическими сланцами, кварцитами и многими другими породами. Останцы этих пород образуют в устье Ботнического залива и у берегов Скандинавского полуострова многочисленные острова - область развития шхер.

На южном берегу Финского залива развиты породы нижнего палеозоя (кембрий, ордовик, силур), лежащие почти горизонтально или с небольшим уклоном к югу. Нижнепалеозойские отложения представлены песками, песчаниками, глинами, известняками и доломитами. Они слагают берег и многие острова и банки у побережья Эстонии. Почти на всем протяжении берега наблюдается высокий уступ коренных пород, называемый глинтотом. Он, вероятно, имеет тектоническое происхождение (сброс, заложенный еще в палеозое). Вдоль глинта берег высокий, на урезе воды часто встречаются галечники.

В восточному и южному берегу моря примыкает суша с более сложным геологическим строением. Здесь развиты осадочные толщи от палеозоя до четвертичных. На палеозойском складчатом или слабо дислоцированном фундаменте встречаются впадины и поднятия мезозойских образований.

Впадины выполнены меловыми и юрскими отложениями. Они прослеживаются на суше и продолжаются в пределах акватории моря. Эту крупную тектоническую структуру называют Балтийской синеклизой, которая в центральной части имеет осадочный покров мощностью 5-7 км, наиболее погнутая ее часть смещена к югу. Синеклиза осложнена

системой и субмеридиональных и субширотных разломов. Земная кора в пределах Балтийской синеклизы имеет континентальное строение.

На берегах и на дне Балтийского моря широко развиты различные ледниковые отложения - морены, водно-ледниковые образования, озерно-ледниковые ленточные глины и др. Морены и моренные гряды встречаются на берегах и образуют возвышенности и на дне, где этот материал подвергается воздействию волн и течений - перерабатывается морем.

Современные осадки Балтийского моря представлены галькой, гравием, песками (часто с валунами ледникового происхождения) на берегах и местами на дне, песками от крупно- до мелкозернистых на пляжах и в прибрежной зоне, алевритовыми и алевропелитовыми илами в глубоководной части моря. Содержание карбонатов в осадках моря незначительное (1-5%), местами повышается до 30% за счет размыва коренных карбонатных пород на дне и берегах. Содержание органического вещества в осадках на дне и берегах. Содержание органического вещества в осадках высокое, наибольшее количество $C_{орг.}$ наблюдается в глубоководных илах и в восточной части Финского залива (до 5-10%).

Обычно у берега залегают пески, дальше от берега они сменяются песчано-алевритовыми и алевритовыми и пелитовыми илами. Однако во многих местах эта нормальная последовательность нарушается, когда на дне имеются ледниковые (моренные) отложения, переработанные волнами и течениями. В этом случае последовательность изменения крупности частиц по мере движения от берега в сторону моря следующая: пески, алевриты, алевропелиты, алевриты, пески, галька и гравий и т.д. Такая картина часто наблюдается у берегов Литвы (Паланга, Швейтойи), Латвии и в других местах. Многие участки дна (особенно у берегов Скандинавского полуострова) лишены осадочного покрова: обнажаются коренные породы на банках, отмелях и в областях развития шхер.

В осадках Балтийского моря широко развиты железо-марганцевые конкреции, часто содержащие родохрозит. Они известны в мелководном Рижском заливе на границе между окислительной и восстановительной зонами осадков, в мелководной части моря вблизи берегов Польши, а также в глубоководных впадинах центральной и западной частей Балтийского моря. В Рижском заливе слой современных глинистых илов имеет мощность от 1 до 100 см, время накопления этого слоя около 7000 лет. В толще глинистых илов, илистых песков и песков содержится значительное количество органического вещества. Верхний горизонт осадков мощностью 2 см имеет бурую окраску - окисленная зона осадка, ниже окраска изменяется в зеленовато-серую, темно-серую и черную - восстановленная зона осадков.

Высокое содержание органического вещества вызывает редукцию железа и марганца и движение их вверх в окисленную пленку осадка, дальнейшее перераспределение их внутри этой пленки приводит к формированию конкреций.

Во впадинах Балтийского моря (глубины 250-450 м) развиты глинистые илы, обогащенные органическим веществом. Осадки впадин являются восстановленными, и в них встречаются сфероселиты сидерита с родохрозитом и пиритом.

История развития Балтийского моря. Балтийское море является одним из самых молодых морей земного шара, оно образовалось всего 12 тыс. лет тому назад в начале послеледниковой эпохи. Во время максимального последнего оледенения (вюрмского) почти весь бассейн современного Балтийского моря был перекрыт ледником. Во время отступления и таяния ледника (примерно 15 тыс. лет тому назад эта тектоническая впадина, ложе которой было обработано ледником, заполнилась массой воды - образовалось Ледовое озеро (море), уровень которого был выше уровня океана и избыток воды стекал в Атлантический океан. Около 10 тыс. лет тому назад уровень моря понизился и установилась связь его с океаном, соленые воды океана проникли и установилась связь его с океаном, соленые воды океана проникли в море, возникло

Иольдиевое море, по имени моллюска *Joldia arctica*, обильно заселившего его воды. Иольдиевая фаза существования Балтийского моря продолжалась около 1 тыс. лет.

Затем в результате поднятия в области Южной Швеции и Ютландского полуострова связь с океаном нарушилась и море превратилось в пресноводное анциловое озеро (море) по имени населявшего его моллюска *Ancylus fluviatilis*. Анциловое озеро просуществовало более 1 тыс. лет. Новое опускание суши в области датских проливов привело к возобновлению связи с океаном возникло литориновое море по имени моллюска *Littorina littorea*. Литориновое море существовало 3,5 тыс. лет, соленость его была выше современной на 5-6‰. Примерно 4 тыс. лет тому назад обмен водами с Северным морем сократился и наступила современная фаза развития Балтийского моря. Эту фазу можно назвать морем Макома по имени моллюска *Macomia baltica*, широко распространенного в современном Балтийском море.

Средиземное море

Бассейн Средиземного моря расположен в пределах кайнозойского складчатого пояса широтного простиранья. Берега сложены или окружены альпийскими складчатыми хребтами, часть из которых продолжается на его дне. Только юго-восточная часть моря окружена равнинами и имеет докембрийский фундамент, перекрытый плащом более молодых - мезозойских и кайнозойских - отложений. Средиземное море типично котловинное с большими глубинами и узким шельфом. Широкий шельф наблюдается в Лионском заливе, между Тунисом и Сицилией и в северной части Адриатического моря. Континентальные склоны достаточно крутые, изрезаны подводными каньонами. Средиземное море - это область высокой сейсмичности и интенсивного вулканизма (вулканы Стромболи, Везувий, Этна и др.)

Земная кора под впадинами моря имеет океаническое строение. Она состоит из следующих слоев. 1 слой - рыхлые осадки со скоростью распространения сейсмических волн - 1,5 - 2,5 км/с. Этот слой в Алжиро-Провансальском бассейне имеет мощность 1 км. 2 слой - консолидированные осадки и осадочные породы со скоростью распространения сейсмических волн 3,4- 6,0 км/с, также небольшой мощности (около 1 км). 3 слой - базальтовый со скоростью распространения сейсмических волн 6,6 - 7,0 км/с, мощность 5-6 км.

Поверхность Мохоровича (скорость распространения сейсмических волн 7,7-8,0 км/с находится на глубине 10-14 км ниже уровня моря. Аналогичная или близкая картина наблюдается в восточной части Средиземного моря. Слой 2 земной коры сложен осадочными и (или) вулканогенными породами, которые часто являются складчатыми. В Болеарской котловине и в восточной части моря обнаружены солянокупольные структуры.

Рассмотрим основные черты геологического строения прибрежной зоны и акватории по районам Средиземного моря. В Лионском заливе погруженная под уровень моря часть континента представляет собой миоценовую моноклиналичную равнину, наклоненную к югу. В долине нижнего течения р.Роны скважина на глубине 1500 м вскрыла морские плиоценовые глины. Против г. Марселя продолжение материка под уровнем моря сложено мергелями, сланцами палеозоя и гранитами. Мыс Антиб и весь Лазурный берег представляют собой юрскую куэсту, уходящую на глубину 2500 и изрезанную подводными каньонами. Таким образом западная часть побережья Средиземного моря в пределах Франции в течение неогена испытывала опускание.

Корсиканский канал, отделяющий о. Корсику от Токсиканского архипелага, представляет собой синклиналичную ложбину, выполненную илами.

Вдоль побережья Африки от Гибралтара до Туниса расположены альпийские складчатые сооружения - горы Атласа. На всем протяжении берега шельфа почти нет, материковый склон крутой, изрезанный подводными каньонами. Пространство между Восточным Тунисом и Сицилией представляет собой почти целиком шельфовую область.

Горы Атласа в восточном Тунисе прерываются Большим Зангуазским прогибом, ограниченным с запада субмеридиональным разломом (от залива Габес до банки Скерки).

Между Сицилией и берегом Африки рельеф дна беспокойный, сильно расчлененный: наблюдаются подводные гряд, отмели и банки, протягивающиеся в северо-восточном направлении. Самые высокие из них образуют рифы и острова (о. Кани, банка Скреки, риф Сорель и др.). Подводные возвышенности сложены эффузивными и кристаллическими породами, палеозойскими известняками и песчаниками, которые вероятно, являются продолжением палеозойских массивов Кабилии и хребтов Тунисского Атласа.

От залива Габес до Газы альпийские складчатые сооружения отсутствуют, берега сложены пологозалегающими неогеновыми отложениями. Африканские структуры вновь появляются на о. Сицилия, который имеет довольно сложное строение. Массив Монт-Пелопитэн сложен палеозойскими гнейсами и сланцами. Прибрежные горы Палермо-де-Медонне, граничащие с массивом, состоят из отложений от триасовых до палеогеновых и собраны в складки широтного простирания. В западной части острова развит палеогеновый флиш, центральная часть острова представляет собой мульду, выполненную мощной толщей неогеновых отложений с соле- и сероносным миоценом.

По представлениям некоторых исследователей на акватории Тирренского моря обнаружены гайоты, а глубоководных осадках моря - раковины мелководных моллюсков. Море рассматривается как погруженный под воду большой кристаллический массив Тиррениа. Существование этого массива подтверждается наличием глыб кристаллических пород в палеогеновом флише Италии. Он, вероятно, представляет собой срединный массив Альпийской складчатой зоны.

В восточной части Средиземного моря альпийские складчатые сооружения подходят к берегам моря вблизи залива Искендерон, где Аравийская платформа сочленяется с горами Тавр. Область сочленения очень сложного строения названа Александретовой зоной. Она ограничена системой региональных разломов, вдоль которых на дне моря наблюдаются хорошо выраженные уступы. Далее на запад альпийские складчатые сооружения протягиваются к о. Крит и горам Пелопоннеса.

Средиземное море с окружающими его горными сооружениями В.Е. Хаин и некоторые другие исследователи относят к современным геосинклиналям (но отдельные участки моря находятся уже на орогенной стадии развития геосинклинали).

Современные осадки Средиземного моря представлены терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными илами, алевролитами и песками, местами содержащими прослойки вулканического пепла и сапропелитового вещества. В восточной и юго-восточной части моря в связи с аридностью климата преобладают карбонатные осадки биогенного и хемогенного генезиса (магнезиальный кальцит, арагонит).

В западной части Болеарской котловины развиты известковые илы и серые известковые глины, которые переслаиваются с эоловым материалом и грубозернистыми песчаными прослоями с градационной слоистостью. В восточной части моря наблюдается переслаивание известкового ила с сапропелевыми прослойками (чередование окисленных и восстановленных осадков). Среднее содержание органического вещества в колонках восточной котловины моря может достигать 40%. Известковые илы представляют собой кокколитофоридно-фораминиферовые и фораминиферо-птероподовые осадки. Они обычно содержат примесь терригенного и вулканогенного материала, иногда карбонатные стяжения и конкреции, а также прослойки вулканического пепла.

Осадки, содержащие прослойки вулканического пепла, были изучены Д. Нинковичем и Б. Хейзенем. Колонки, содержащие тефру (слои вулканического пепла), состоят из карбонатных пелагических илов (фораминиферы, кокколитоиды, птероподы, остракоды), чередующихся с тонкими прослоями сапропелевого вещества. Слои тефры имеют мощность от единиц сантиметров до 2 м. Они состоят из пепловых частиц - вулканического стекла, принесенного ветром во время извержений вулкана Санторин.

Показатели преломления стекла нижней тефры (вулканопластического материала) 1,521, верхней - менее 1,521, преобладают частицы размером более 38 мкм. По радиоуглеродным определениям нижний слой тефры имеет возраст 25 тыс. лет, верхний менее 5 тыс. лет. Слои с тефрой широко распространены в Восточном Средиземноморье, их используют для стратиграфии осадков и палеографических реконструкций.

Осадки шельфа северо-западной части Адриатического моря изучены Л. Ван Стратеном. По его данным вдоль итальянского берега распространены илы, которые к северо-востоку сменяются песчанистыми илами, песчанистыми песками и песками с многочисленными раковинами моллюсков.

Максимальная глубина края шельфа находится на отметке 100 м. Источником обломочного материала являются выносы р. По и других рек Апеннинского полуострова. Распределение обломочного материала регулируется глубинами и гидродинамикой. Течения и волны от устья р. По разносят илистый материал вдоль побережья Италии, где он и захороняется. Вдоль югославского берега проходят более сильные течения, и там наблюдается накопление песчаных осадков. Слой современных осадков составляет всего первые десятки сантиметров. Они подстилаются грубозернистыми песками (возможно, аллювиальными), залежами торфа и лагунными глинами.

Таким образом, здесь так же, как в западной части, уровень его опускался в неоген и поднимался в послеледниковую эпоху. Современные осадки Средиземного моря очень разнообразны, особенно мелководные. В зоне литорали развиты фации скал и камней и каменистых бенчей, галечниковые, песчаные пляжи, часто с бич-роками. В заливе Сидр и далее на восток в прибрежной зоне до глубины нескольких десятков метров широко развиты пески раковинные, оолитовые т.п. Вблизи устья р. Нил шельф до глубины 120 м сложен главным образом терригенными илами - выносами реки. В кальдере вулкана Санторин осаждаются сульфиды и гидроокислы железа. Скорость осадконакопления в Средиземном море от 2 до 22 см/1000 лет. Однако Дж. Херси указывает, что в Тирренском море скорость осадконакопления достигает 100 см/1000 лет. Средиземное море периодически существовало с палеозоя (палеотетис), мезозое (мезотетис) и кайнозое, в современном виде оно возникло в конце миоцена (паратетис). Однако после глубоководного бурения с корабля «Гломар Челленджер» в 1970 г. новейшая история Средиземного моря рисуется в несколько ином виде. В западной части моря, в пределах Болеарской котловины, бурением были найдены пласты каменной соли предположительно миоценового возраста. Сопоставляя этот факт с переуглублением долины. Роны, а также р. Нил, можно сделать вывод, что в миоцене полностью выпарились воды Средиземного моря и отложились соли. Средиземное море в его современном виде образовалось в начале плиоцена, когда возник Гибралтарский пролив и воды Атлантического океана заполнили его впадину.

Красное море

Красное море - сравнительно небольшой (450 тыс. км²) и глубоководный бассейн с максимальными глубинами 2,6 км и узкими шельфами, покрытыми коралловыми рифами. Этот бассейн расположен в пределах докембрийской платформы, сложенной кристаллическими породами, местами встречаются молодые эффузивы, главным образом базальты. Котловина моря представляет собой грабен со ступенчатыми сбросами глубокого заложения, т.е., молодую рифтовую зону, возникшую в начале палеогена, 50-70 млн. лет тому назад.

Тепловой поток во впадине Красного моря достигает $(80 \div 380) \cdot 10^{-6}$ Вт/м². К центральной части рифтовой долины приурочены эпицентры многих землетрясений. По палеогеологическим и палеомагнитным данным скорость раздвижения рифта Красного моря и отделение Аравийского блока от Африки составляет 1 см/год.

На дне Красного моря обнаружены высокоминерализованные рассолы с концентрацией 256‰ и температурой до 56° С. Под ними залегают рудоносные осадки.

Рассолы и рудоносные осадки встречены в трех впадинах с глубиной около 2,2 км - Атлантис - II, Дисковери и Чейн - американскими и советской экспедициями. Исследование показало, что до глубины 1,95 км находится нормальная морская вода с соленостью 40,6‰ и температурой 22 °С, ниже температура и соленость сначала постепенно, а затем резко повышаются.

Впадины заполнены рудоносными осадками, среди которых можно различать следующие разновидности.

1. Железисто-монтмориллонитовые темно-коричневые илы мощностью до 6 м. Илы очень пористые, содержание илистых вод до 90%, в составе поровых вод преобладает хлористый натрий.

2. Аморфные гетитовые оранжево-желтые осадки мощностью до 4 м.

3. Сульфидные осадки черного цвета, состоящие из гидротроилита, сфалерита, халькопирита и др. Мощность слоя около 1 м.

4. Слой манганитовых осадков, представленных хорошо раскристаллизованным манганитом, иногда тодорокитом. Мощность слоя несколько сантиметров.

Общая мощность рудоносных осадков достигает 10 м, ниже залегают литифицированные карбонатные осадки - продукты нормальной морской глубоководной седиментации. Запасы руд железа, марганца, свинца, меди и некоторых других оцениваются 50 млн. т. Руды содержат также значительные концентрации серебра, золота, некоторых редких и радиоактивных элементов. Возраст рудоносных осадков по радиоуглеродному методу 10-11 тыс. лет.

Скорость накопления рудоносных осадков, обогащенных металлами. Все они могут быть разделены на две группы: эндогенного и экзогенного происхождения. Вероятно, справедлива гипотеза эндогенного и экзогенного происхождения рудного вещества - подток ювенильных растворов из недр Земли и осаждение в специфической обстановке придонного слоя морских вод при повышенной минерализации и повышенной температуре. Сульфиды железа и тяжелых металлов осаждались непосредственно в процессе седиментогенеза, когда $pH < 7$, а окислительно-восстановительный потенциал был низким $Eh \leq 0$. Окисно-гидроокисные соединения металлов возникали при положительном значении Eh и более высоком pH . Некоторые изменения происходили позже в процессе диагенеза. Подтверждением этой точки зрения являются многие факты, изложенные выше, а также сходных рудных элементов и их ассоциаций в эндогенных рудных месторождениях суши на берегах Красного моря с набором элементов рудоносных осадков.

Однако сторонники гипотезы экзогенного происхождения рудоносных осадков оперируют очень веским аргументом: они определили изотопный состав кислорода и водорода морских вод южной части Красного моря и рассолов, состав изотопов оказался идентичным.

Красное море находится в аридной зоне Земли, воды его характеризуются повышенной соленостью (до 4,1‰) и температурой (26-32 °С). В этих условиях преобладает карбонатная седиментация - биогенная и хемогенная, осадки обогащены арагонитом, высокомагнезиальным кальцитом.

Вопросы для самоконтроля:

1. Охарактеризуйте геологическое строение Каспийского моря.
2. Особенности геоморфологического строения северо-восточных берегов Каспийского моря.
3. Охарактеризуйте нефтегазоносные горизонты шельфа Каспийского моря.
4. Особенности грязевого вулканизма донной части Каспийского моря.
5. Геологическое строение донной части Аральского моря.
6. Типы берегов Аральского моря.
7. Геологическое строение Балтийского моря.

8. Классификация берегов Балтийского моря.
9. Особенности строения шельфовой зоны Балтийского моря.
10. Экологические проблемы Балтийского моря и пути их решения.
11. Типы донных отложений Балтийского моря.
12. Геологическое строение Средиземного моря.
13. Классификация берегов Средиземного моря.
14. Классификация осадков Средиземного моря.
15. Источники загрязнения Средиземного моря.
16. Особенности строения Красного моря.
17. Осадки глубоководной части Красного моря.
18. Органический мир Красного моря.
19. Загрязнение Красного моря.
20. Стратегические направления в сохранении экосистемы Красного моря.

Рекомендуемая литература: [2,4].

3.2 Палеоокеанологическая эволюция океанов и морей

Расположение континентов и океанов в течение большей части палеозоя и в докембрии далеко не ясно. Однако, общепринято считать, что тектоника плит действовала уже в палеозое и в какой-то форме, вероятно, даже в протерозое. Дрейф континентов происходил непрерывно, и глобальная география постоянно менялась. Карты земной поверхности в палеозое совершенно не похожи на современные. Важным шагом на пути к распознаванию распределения континентов и океанов в палеозое была серия карт, составленных в основном по палеомагнитным данным. Палеозойская история тектоники плит это в основном эволюция дрейфа континентов, первоначально разбросанных в низких широтах, а затем постепенно переместившихся от полюса до полюса единым суперматериком. Итак, существовавшие в палеозое географические взаимосвязи с тех пор никогда не повторялись. В этот период было выделено шесть крупных палеоконтинентов, по положению, форме и размерам отличающихся от тех, которые сформировались в мезозое и кайнозое. Континенты получили названия Гондвана, Лавразия, Балтика, Сибирь, Казахстан и Китай. Например, Лавразия состояла из ядра Северной Америки, а также Гренландии, Шотландии, Шпицбергена и части Восточной Сибири, но к ней не относились Флорида и Авалония (Новая Шотландия и Ньюфаундленд). Гондвана, самый крупный и лучше всего изученный палеоконтинент, состояла из Антарктиды, Австралии, Африки, Южной Америки, Индии, Аравии и Мадагаскара, Южной и Центральной Европы, Турции, Ирана, Афганистана и Тибета. Вместе они составляли более 50% площади суши. Гондвана сформировалась в конце докембрия и почти не изменялась в течение палеозоя и раннего мезозоя. Однако в позднем палеозое и раннем триасе такие континентальные фрагменты, как Тибет-Иран-Турция и Малайзия, отодвинулись от северных частей Гондваны и превратились в части Азии, Европы и даже Северной Америки. Таким образом, сложная история палеосреды и биоты этих континентальных блоков была связана либо с Гондваной, либо с северными континентами.

К раннему карбону хорошо развились угленосные бассейны и ледники. Вместе с эвапоритами и карбонатными осадками они обеспечивают надежные критерии для проверки точности палеогеографических реконструкций. Обычно угленосные отложения располагались в низких широтах на подветренной стороне разрозненных континентальных масс. Карбонатные отложения и эвапориты приурочены к низким широтам.

Конфигурация континентов в перми не сильно отличалась от позднекарбоновой. Однако палеоклиматические условия начали резко меняться и ограничили область угленакопления умеренными зонами, а позднепалеозойские ледниковые щиты сохранились до поздней перми лишь в восточной Австралии. В поздней перми, 240 млн.

лет назад, континенты были сгруппированы вместе в Пангею. В результате Мировой океан,

Панталасса, был поистине громадным, покрывая земной шар от полюса до полюса и простираясь на 300° долготы по экватору. Он был вдвое шире современного Тихого океана. Западная окраина суперокеана должна была быть очень теплой по сравнению с восточной. Напротив, температурные контрасты между полюсами и экватором были, по-видимому, небольшими, обуславливая довольно вялую меридиональную циркуляцию.

В результате распада Пангеи на Лавразию и Гондвану в средней-поздней юре образовалось море Тетис. Сохранившиеся на небольших площадях юрские осадки, указывают на седиментацию, сходную с современной в низких широтах. В Тихом океане это известняки, а в Атлантическом глины, мергеля и кремнистые осадки. В этот же промежуток времени идет формирование Атлантического и Индийского океанов. В каждом из развивавшихся океанских бассейнов образовывалась обособленная система циркуляции, хотя различные компоненты глобальной системы почти всегда оставались частично связанными. В раннем мезозое частичные преграды существовали между несколькими мелководными бассейнами Атлантики, и связи с Мировым океаном были слабыми. В позднем триасе и средней юре условия благоприятствовали накоплению эвапоритов в Северной Атлантике и Мексиканском заливе. В Южной Атлантике, которая начала раскрываться позднее Северной, эвапориты отлагались в раннем мелу. В это время связь Южной Атлантики с Индийским и Тихим океанами осуществлялась только над мелководным порогом, через Фолклендское плато.

В начале мелового периода палеоокеанологические условия сильно отличались от современных. Главное отличие состояло в их однообразии и более высоких температурах при формировании осадка. Глубинные воды, вероятно, были ненамного холоднее поверхностных, но данных об этом очень мало. Если вертикальные градиенты температуры были очень малы, плотность океанских вод контролировалась различиями солености, а не температуры. Небольшие температурные градиенты и обусловленное ими медленное перемешивание океана, возможно, усиливали химическое фракционирование в пределах отдельных бассейнов. Медленное обновление богатых кислородом вод в некоторых частях глубокого океана временами приводило к захоронению больших количеств органического углерода в осадках. В настоящее время термическая стратификация вод океана выражена сильнее: под теплыми поверхностными водами находится мощный слой холодных глубинных вод, и меридиональная циркуляция также значительно активнее. В современном океане глубинные воды формируются в основном в полярных областях, покрытых льдами и, вследствие этого, характеризуются малой сезонной контрастностью. В меловом периоде небольшие градиенты условий среды способствовали широкому распространению планктонных комплексов.

Одним из самых существенных отличий мезозойских океанов от современных состоит в наличии в мезозое этапов, когда океаны относительно обеднялись кислородом в результате чего отмечается интенсивное накопление органического вещества. Такие осадки обнаружены в Северной и Южной Атлантике, Индийском океане и даже на срединных хребтах Тихого океана. Безкислородные условия в океанах и эпиконтинентальных морях в этот период времени подтверждаются также отсутствием бентосной микрофауны и обедненным составом микро-фаунистических остатков. Тем не менее, ясно, что основной предпосылкой сохранения необычайно больших количеств органического вещества в осадках является устойчивая стратификация водных масс. Она обычно достигается путем усиления плотностной стратификации за счет значительного притока тяжелых (очень соленых или очень холодных или тех и других) вод, которые изолируют глубинные воды от вышележащих. Подобным же образом поступление большого количества пресных или очень теплых вод изолирует верхний слой океана от глубинных водных масс. Накоплению органического углерода в океанах способствует также увеличение скоростей поступления и захоронения органического вещества как

морского, так и наземного происхождения. Причиной увеличения дефицита кислорода в Мировом океане в раннем-среднем мелу, вероятно, были высокие температуры и низкие меридиональные термические градиенты, обуславливавшие слабую растворимость кислорода, а также периодически возникавший стабилизирующий эффект за счет больших контрастов солености между поверхностными и придонными водами. С начала позднего мела (90 млн. лет назад) периоды накопления бескислородных осадков становятся редкими. Возможно, это было следствием усиления циркуляции открытого океана в результате постепенного расширения океанических бассейнов, понижения уровня океана или более интенсивной циркуляции во время похолоданий. Какой бы ни была причина, для большей части мела, вероятно, нетипично характерное для настоящего времени обилие сильно окисленных красных глин.

Особое значение в морской геологии имеет время зарождения осадкообразующих планктонных организмов и их эволюция. Характер океанической седиментации резко менялся с появлением каждой из четырех основных групп: планктонных фораминифер, известкового нанопланктона, диатомовых и радиолярий. Одной из самых отличительных особенностей меловых океанов была значительная эволюционная радиация в пределах каждой из этих групп, вызвавшая принципиальные изменения в структуре пелагических сообществ. В триасе видовое разнообразие микропланктона было низким. В юре впервые появились кокколитофориды и планктонные фораминиферы. Разнообразие этих групп продолжало возрастать в мелу, когда их эволюционная кривая была очень высокой. В это время кокколитофориды и планктонные фораминиферы размножались достаточно быстро, чтобы стать важнейшими осадкообразующими группами на больших площадях. Диатомеи и силикофлагеллаты впервые появились несколько позднее, в позднем мелу, добавив еще два компонента в биогенные кремнистые осадки. Сначала они были представлены только радиоляриями, которые без перерывов существуют с ордовика. Таким образом, средний - поздний мезозой являлся временем развития и расширения площадей глубоководных карбонатных фаций, а немного позднее, по мере развития диатомей, кремнистых биогенных фаций. Меловой период был первым, который характеризуется распространением как известковых, так и кремнистых биогенных осадков на больших площадях дна океана. В современном океане видовое разнообразие зоопланктона в целом коррелируется с разнообразием фитопланктона, и развитие этих двух групп в геологической истории было сходным. В позднем палеозое и раннем мезозое разнообразие радиолярий сократилось, а затем последовал эволюционный взрыв в юре и мелу. В кайнозое видовое разнообразие снова сократилось, а в палеогене отмечается новый пик. В моменты более низкого видового разнообразия сокращалось количество морфологических форм.

Меловой период был временем экспансии океанского микропланктона. Это должно было оказать существенное влияние на геохимию океанов. Например, до того, как эти группы стали осадкообразующими в открытом океане, большое количество карбонатов отлагалось в мелководных морях, о чем свидетельствует значительная доля известняков среди более древних мелководных отложений. С тех пор глубоководные бассейны стали огромными резервуарами для накопления карбоната кальция.

За последние 570 млн. лет, охарактеризованных многочисленными ископаемыми остатками, было пять великих кризисов в развитии живых организмов, в ходе которых многие группы вымерли. В осадочных разрезах открытого океана сохранились следы только последнего из них, происшедшего на границе мела и кайнозоя. Вымирание многих групп мелководных и планктонных морских организмов, а также ряда таксонов наземных беспозвоночных и растений на границе маастрихтского и датского веков остается одной из величайших неразгаданных тайн истории Земли и занимает ведущее место в перечне важнейших нерешенных проблем эволюции океанов.

Граница мела и кайнозоя маркируется вымиранием морских и летающих рептилий, обоих отрядов динозавров, аммонитов и многочисленных семейств мадрепоровых

кораллов, двустворчатых моллюсков, гастропод и морских ежей. Кроме того, почти полностью вымерли кокколитофориды, планктонные фораминиферы и белемниты. Из этих групп лишь единичные виды пережили кризис. Исчезли также многие роды крупных бентосных фораминифер и радиолярий. Большинство из этих групп вымерло за короткий промежуток времени, очень близко к пику их эволюционного развития. С другой стороны, ряд групп слабо затронуты процессом вымирания, к ним относятся многие представители наземных растений, крокодилы, змеи, слоны, многочисленные группы беспозвоночных, пресноводные организмы и бентосные животные глубоководных областей. Вымирание, по-видимому, было особенно значительным в пелагических и рифовых сообществах. Кризис привел к тому, что третичный период стал эпохой слонов, птиц и покрытосеменных растений. Биотический кризис обычно сопровождался изменением характера осадков на границе, таким, как расширение площадей распространения глин. Кроме того, в большинстве разрезов на этой границе отмечаются перерывы, свидетельствующие об отсутствии биогенной седиментации в значительных масштабах, усилении растворения карбонатных осадков или о размыве осадков интенсивными придонными течениями. Значительные изменения отмечаются и в разнообразии морской флоры и фауны, которое является следствием сильного экологического кризиса и существенного изменения климата на границе описываемого периода.

Третичный период был временем длительного похолодания. Постепенно произошел переход от теплого климата позднемезозойских океанов с небольшими термическими градиентами к холодным океанам и ледниковым климатам конца третичного и четвертичного периода. Главным вопросом является причина похолодания. При этом система циркуляции Мирового океана со временем претерпела принципиальные перестройки в результате эволюции рельефа океанических бассейнов и изменений положения континентов. Можно выделить три главных элемента палеоокеанологических изменений в кайнозое. Первый из них связан с развитием системы антарктической циркуляции после раздвижения южных континентов и формирования глобального широтного течения. Второй элемент — это разрыв циркуляции в экваториальных и низких широтах вследствие пересечения этих широт материками или развития здесь больших массивов суши. Третий элемент связан с развитием и историей придонных вод океанов вследствие климатических и ледниковых событий в высоких широтах. Когда-то непрерывный экваториальный водный путь стал постепенно разрываться в результате закрытия Тетиса, миграции Австралии на север и, наконец, закрытия Центральноамериканского пролива. Эти процессы оказали сильное влияние на ширину и интенсивность экваториального течения и связанного с ним апвеллинга, на баланс питательных веществ, биологическую продуктивность комплексов фауны и флоры. Особое значение имел палеоокеанический переход, происшедший в области Тетиса, которая в течение кайнозоя подверглась сжатию. На территории от Средиземного моря до Гималаев океанские области уничтожались, подвижные пояса сминались в складки, утолщались и превращались в горные цепи. На восточной и западной окраинах Средиземного моря сжатие было ограниченным и эти районы оставались в основном океаническими, орогенез затронул лишь небольшие участки. В палеоцене и эоцене главными трассами межконтинентальной циркуляции оставались экваториальные и низкие широты с неограниченными связями между Индийским и Тихим океанами севернее Австралии и между Атлантическим и Тихим океанами. Весь Индийский океан должен был быть относительно теплым, так как воды идущих с востока непрерывных течений, пересекающих всю экваториальную область Тихого и Индийского океанов, становились более теплыми за счет длительного пребывания в низких широтах. Водобмен между Индийским и Атлантическим океанами в средних широтах происходил к югу от Африки и в Северном полушарии через море Тетис, размеры которого в этот период времени начали сокращаться. В результате расширения Атлантического и Индийского океанов продолжали сокращаться размеры Тихого океана. В позднем кайнозое поворот Южной

Америки в сторону Азии изолировал Арктический бассейн от Тихого океана. В результате этого в северную часть Тихого океана перестали поступать какие-либо придонные воды с высоких широт и усилилось поступление холодных вод, приходящих с юга. Проходы из Северной Атлантики в Северный Ледовитый океан оставались закрытыми. Как и в настоящее время, частичная изоляция придонных вод в отдельных бассейнах вызвала геохимические различия и привела к геохимическому фракционированию между океанами. Австралия продолжала двигаться на север, удаляясь от Антарктиды. Открылся пролив Дрейка между Южной Америкой и Антарктидой. Данные по магнитным аномалиям свидетельствуют о том, что это произошло в олигоцене, но более точно неизвестно. Однако различия в изотопно-кислородных данных по Тихому и Атлантическому океанам показывают, что глубоководный водообмен через пролив Дрейка в течение большей части олигоцена еще не установился. В этом случае, вероятно, что порог в районе пролива Дрейка мешал проникновению холодных вод в Атлантику. Глубинное антарктическое течение начало эродировать донные осадки к югу от Тасмании. Появились трофические ресурсы для эволюционного взрыва, последовавшего в среднем-позднем кайнозое. К раннему миоцену, около 22 млн. лет назад, океанические бассейны в основном приобрели если не современные размеры, то свои современные очертания. Развитие Антарктического полярного течения в олигоцене обусловило термическую изоляцию Антарктиды, отделив теплые субтропические круговороты от холодных субполярных. Термическая изоляция Антарктиды привела к росту оледенения и, в конце концов, к формированию Антарктического ледникового щита в среднем миоцене и дальнейшему распространению морских льдов. Однако в раннем миоцене, по-видимому, не было ледниковых щитов. Арктика, вероятно, была свободна от льдов, а в Антарктиде, хотя и имевшей обширный ледниковый покров, ледниковый щит, еще не достиг значительных размеров. Развитие антарктического оледенения и циркумполярного течения привело к экспансии антарктической водной массы и, возможно, к возникновению антарктической конвергенции в раннем миоцене. Вследствие этого высокоширотная провинция биогенных кремнистых осадков стала расширяться к северу за счет значительного сокращения области накопления карбонатных осадков. Скорости осадконакопления в высоких широтах увеличились. Материал ледового разноса обнаружен в раннемиоценовых ядрах глубоководного бурения из приантарктических разрезов юго-восточной части Тихого океана. В течение раннего миоцена произошло незначительное повышение температур поверхностных вод

Начало формирования Антарктического ледникового щита и начало оледенения Северного полушария в позднем плиоцене были критическими моментами глобальной позднекайнозойской эволюции среды. Эти события окончательно определили те общие физические, химические и биологические характеристики океанов, которые мы знаем в настоящее время, и подготовили планету к тем особым циклическим ледниково-межледниковым условиям, которые установились в конце кайнозоя. В этот промежуток времени произошло три главных события, приведшие к современным условиям. Одно из них произошло в Антарктике, а два других - в Северном полушарии. Первое это открытие пролива Дрейка для глубинных вод. Второе погружение Фареро-Исландско-Гренландского хребта, обусловившее относительно свободное поступление холодных арктических вод в Атлантику и, затем, в Мировой океан. Третье - продолжавшееся сокращение и затем закрытие Тетиса сначала между Азией и Африкой и между Северной и Южной Америкой.

Средний миоцен был следующим критическим этапом эволюции глобальных климатов, так как к рубежу примерно 14 млн. лет назад образовалась большая часть Антарктического ледникового щита. Это событие характеризуется резким увеличением известкового планктона и бентосных фораминифер. Многие ученые считают, что к позднему миоцену придонные температуры были близки к точке замерзания и Восточно-

Антарктический ледниковый щит достиг близких к современным размерам, которые ограничены береговой линией континента.

Четвертичный период был определен как «время суровых климатических условий на большей части Северного полушария». В течение последнего миллиона лет климат Земли был в основном ледниковым. Более 90% этого времени обширные пространства суши были покрыты льдом и преобладали низкие температуры воздуха и океанских вод. Этот ледниковый режим периодически прерывался интервалами относительного потепления (например, голоцен). По существу, четвертичный период характеризуется развитием и распадом ледниковых щитов Северного полушария, что отразилось в смене классических четвертичных ледниковых и межледниковых эпох. Степень изменения Антарктических ледниковых щитов в течение четвертичных все еще до конца не выяснена, хотя есть некоторые свидетельства значительных колебаний объема Восточно-Антарктического ледникового щита. В Южном полушарии ледниковые эпохи отличались значительно более широким распространением морских льдов. Однако глобальные климатические воздействия на океанскую биосферу, вероятно, в большей мере определялись ледниковыми событиями в Арктике, чем в Антарктике. Есть основания предполагать, что современная межледниковая эпоха будет кратковременной и на Земле восстановится господствующий ледниковый режим.

В течение относительно короткого четвертичного периода (около 1,6 млн. лет) на Земле произошли огромные изменения.

1. Установлено 30 ледниковых эпизодов, каждый из которых был связан с развитием обширных ледников в высоких и средних широтах Северного полушария. Эти эпизоды вызвали резкое чередование биогеографического распространения как наземных, так и морских организмов.

2. Повторялись крупномасштабные меридиональные смещения климатических зон на 20-30° широты.

3. Происходили крупномасштабные флуктуации системы океанической циркуляции.

4. Уровень Мирового океана колебался в пределах примерно 100 м.

5. Понижение уровня океана и ледниковая эрозия обусловили более интенсивный вынос терригенного материала в глубоководные океанские бассейны.

6. Происходили значительные осцилляции биопродуктивности океана и скорости поступления биогенных осадков на дно, а также их растворения в глубоководных бассейнах. Кроме того, усиление ветров вызвало увеличение скорости накопления абиогенных пелагических осадков, часть которых выносилась в океан из аридных континентальных областей.

7. Наступил решающий этап в развитии интеллекта *Homo sapiens*, и появилась и развилась цивилизация.

Вопросы для самоконтроля:

1. Методы определения возраста океанических осадков.
2. Существующие гипотезы образования океанов.
3. Основные направления исследований палеоокенологии как науки.
4. Что такое палеореконструкция?
5. От чего зависит изменение уровня Мирового океана?
6. Возрастные пределы основных изменений в строении Мирового океана.

Рекомендуемая литература: [2,4].

3.3 Экологические проблемы Мирового океана

Межправительственная океанографическая комиссия (МОК) дает следующее определение загрязнения морской среды: «Загрязнение моря - это непосредственное

или косвенное внесение человеком веществ или энергии в морскую среду (в том числе в эстуарии), влекущее за собой такие неблагоприятные последствия, как нанесение ущерба биологическим ресурсам; опасность для здоровья людей; помехи для здоровья людей; помехи для морских отраслей хозяйственной деятельности сельского хозяйства, включая рыболовство; уменьшение пригодности морской среды воды для использования и ухудшение эстетических достоинств морских ландшафтов».

Проблема загрязнения океана привлекла внимание общественности в 1968 -1972 гг. Тогда о ней сообщали печать и телевидение, государственные деятели настойчиво призывали океанологов заняться исследованиями загрязнения морской среды значительно ослаб. Однако в 1980 г. сильное беспокойство общественности Нидерландов и Федеративной Республики Германии вызвало захоронение в море канализационных шламов и отходов производства двуокиси титана. После 80-х годов интерес к проблеме загрязнения моря несколько ослаб, что объясняется:

1. Принятием мер, позволившим уменьшить и даже полностью исключить промышленное загрязнение прибрежных районов, а также загрязнение открытых акваторий с морских судов. Строительство новых объектов в прибрежных районах стало строго контролироваться соответствующими органами и общественными организациями. Проектировались и сооружались новые предприятия по очистке сточных вод, принимались определенные законы и законодательные органы уже добились определенных положительных результатов. Все это позволяло надеяться на то, что удастся избежать новых катастроф и остановить или по крайней мере замедлить развитие опасных процессов.

2. Повышением экологического сознания у населения. Многие осознали, что нанесение ущерба морским экосистемам в ряде случаев неизбежно, поскольку радикальные меры по борьбе с загрязнением обошлись бы слишком дорогой ценой, которую никто не захочет платить. Это хорошо видно на примере загрязнения морской среды нефтью и хлоруглеводородами. С загрязнением нефтью следует бороться самым решительным образом. Однако ясно, что пока не прекратиться транспортировка нефти морским путем и по подводным нефтепроводам, аварии будут неизбежны. Кроме того большой ущерб морской среде приносит добыча нефти с платформ в зоне шельфа.

Каждый год через атмосферу в океан продолжает поступать около 80 тыс.т. хлоруглеводородов, в том числе значительные количества ДДТ. Однако опыт развивающихся стран говорит о том, что позволяют отказаться от его использования в борьбе с москитами и вредителями хлопковых плантаций, и поэтому ожидать здесь существенных изменений не приходится. Иначе говоря, все будет оставаться по-прежнему, пока наука не предложит новых решений.

3. Ртуть даже в тех небольших конкрециях, в которых она естественно распространена в морской воде, несомненно, является ядом и губительна для процессов жизнедеятельности, и там, где она накапливается, последствия бывают катастрофическими. Однако очевидно, что тех количеств ртути, которые поступают в окружающую среду в результате деятельности человека, недостаточно, чтобы повсеместно вызвать существенное увеличение ее концентрации в морской воде. И так можно говорить о некоторых других металлах.

Исследования по проблеме загрязнения морской среды неразрывно связаны с изучением условий существования морских организмов. Определение пагубных последствий загрязнения должно опираться на знания об океане и морских организмах. В свою очередь исследования, направленные на определения пагубных последствий загрязнения океана, способствовали бурному развитию морской химии и биологии. В настоящее время появилась и такая область науки, как химия морского воздуха, поскольку было установлено, что через атмосферу переносятся вредные вещества. Геохимия изучает превращения вредных веществ в морской среде и тем самым расширяет знания об условиях осадкообразования в океане. Измерение

радиоактивности морской воды открыло новые перспективы для исследования движений вод океана. Выяснилось, что такие токсичные газы, как окись углерода, широко распространенные в окружающей среде, вырабатываются и морской растительностью. Тем не менее, морская среда - это среда, в которой чистится суша. Для того, чтобы сохранить его необходимо в будущем разрабатывать безотходные технологии на различных предприятиях, которые бы уменьшили антропогенный пресс на акватории.

В результате появления новых методов анализа известные из классических учебников значения концентраций некоторых элементов в последние годы изменились или точнее уточняются; так, согласно данным последних анализов, концентрация ртути составляет только 7 мг/л, а концентрация свинца - 2 мг/л.

Наиболее интенсивно загрязнение акваторий происходит за счет попадания бытовых сточных вод. Кроме того, в процессе промышленного производства и приготовления продуктов питания также появляются отходы.

В природной среде существуют организмы-редуценты, специализирующиеся на разложении мертвого органического вещества. Точнее говоря, редуценты - это организмы, удовлетворяющие потребности в энергии за счет мертвого органического вещества. К ним относятся в основном бактерии и микрофлора (грибы). Поэтому желательно, чтобы органика сточных вод разлагалась в аэробных условиях. Эти процессы протекают и в морской среде с той лишь разницей, что в них участвуют бактерии других видов. Для морского дна характерны все типы осадков, а также различные условия: песок и ил, насыщенные кислородом поровые пространства и, наоборот, наличие кислорода только в верхнем миллиметровом слое осадков, причем более глубокие слои являются анаэробными. Разные типы осадков заселены различными сообществами животных и бактерий. Если сточные воды попадают в акваторию, где отсутствуют сильные течения, то осадки возле места сброса могут обогащаться органическими частицами и в толще отложений возникнут анаэробные условия. Поскольку морское побережье является зоной отдыха, то бытовые отходы несут огромную опасность инфекционных заболеваний. Поэтому большое значение имеет обеззараживание бытовых сточных вод. Особенно строгие санитарные нормы должны соблюдаться в тех районах, где разводят рыбную молодь или моллюсков используемых, затем в пищу. В наиболее загрязненных участках рыба практически вся содержит огромное количество глистов, а моллюски кроме этого накапливают и ядовитые вещества.

Еще недостаточно хорошо изучено поведение в воде возбудителей холеры, тифа, паратифа, полиомиелита, желтухи и других патогенных организмов. Мы же знаем, как долго они живут в морской воде. Некоторые пресноводные бактерии попадая в море гибнут от соли, от воздействия антибиотиков, выделяемых морскими бактериями, нападением бактериальных паразитов или поеданием их простейшими организмами. И многие кишечные бактерии в море не размножаются. А такая бактерия как сальмонелла прекрасно живет в морской воде и размножается. Болезнетворные вирусы, амеба, часто тоже прекрасно живут в морской воде. Амеба, попадая в организм человека, вызывает заболевание глаз. Болезнетворные организмы обнаруживают в водоемах при заболеваниях жителей или животных. Поэтому для того, чтобы охарактеризовать качество воды, нет необходимости специально определять наличие опасных патогенных организмов. Они в воде будут присутствовать в сточных водах. Нейтрализация их достигается элементарным хлорированием бытовых сточных вод. Обработка сточных вод незначительно влияет на перенос питательных веществ. На станциях биологической очистки улавливается примерно лишь треть фосфора, так как бактерии сточных вод выделяют соединения фосфора в растворенном виде. Эффективно удалять питательные вещества из сточных вод можно лишь специальными

химическими методами очистки, осаждая эти вещества с помощью сульфатов железа или алюминия.

Ожидается, что в ближайшие годы эвтрофикация прибрежных вод уменьшится. В настоящее время 40% фосфатов поступает в реки, озера и моря в составе стиральных порошков, включающих фосфаты в качестве компонентов, которые, связывая кальций, смягчают воду. Давно известно, что такое же смягчающее действие оказывают цеолиты - нетоксичные алюмосиликаты натрия, которые не вызывают эвтрофикации. Цеолиты являются минералами со своеобразной кристаллической структурой: они действуют подобно ионообменникам, поглощающим из растворов, поглощающим из растворов кальций, тяжелые металлы и другие вещества. Связанные в цеолитах, эти вещества выпадают в осадок. В природных условиях цеолиты образуются в результате вулканической деятельности, но их можно вырабатывать искусственным путем на химических предприятиях.

Биологические очистные сооружения уменьшают содержание питательных веществ в сточных водах на одну треть и число легкоокисляющихся органических веществ, учитываемое через БПК, на 90%. Для защиты от загрязнения узких фиордов, заливов и эстуариев очистные сооружения необходимы, так как в противном случае там могут развиваться анаэробные условия. Кроме того, очистные сооружения позволяют уменьшить численность патогенных бактерий и вирусов. Но если ставить перед собой только задачу уничтожения болезнетворных организмов, то нужно ли возводить для этого такие сложные и дорогостоящие предприятия, как очистные сооружения? Совершенно очевидно, что в условиях открытого побережья с хорошим водообменом очистные сооружения вообще не нужны.

Морские суда также способствуют загрязнению прибрежных вод тяжелыми металлами, особенно в портах и в местах стоянок прогулочных судов. Это объясняется тем, что в целях предотвращения обрастания корпуса водорослями и различными сидячими морскими организмами, такими, как морские желуди и моллюски, днища судов покрывают токсичными красками; Не так давно в состав красок в этих целях широко вводилась ртуть. В настоящее время состав противообрастающих красок в качестве токсичных компонентов вводят олово, медь (в основном в виде окиси) или органометаллические соединения. Важными компонентами грунтовых красок являются хром, свинец и цинк. В некоторых красках используется также кадмий, а в протекторах системы электрохимической защиты для предохранения стальных корпусов от коррозии - цинк. Вдоль побережья южной Калифорнии, между Санта-Барбара и Сан-Диего, насчитывается 37500 прогулочных судов, днища которых ежегодно покрываются краской, содержащей в среднем 600 г меди на 1 л. В результате в окружающую среду, в основном в морскую воду, ежегодно поступает 180 т меди. Это количество вполне сравнимо с количеством меди (510 т), поступающей в составе коммунальных стоков из региона Лос-Анджелеса, речного стока (40 т) и через атмосферу (30 т). Именно морской транспорт и прогулочные суда являются основной причиной повышенного содержания меди, например, в моллюсках *Mytilus edulis*. В гавани Ньюпорта, где сосредоточено большое число прогулочных судов и судоремонтных верфей, содержание меди в мышцах мидий в 9 раз больше, чем в моллюсках, выловленных на участке открытого побережья. Мидии отличаются также повышенным содержанием кадмия, хрома, свинца, олова и цинка

В промышленно развитых странах ежедневно образуется 1,6 кг отходов на одного человека (не считая кухонных отходов). Объем перевозок на пассажирских судах составляет 17 млн. человеко-дней, так что за сутки на судах появляется 28 тыс. т мусора. Соответствующие подсчеты для торговых судов дают 0,8 кг мусора на одного члена экипажа в сутки, в том числе 63% бумаги, 15% металла, 10% текстильных изделий; 10% стекла и 1% пластиков и резиновых изделий. В среднем ежедневно моря бороздят примерно 9000 крупных торговых судов. Если считать, что экипаж состоит из

40 человек, то в расчете на год получим 140 млн. человеко-дней и 110 тыс. т мусора. Подсчитано, что 3 млн. прогулочных судов дают 103 тыс. т мусора, 120 тыс. рыболовецких судов - 340 тыс. т и корабли - 74 тыс. т мусора. Если учитывать также и часть испорченных грузов, выбрасываемых за борт, а также грузы, теряемые при авариях судов в открытом море, то получим, что объем загрязнения с морских судов во всех морях и океанах составляет примерно 6 млн.т. в год. Естественно, что в первую очередь страдают прибрежные районы. Отходы с судов частично разлагаются, а частично погружаются на морское дно. Часть мусора надолго остается на поверхности океана, пока не будет выброшена волнами на берег. Поэтому национальные и международные организации прилагают значительные усилия по предотвращению загрязнения морей отходами, сбрасываемыми с судов. Можно только приветствовать тот факт, что Хельсинской конвенцией от 1980 г. было запрещено сбрасывать мусор в Балтийское море даже с небольших судов.

Для уменьшения поступления в океан углеводов следует использовать любую возможность. Нефть является слишком ценным источником энергии, чтобы ею загрязнять океан. Рост цен на нефть заставляет разрабатывать более совершенные способы ее использования как источника энергии. Загрязнение океана нефтью, несомненно, прекратилось бы с истощением ее запасов. Однако использованное до настоящего времени количество нефти - примерно 53-109 т - составляет лишь небольшую часть всех существующих на Земле ее запасов. В связи с этим встает вопрос: что необходимо предпринять, чтобы вообще исключить разливы нефти, будь они связаны со столкновениями танкеров, какими-либо происшествиями в портах или авариями на буровых платформах? Для этого необходимо совершенствовать мероприятия по технике безопасности, улучшать конструкцию судов и, что самое главное, не допускать ошибок при судовождении. В настоящее время большое число танкеров, плавает под флагом стран с низкими требованиями в части соблюдения правил безопасности морского судоходства. Но что делать, когда нефть уже разлилась? Этот вопрос серьезно беспокоит все страны, имеющие торговый флот, и мировую общественность. Тем не менее, ответа на этот вопрос до сих пор не получено. Для этого нужно точно определить цели, которые преследуют при борьбе с разливами нефти.

К сожалению, разнообразные способы борьбы с загрязнением нефтью оказались малоэффективными в условиях штормовой погоды в открытом море. Это объясняется рядом причин, в том числе отсутствием убедительных технических решений и нехваткой средств для создания соответствующих установок и устройств по сбору и переработке нефти. Согласно оценкам, в США для защиты от загрязнения нефтью на каждые 150 км береговой линии необходимо затратить изначально 20 млн. долларов, а затем ежегодно расходовать 2 млн. долларов для восстановления и устранения нанесенного ущерба. Весьма успешным в борьбе разливами нефти является применение так называемых диспергентов. Но посыпать химикатами поверхность моря - все равно, что бороться с чертом при помощи дьявола, как говорят немцы. В ФРГ до сих пор бытует предубеждение против создания крупномасштабного хозяйства для борьбы с загрязнением нефтью с помощью химических диспергентов. Против этого выступает и широкая общественность, которая решительно отвергает возможность внесения в морскую среду химических препаратов, ибо их определенно можно отнести к числу загрязняющих веществ. Другие химические препараты, используемые для борьбы с разливами нефти, выполняют функцию «пастуха». Они не позволяют нефти растекаться по поверхности моря. Полиуретановая пена способна впитывать такое количество нефти, которое в 30 раз превышает ее собственную массу, а после отжатия может использоваться повторно. Хорошим сорбентом является смола, и мел, которые впитывают количество нефти, в 5 раз превышающее ее массу. В любом случае лучшим способом борьбы с нефтью на поверхности моря является механическая очистка. Для

механического удаления нефти с водной поверхности используются следующие методы:

- адгезию - нефть прилипает к поверхностям, для чего сконструированы специальные приспособления с вращающимися дисками, барабанами или непрерывными лентами;
- порог - тонкий поверхностный слой морской воды и нефти перетекает через порог, после чего нефть отделяют от воды;
- циклоны - создается водоворот с понижением уровня в центре, откуда и выкачивается нефть;
- всасывание - поверхностный слой морской воды всасывается, после чего нефть отделяют от воды.

В процессе производства и применения радиоактивных материалов появляются радиоактивные отходы, проблема хранения которых до сих пор не решена. Многие страны сбрасывают радиоактивные отходы в океан.

Захороняемые в море отходы не содержат высокоактивных материалов, так как это запрещено Лондонской конвенцией. Значительную часть отходов составляют изотопы с периодом полураспада менее одного года, так что за 10 лет эти вещества должны почти полностью утратить активность. Иногда они смешиваются с цементом и битумом и помещаются в стальные контейнеры. Считается, что до того времени, когда стальная обшивка контейнера проржавеет и гранулы цемента и битума подвергнутся непосредственному воздействию морской воды, пройдет несколько лет. Еще больший период времени понадобится на выщелачивание радиоактивных веществ из гранул смеси, так, что за это время отходы успеют почти полностью утратить свою активность. Но существуют радиоактивные отходы с длительным периодом полураспада. Для того чтобы гарантировать полную безопасность захоронения в море радиоактивных отходов с длительным периодом полураспада, следует предусмотреть все возможные варианты на миллион лет вперед. Стронций-90 и цезий-137, составляющие основную часть радиоактивных отходов, имеют период полураспада всего лишь около 30 лет, тогда как период полураспада плутония-239 составляет 24 тыс. лет, технеция-99 - более 200 тыс. лет, а нептуния-237 - более 2 млн. лет. Об обычном захоронении радиоактивных отходов в океане не может быть и речи, так как посредством миграций морских организмов и вертикальных движений вод придонные слои океана связываются с продуктивными поверхностными слоями воды. В качестве возможного места для постоянного хранения отходов следует рассматривать лишь морское дно. Большие геотектонические глубоководные плато являются наиболее устойчивыми образованиями литосферы. Они формируются на участке срединно-океанических горных хребтов, постепенно дрейфуют к континентам и покрываются все более толстым слоем осадков. Вполне возможно, что на плато за миллионы лет не произойдет никаких изменений и абсорбционные и диффузионные свойства глубоководной глины исключают просачивание радиоактивных веществ, утечка которых из стеклянной или керамической капсулы должна произойти через тысячу лет. Некоторые страны производят захоронение отходов на суше, и иногда в прибрежной зоне. Это не выход. Грунтовые и поверхностные воды сносят распадающийся материал опять же в водоемы. Некоторые тяжелые металлы и другие микрокомпоненты химического состава воды, радиоактивные элементы и хлоруглеводороды аккумулируются организмами настолько интенсивно, что, несмотря на крайне сильное разбавление в морской воде, они появляются в тканях живых организмов в больших концентрациях. Было установлено, что оболочники микроорганизмов аккумулируют ванадий. Позже выяснилось, что целый ряд микроэлементов играет важную роль в биохимических процессах, особенно в синтезе витаминов и ферментов. К числу таких элементов относятся медь, цинк, кобальт и марганец. Очевидно, что раз организмы нуждаются в этих элементах, они должны обладать и способностью извлекать их из сильно разбавленных растворов.

Зачастую различные организмы извлекают из морской воды не только необходимые для их развития элементы, но и вредные, что свидетельствует о нарушении обмена веществ. Причем вредные компоненты чаще всего накапливаются в большом количестве в тканях содержащих больше жира. Например, ртуть содержащие вещества накапливают рыбы, а тяжелые металлы, особенно свинец - моллюски. Организмы нуждаются, по меньшей мере, в 11 незаменимых микроэлементах: Fe, Cu, Zn, Co, Mn, Cr, Mo, V, Se, Ni и Sn, которые играют важную роль в функционировании ферментов. Несомненно, что в процессе эволюции живые организмы выработали механизмы аккумуляции, позволяющие запасать эти элементы из окружающей среды при крайне высокой степени их разбавления. Обычно в тканях организмов аккумулируются только такие вещества, которые более или менее устойчивы. В первую очередь к ним относятся тяжелые металлы и другие микроэлементы. Если на суше господствует эрозия, то в море - седиментация. Вредные вещества, присутствующие в морской воде, в результате их отложения и включения в состав донных осадков уходят из биосферы. Для того чтобы они не смогли снова появиться в биосфере в результате деятельности роющих донных организмов или случайного размыва донных отложений при шторме, эти вещества должны быть захоронены достаточно глубоко под толстым слоем отложений. Захоронение вредных веществ в тонких слоях отложений возможно лишь в глубоководных районах океана с низким содержанием кислорода в воде: толщина воды предохраняет донные отложения от сильного размыва, а отсутствие кислорода исключает существование роющей макрофауны. С геологической точки зрения можно предположить, что в прошлом концентрация микроэлементов в морской воде не была постоянной. Когда в результате движения земной коры образовывались горы, то одновременно усиливалась эрозия, и в океаны поступало большое количество микроэлементов. Усиленная вулканическая деятельность в течение таких периодов также способствовала повышению концентрации тяжелых металлов в биосфере. В периоды наступления океана на сушу, эрозия ослабевала, и микроэлементы выводились из биосферы в глубоководные слои отложений. Если большинство устойчивых к разложению углеводов образуется в результате деятельности человека, то тяжелые металлы и другие микроэлементы появляются вследствие разрушения земной коры. Они поступают в биосферу в процессе вулканической деятельности и выветривания пород. Естественно, что они появляются и в морской воде. Геохимические процессы стали привлекать к себе повышенное внимание лишь с началом широких исследований явлений загрязнения океана. С помощью простого эксперимента легко продемонстрировать, что происходит с тяжелыми металлами при их поступлении в морскую среду. Например, если в большой емкости (100м) с морской водой создать концентрацию неорганической ртути 1 мкг/л, то через 12 - 24 ч 70% ртути можно будет обнаружить в инертном состоянии. В море это становится, вероятно, возможным в результате сорбирования ртути на взвешенных в воде частицах перехода ее после седиментации в состав донных отложений. Планктонные организмы также способствуют процессу выведения тяжелых металлов из толщи воды посредством их осаждения на морское дно.

Что касается взаимодействия атмосферы и океана, то проводимые в последние годы исследования в этой области позволили обнаружить интересные явления, пока не получившие удовлетворительного объяснения.

Были проведены анализы проб пыли, взятых в воздухе над Антарктикой и океанами, где нет никаких источников загрязнения. В результате сравнения состава проб пыли с составом вещества земной коры выяснилось, что концентрация цинка и меди в воздухе превышает их содержание в земной коре в 60 - 100 раз, сурьмы и свинца - в 1300 - 2500 раз, а селена даже в 18000 раз. Таким образом, это не та пыль, которая поднимается в воздух во время песчаных бурь. Так как названные выше элементы обладают довольно большой летучестью, можно предположить, что они поступают в

атмосферу главным образом в результате высокотемпературных процессов. В случае свинца это легко объяснить, так как он в больших количествах добавляется в автомобильный бензин в виде тетраэтилсвинца. Но сколько других микроэлементов поступает в атмосферу и океанскую воду в результате сжигания топлива и вулканической деятельности, точно не известно. Однако может быть и обратное явление: тяжелые металлы поступают в атмосферу не с суши, а с поверхности моря. На то, что концентрации тяжелых металлов в воздухе над морем и в морской воде взаимосвязаны, указывают и данные некоторых исследований. Тяжелые металлы и хлорированные углеводороды сконцентрированы на поверхности раздела воздух - море в пленке толщиной в доли миллиметра. При разрушении волн образуются воздушные пузырьки, которые, достигая поверхности моря, разрываются, и частицы пленки оказываются в воздухе. Обнаружение высоких концентраций кадмия в буревестниках (Tubinares) - птицах открытого моря - сначала вызвало удивление. В печени птиц пяти различных видов, гнездящихся на острове Сент-Килда в Атлантике, на расстоянии 80 км к западу от Гебридских островов, обнаружено до 49 мг/кг кадмия (в пересчете на сухое вещество) и до 240 мг/кг - в почках. Буревестники проводят почти всю жизнь в открытом море, и поэтому маловероятно, чтобы кадмий попал в их организм где-либо в районе промышленных выбросов. В клопе-водомерке (Halobates) - единственном представителе насекомых открытого моря, скользящих по поверхности в теплых водах океана, - кадмия обычно содержится 33 мг/кг (сухого вещества), иногда до 300 мг/кг. Клопы-водомерки кормятся планктоном, поднимающимся с глубины и скапливающимся на поверхности моря. Можно предполагать наличие связи между концентрацией кадмия в этих насекомых и системой океанических течений.

Каждое государство несет ответственность за свои прибрежные воды, к которым раньше относилась 3-мильная зона территориальных вод и 12-мильная рыболовная зона. В настоящее время прибрежные государства увеличили первую зону до 12 миль и объявили экономические зоны, простирающиеся на 200 миль или на весь шельф. Страны-члены ЕЭС разработали регламенты, которые устанавливают качество морских и пресных вод с точки зрения их пригодности для купания, а также требования к качеству морской воды в районах культивирования моллюсков и сбросу стоков, появляющихся при производстве двуоксида титана. Парижская конвенция обязывает страны - члены ЕЭС охранять побережья Атлантического океана и Северного моря от загрязнения вредными веществами, поступающими в океан по рекам, трубопроводам и каналам, проложенным на их территории, и из любых источников на побережье. Кроме того, Парижская конвенция предусматривает постепенное создание в странах-членах ЕЭС системы мониторинга состояния прибрежных вод с целью выяснения степени их загрязненности и оценки эффективности принятых мер. Парижская конвенция не распространяется на Балтийское и Средиземное моря.

В 1974 г. в Хельсинки ГДР, Данией, ПНР, Россией, Финляндией, ФРГ и Швецией была принята Конвенция по защите морской среды Балтийского моря. Эта Конвенция охватывает все виды загрязнения морской среды. В ней перечисляются вещества, которые нельзя сбрасывать в Балтийское море без специального разрешения. Поскольку в этот список входят ртуть, кадмий и стойкие хлорированные углеводороды, то можно ожидать, что в большинстве случаев разрешения выдаваться не будут. Бытовые сточные воды должны подвергаться обязательной очистке с тем, чтобы в водах Балтийского моря не уменьшалось содержание кислорода, и исключалась возможность эвтрофикации. Отдельные ограничения касаются нефти и опасных судовых грузов. Судам больше определенного размера запрещено сбрасывать за борт неочищенные бытовые отходы в пределах 12 миль от берега. В случае отсутствия на судах малых устройств очистки им предписывается сдавать бытовые отходы на соответствующие очистные сооружения в портах. Кроме того, в Балтийском море запрещено сбрасывать за борт также мусор. Исключение сделано для пищевых отходов, которые могут

сбрасываться лишь за пределами 12-мильной полосы от берега. Это правило обязательно даже для малых судов.

16 февраля 1976 г. в Барселоне средиземноморские страны приняли Конвенцию об охране Средиземного моря от загрязнения. Эта Конвенция охватывает все виды загрязнения, но в первую очередь касается захоронения в море вредных веществ с судов и сотрудничества стран в случаях аварийных разливов нефти и аварий судов с опасными грузами.

Принятая в Осло и распространяющаяся на акваторию Атлантического океана Конвенция по предотвращению загрязнения океана сбросами с судов и самолетов на 15 февраля 1972 г. была подписана 13 странами, а 7 апреля 1974 г. приобрела характер международного документа. Тем временем разрабатывалось аналогичное соглашение глобального характера. Это Конвенция по предотвращению загрязнения морей сбросами отходов и других материалов 29 декабря 1972 г. (Лондонская конвенция), которая приобрела характер международного соглашения 30 августа 1975 г. Участниками этой Конвенции является 91 государство. В «черные списки», приведенные в приложениях к этим двум конвенциям, включены вещества, которые запрещено сбрасывать в океан, так как они являются одновременно ядовитыми, устойчивыми к разложению и способными к биоаккумуляции или надолго задерживаются в воде, как, например, органогалогенные соединения. В Конвенции, подписанной в Осло, в числе запрещенных к сбросу в море материалов указывают также органокремневые соединения, соединения ртути и кадмия, стойкие пластиковые материалы и канцерогенные вещества, а в Лондонской конвенции масла и нефтепродукты, высокоактивные отходы атомных предприятий, боевые отравляющие вещества и средства ведения биологической войны. Сброс в море веществ, перечисленных в «черном списке», допускается лишь в составе канализационных шламов, они могут присутствовать в следовых концентрациях.

«Серый список» включает вещества, обладающие одним из опасных свойств - ядовитостью, стойкостью или способностью к биологической аккумуляции, однако имеющие такие особенности, в силу которых могут допускаться к сбросу в море по особому разрешению. В число таких веществ входят соединения мышьяка, свинца, меди и цинка, цианиды и фториды, а также радиоактивные вещества, пестициды и органокремневые соединения, не вошедшие в «черный список». В особых случаях допускается захоронение контейнеров, металлолома и смолистых веществ, ухудшающих состояние дна в районах промысла рыбы, а также веществ невысокой токсичностью, но могущих оказать отрицательное воздействие на окружающую среду. Лондонская конвенция требует определения объема сбросов таких токсичных микроэлементов, как мышьяк, свинец, медь, цинк, бериллий, хром, никель, ванадий, даже если их концентрации очень низки. За выполнением Конвенции, принятой в Осло, следит Комиссия представителей участвующих в Конвенции государств, которая собирается раз в год.

В 1977 г. В ФРГ был принят закон о захоронении отходов в открытом море, после чего ФРГ ратифицировала конвенции, принятые в Осло и Лондоне. Ответственность за выполнение этого закона возложена на Немецкий гидрографический институт в Гамбурге, который руководствуется Правилами захоронения отходов в открытом море, введенными 22 декабря 1977 г.

Одно из самых первых соглашений по предотвращению загрязнения морской среды было подготовлено в 1954 г. Межправительственной морской консультативной организацией (ИМКО). Это была Конвенция о предотвращении загрязнения моря нефтью, которая после ее ратификации в 1958 г. 23 странами приобрела характер международного закона. В 1962, 1964 и 1971 гг. был принят ряд дополнений и поправок к этой Конвенции, касающихся, в основном, ограничений на размер нефтяных танков. В 1968 г. вместо районов действия ограничений был введен запрет на слив нефти в 50-

мильной прибрежной зоне. За пределами этой зоны разрешен сброс 60 л нефти на 1 милю. Суда постройки после 1967 г. с валовой грузоподъемностью более 20 тыс. т, в том числе все современные танкеры, должны были конструироваться таким образом, чтобы при промывке пустых танков на обратном переходе смывная вода накапливалась в одном из танков (отстойном) и не сливалась за борт. В 1969 г. была разработана Конвенция о вмешательстве в открытом море в случае аварий, приводящих к загрязнению нефтью (Брюссельская конвенция). В случае нефтяных разливов эта Конвенция, вступившая в силу в 1975 г., дает прибрежным государствам право принять все необходимые меры для уменьшения масштабов загрязнения и даже уничтожить аварийное судно за пределами территориальных вод. Эта Конвенция была дополнена в 1974 г. новыми поправками и распространяется сейчас также на случаи аварий судов с другими опасными грузами. В 1969 г. на региональном уровне восемь стран подписали Соглашение о сотрудничестве в вопросах борьбы с загрязнением нефтью Северного моря (Боннская конвенция), которое вступило в силу в 1975 г.

Контроль загрязнения моря с суши явно не соответствует современным требованиям, по крайней мере, на международном уровне. Соответствующие мероприятия трудно осуществлять, поскольку при этом затрагиваются важные национальные экономические интересы. Если не говорить о региональных соглашениях по Балтике и сжиганию отходов в море, то, несмотря на факт глобального загрязнения океанов хлорированными углеводородами через атмосферу, соглашения, регламентирующие поступление вредных веществ в Мировой океан из этого источника, все еще полностью отсутствуют. Но для того чтобы уменьшить концентрацию загрязняющих веществ в атмосфере над океанами, необходимо контролировать производство и применение вредных веществ на суше. Здоровье биосферы, вся экологическая обстановка на Земле отчетливо отражаются в океане и состоянии его обитателей. Поэтому важной задачей морских наук является, по крайней мере, наблюдение за развитием загрязнения с целью предостеречь его усиление или не уменьшение во времени.

Вопросы для самоконтроля:

1. Основные причины экологических проблем Мирового океана.
2. Главные источники загрязнения вод Мирового океана.
3. Принятые конвенции по сохранению биоразнообразия Мирового океана.
4. Конвенции по предотвращению загрязнения океанов и морей с судов.
5. Приоритеты экологического инвестирования для сохранения экологической ситуации внутренних и окраинных морей.

Рекомендуемая литература: [2,4].

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ И РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ:

Основная литература:

1. Баранов, П.Н. Общая геология XXI века: учеб. пособие / П.Н. Баранов. – Д.: Национальный горный университет, 2013. – 216 с.
2. Лобковский, Л.И. Мировой океан. Том 1. Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане / Л.И. Лобковский. – М.: Научный мир, 2013. – 644 с.

Дополнительная литература:

3. Короновский, Н.В. Геология: учебник / Н.В. Короновский, Н.А. Ясаманов. – М.: Академия, 2014. – 448 с.
4. Основи морезнавства: підруч. для студ. вищ. навч. закл.: в 3 ч. Ч. 3: Геологія і корисні копалини Світового океану / Є.Ф.Шнюков, А.А. Пасинков, А.П.Зіборов; Нац. акад. наук України, Мор. гідрофіз. ін-т, Від-ня мор. геології та осадоч. рудоутворення. – Севастополь, 2012. – 501 с.
5. Справочник по геологии / В.О. Соловьев, С.В. Кривуля, В.А. Терещенко и др. – Х.: Колорит, 2013. – 328 с.

Петр Николаевич Баранов
Анна Валериевна Ошкадер

Конспект лекций по дисциплине «Геология океанов и морей» для студентов направления подготовки 05.03.06 «Экология и природопользование» очной и заочной форм обучения

Тираж _____ экз. Подписано к печати _____.
Заказ № _____. Объем 4,52 п.л.

ФГБОУ ВО «Керченский государственный морской технологический университет»
298309 г. Керчь, Орджоникидзе, 82