
**Министерство науки и образования Украины
Таврический национальный университет
им. В.И.Вернадского
Географический факультет
Кафедра физической географии и океанологии**

Ю.Ф.БЕЗРУКОВ

ОКЕАНОЛОГИЯ

Часть I

Физические явления и процессы в океане



Симферополь 2006

Водные области нашей планеты остаются наименее исследованными, наименее изученными и наименее понятными областями Земли.

Национальная Академия наук США

Безруков Юрий Федорович

Океанология. Часть I. Физические явления и процессы в океане.

- Симферополь: Таврический национальный университет им. В.И.Вернадского, 2006. – 159 с.

В книге изложены основные разделы физической океанологии. Показан исторический опыт и современный уровень представлений о районировании и классификации подразделений Мирового океана. Приводятся основные сведения о физических явлениях и процессах в океане: рассматриваются вопросы перемешивания и устойчивости вод, термики, оптики, акустики океана, взаимодействия океана и атмосферы, морских льдов. Дана краткая характеристика биологической структуры океана.

Предназначается в качестве учебника для студентов-океанологов географических факультетов, преподавателей, специалистов-географов.

Содержание

Министерство науки и образования Украины.....	1
Таврический национальный университет.....	1
им. В.И.Вернадского.....	1
Географический факультет.....	1
Кафедра физической географии и океанологии	1
Ю.Ф.БЕЗРУКОВ.....	1
ОКЕАНОЛОГИЯ.....	1
Физические явления и процессы в океане.....	1
Симферополь 2006.....	1
Предисловие.....	6
Введение.....	7
1. Предмет и задачи океанологии.....	7
2. Основные океанологические организации	9
2.1. Международные организации	9
2.2. Важнейшие национальные научные учреждения.....	11
3. История исследования Мирового океана.....	13
4. Географическая характеристика Мирового океана.....	17
4.1. Морфометрические характеристики и деление Мирового океана.....	17
4.2. Мировой океан как единый природный объект.....	18
4.3. Географическая характеристика Мирового океана.....	19
4.4. Строение океанической коры и основные элементы рельефа дна.....	26
5. Строение и химический состав морской воды.....	30
5.1. Молекулярное строение воды и ее аномалии.....	30
5.2. Химический состав морской воды.....	33
5.3. Соленость морской воды	35
5.4. Растворенные газы.....	36
6. Основные физические характеристики морской воды.....	41
6.1. Плотность, удельный вес и удельный объем	41
Уравнение состояния морской воды.....	41
6.2. Давление и сжимаемость морской воды.....	44
6.3. Термические свойства морской воды	45
6.4. Диффузия и осмос.....	49
7. Турбулентное перемешивание в океане.....	50
7.1. Типы турбулентного перемешивания	50
7.2. Вязкость (или сила внутреннего трения)	51
7.3. Морская турбулентность.....	52
7.4. Элементы статистической теории турбулентности.....	56
7.5. Турбулентный обмен в океане.....	58
7.6. Устойчивость слоев в море.....	60
7.7. Конвективное перемешивание	63
8. Оптические свойства морской воды.....	65
8.1. Световое излучение.....	65
8.2. Радиационный баланс Земли и освещенность поверхности моря.....	67

8.3. Поглощение и рассеяние света в море.....	69
8.4. Прозрачность и цвет воды.....	72
8.4. Биолюминесценция и цветение моря.....	74
9. Акустические свойства морской воды.....	77
9.1. Скорость распространения звука	77
9.2. Поглощение и рассеяние звука в море. Реверберация.....	78
9.3. Рефракция звуковых лучей. Подводный звуковой канал.....	81
9.4. Биогидроакустика	84
10. Взаимодействие океана и атмосферы.....	86
10.1. Взаимосвязь процессов в океане и атмосфере.....	86
10.2. Изменчивость процессов в океане.....	87
10.3. Теплообмен в системе океан-атмосфера.....	89
10.4. Влагообмен в системе океан-атмосфера.....	97
10.5. Явления Эль Ниньо и Ла Нинья.....	98
10.6. Глобальное потепление: реальность и прогноз.....	102
11. Распределение температуры и солености.....	107
в Мировом океане.....	107
11.1. Распределение температуры	107
11.2. Распределение солености	111
12. Термохалинный анализ вод океана.....	114
12.1. T,S-кривые	114
12.2. Смещение двух и трех водных масс.....	115
12.3. Смещение четырех водных масс.....	117
12.4. Аналитическая геометрия T,S- кривых.....	119
12.5. Статистический T,S- анализ.....	120
13. Водные массы Мирового океана.....	121
14. Фронтальные зоны и фронты в Мировом океане.....	127
15. Физико-географическое районирование Мирового океана.....	129
16. Морские льды.....	133
16.1. Классификация льдов.....	133
16.2. Соленость льда.....	135
16.3. Физические свойства льда.....	136
16.4. Механические свойства льда.....	138
16.5. Дрейф льдов.....	140
16.6. Распространение льдов в Мировом океане.....	141
17. Биологическая структура океана.....	142
17.1. Биологические зоны и провинции в океане.....	142
17.2. Морские гидробионты.....	144
17.3. Морская экосистема.....	148
17.4. Морской промысел.....	156
18. Природные ресурсы Мирового океана.....	158
Полезные ссылки.....	162
Английская система мер.....	162

Предисловие

Настоящая книга посвящается изучению Мирового океана. В литературе встречаются разные названия науки, занимающейся изучением морей и океанов: океанология, океанография, мореведение, физика моря. Автор назвал учебник «Океанология», подчеркивая этим комплекс наук, изучающих Мировой океан на современном этапе. В этот комплекс входят направления, связанные не только с фундаментальными науками (физика, химия, биология океана), но также и географией океана, поскольку при всем разнообразии происходящих в Мировом океане процессов он представляет собой единый географический объект. Поэтому задачей курса океанологии является формирование у студентов представлений о Мировом океане как едином целом, его строении, взаимосвязи процессов, происходящих в нем, взаимодействии океана с другими оболочками Земли и, прежде всего, с атмосферой.

В основу настоящего учебника положены лекции, которые автор в течение ряда лет читает на кафедре физической географии и океанологии географического факультета Таврического национального университета им. В.И.Вернадского.

Весь комплекс наук об океане невозможно осветить в одной книге. В учебнике основное внимание уделено разделам физической и динамической океанологии, что соответствует утвержденной учебной программе. Поскольку физические процессы, развивающиеся в океане, существенно зависят от плотности воды, а плотность - от солености, рассматриваются некоторые вопросы химии океана. Связь океанических процессов с атмосферными приводит к необходимости показать взаимодействие океана и атмосферы и посвятить несколько разделов книги феномену Эль Ниньо/Ла Нинья и глобальному потеплению климата. Некоторые физические процессы являются прямым следствием воздействия атмосферы - они также рассматриваются в учебнике (колебания уровня, волнение, дрейфовые течения)

Выбирая графические иллюстрации и определяя их количество, автор исходил из соображений важности рисунков, поскольку многие из них несут большую смысловую нагрузку и во многих случаях не только иллюстрируют текст, но иногда и заменяют его.

Автор понимает все трудности, с которыми связано написание такой книги. Она должна быть написана на должной математической основе, без которой невозможно понимание некоторых динамических процессов в океане (приливы, морские течения) и в то же время не должна быть перегружена излишними формулами и уравнениями, тем более математическая подготовка студентов оставляет желать лучшего. Поэтому в учебнике приведены только самые необходимые математические уравнения.

Учитывая трудности, связанные с написанием подобного рода книг, автор заранее приносит свои извинения за возможные шероховатости в изложении отдельных вопросов и будет весьма признателен всем, кто даст свои замечания и предложения по предлагаемому изданию.

Автор выражает глубокую благодарность ассистенту кафедры физической географии и океанологии Е.А.Кудрянь за помощь в составлении компьютерных рисунков и оформлении рукописи.

Введение

1. Предмет и задачи океанологии

Экономика, политика, наука и культура человечества связаны с Мировым океаном.

С древнейших времён океан и его моря использовались для установления связей между народами. Это создало предпосылки для Великих географических открытий, а также для освоения отдалённых территорий. Этому способствовал технический прогресс в транспортных средствах. По океанским путям в настоящее время осуществляется около $\frac{4}{5}$ мирового грузооборота. Мировой океан - богатейший источник продуктов питания, содержащих белковые вещества. Он служит также источником энергетических, химических и минеральных ресурсов.

Роль Мирового океана в жизни человечества быстро возрастает. Проблема использования океана в различных отраслях экономики (судоходство, рыболовство, рациональная эксплуатация ресурсов океана, освоение шельфа, прокладка межконтинентальных кабелей, опреснение воды, охрана и предотвращение загрязнения морской среды и др.) носит глобальный характер и связана с решением важных экономических, политических и правовых вопросов. Все это требует знания процессов, происходящих в Мировом океане.

Совокупность научных дисциплин о физических, химических, геологических и биологических процессах в Мировом океане называется *океанологией* (от греческого *Ὠκεανός* - великая река, обтекающая Землю, и *logos* - слово, учение) или *океанографией*.

Целесообразность объединения физики, химии, геологии и биологии океана в единую науку определяется тем, что океанологи рассматривают океан как целостный планетарный объект, в котором происходят разнородные процессы с общей методологической основой их изучения, единством технических средств исследования

Океанология базируется на данных судовых измерений - эхолотного промера глубин с определением места судна с помощью радио- и специальных навигационных спутников Земли; гидрологических станций, на которых на разных глубинах измеряется температура и берутся пробы воды для определения её солёности, химических и оптических характеристик; измерений поверхностных течений (по сносу судов и методом бутылочной почты) и течений на глубинах (вертушками, подвешиваемыми к заякоренным буям, и поплавками нейтральной плавучести с акустическим прослеживанием); визуальных оценок волнения и его измерения волнографами; специальных гидроакустических измерений; оценок цвета воды и измерения её прозрачности по глубине видимости погружаемого белого диска; характеристик льдов, проб грунтов, биологических образцов. Ряд измерений производится на береговых и островных станциях (уровень моря, приливы, волнение, температура и др.).

Перспективными методами океанологических исследований являются непрерывные измерения автоматическими буйковыми станциями; измерения характеристик поверхности океана с помощью искусственных спутников Земли - её рельефа, температуры, ледовитости, волнения, цвета; непосредственное проникновение человека в пределы шельфа в подводных лабораториях и на океанские глубины в герметичных подводных аппаратах.

Главные практические цели океанологии - обеспечение безопасности и повышение эффективности надводного и подводного мореплавания, использование биологических минеральных и энергетических ресурсов вод и дна океана, усовершенствование методов прогноза погоды.

Составными частями океанологии являются.

Физика океана (физическая океанография, физика моря) включает гидротермодинамику, акустику и оптику океана, исследование его радиоактивности (ядерную гидрофизику) и электромагнитного поля в нём.

Крупнейшая проблема физики океана - выяснение закономерностей взаимодействия океана и атмосферы, образующих основу для теории климата, долгосрочного прогноза погоды и океанской изменчивости.

Химия океана (химическая океанография) включает гидрохимию его вод и геохимию донных осадков.

Основные проблемы - химический баланс океана (его химический обмен с континентами через речной сток, атмосферой и дном); идентификация различных водных масс; происхождение и геохимическая эволюция вод океана; извлечение ценных веществ из морской воды; химическое загрязнение океана (нефтью, ДДТ, ртутью, свинцом и др.), формирования месторождений полезных ископаемых.

Геология океана включает все разделы геологии, геофизики и геохимии в применении к земной коре в области Мирового океана. Непосредственно изучаются рельеф океанского дна; состав и процессы образования современных осадков; структура слоев земной коры (методами сейсмического зондирования и непрерывного сейсмопрофилирования); тепловой поток через дно, гравитационные и магнитные аномалии и другие геофизические характеристики.

Крупнейшие проблемы - исследование полезных ископаемых поверхности и недр океанского дна (нефти, газа, минеральных россыпей, железо-марганцево-полиметаллических конкреций, металлоносных осадков, фосфоритов и др.) и закономерностей формирования их месторождений; геологическая история океанов и глобальная тектоника Земли (формирование срединно-океанических хребтов, океанских плит и глубоководных желобов; раздвижение дна океана, дрейф континентов).

Биология океана занимается изучением его живого населения - планктона, нектона, бентоса и микроорганизмов. Изучается их систематика, биология развития, экология, эволюционная история, пищевые взаимоотношения, структура и функционирование биологических сообществ, динамика популяций промысловых организмов, климатические различия в морских экосистемах и, в частности, прибрежных, океанических и эстуарных.

Промысловая океанография исследует влияние океанологических факторов на численность и поведение морских промысловых организмов, разрабатывает океанологические основы промысловых прогнозов, выявляет наиболее биопродуктивные районы в океане.

Крупнейшие проблемы биологии океана - оценка биомассы и годовой продукции важнейших видов морских организмов, управление биологической продуктивностью океана, искусственное создание ценных организмов (аквакультура).

При этом необходимо помнить, что возможности любой экосистемы, даже такой огромной, как Мировой океан, имеют свои пределы.

2. Основные океанологические организации

2.1. Международные организации

Межправительственная океанографическая комиссия (МОК) ЮНЕСКО Intergovernmental Oceanographic Commission UNESCO (IOC) (<http://ioc.unesco.org/iocweb/index.php>) создана в 1960 году в рамках ЮНЕСКО.

Целью МОК является содействие международному сотрудничеству и координации программ исследований Мирового океана, расширению знаний о природе и ресурсах океана и прибрежных районов, использования этих знаний для совершенствования управления, обеспечения устойчивого развития, охраны морской среды.

На первых этапах основное внимание МОК уделялось организации совместных экспедиционных исследований в отдельных районах Мирового океана и организации международного обмена океанографическими данными. В последние два десятилетия значительно возросла роль МОК в решении глобальных и региональных проблем, связанных с Мировым океаном. Многие программы МОК выполняются совместно с другими международными организациями системы ООН (ВМО, ММО, ЮНЕП), а также МГБ, МСНС, СКОР, МСИМ и др.

В 2003 году членами МОК являлись 129 государств (в 1960 году было 40 государств-членов). В деятельности МОК принимают участие почти все ведущие национальные мореведческие организации и научно-исследовательские институты стран-членов МОК.

ООН признала МОК в качестве ключевой организации системы ООН в области морских наук и служб.

Штаб-квартира ВМО расположена в Париже.

Под эгидой МОК ЮНЕСКО в 1957 г. во время проведения Международного геофизического года была создана **система Международного Обмена Океанографическими Данными (МООД)** (www.unesco.org/ioc/oceserv/iode/iodehome-play.htm). Эта система включает в себя сеть Мировых (МЦД-А - США, Вашингтон; МЦД-Б - Россия, Обнинск; МЦД-Д - Китай, Пекин) и более 60 национальных центров океанографических данных.

Деятельность в системе МООД регламентируется Руководством по международному обмену данными, в соответствии с которым Мировые (МЦД), Ответственные (ОНЦОД) и Национальные центры данных (НЦОД) получают, хранят и распространяют данные по Мировому океану. В России функции НЦОД выполняет ВНИИГМИ-МЦД Росгидромета.

Международный совет по исследованию моря (МСИМ) (International Council for the Exploration of the Sea (ICES) (<http://www.ices.dk>) был учрежден в 1902 году.

Цель - проведение научных исследований на уровне международного сотрудничества и межгосударственных соглашений в интересах промысла и рациональной эксплуатации морских ресурсов.

В настоящее время в МСИМ входят 19 стран-членов, 6 стран-наблюдателей и неправительственные организации. К работе в МСИМ привлечено более 1600 ученых из разных стран мира. В рамках Международного совета функционируют 12 комитетов, объединяющих семь научных и примерно 100 рабочих и исследовательских групп.

Научный комитет по океаническим исследованиям (СКОР) (Scientific Committee on Oceanic Research (SCOR) (www.jhu.edu/scor) был создан Международным советом по науке (МЧС) в 1957 г.

СКОР является неправительственной организацией, которой поручено содействовать развитию международного сотрудничества в области наук об океане. СКОР создает рабочие группы (их всего 11) для отражения положения дел в конкретных областях наук об океане. СКОР участвует в планировании и поддержке долгосрочных крупномасштабных международных научно-исследовательских проектов в области наук об океане и выступает в качестве официального научного консультанта Межправительственной океанографической комиссии (МОК) ЮНЕСКО.

Международная Гидрографическая Организация (МГО) (International Hydrographic Organization (IHO) (www.iho.shom.fr) создана в Монако в 1967 г. и ее отделение - **Международное Гидрографическое Бюро (МГБ)**, учрежденное еще в 1921 г. князем Альбертом I. В Монако находится также известный **Океанографический Институт** (основан князем Альбертом I в 1910 г.) с научным музеем и аквариумом.

Целью Организации и Бюро является координация деятельности национальных гидрографических служб, унификация морских навигационных карт и документов, принятие эффективных методов проведения гидрографических съемок и использования их результатов, содействие обмену морскими навигационными картами между гидрографическими службами государств, распространение океанографических знаний и их применение на благо мореплавателей.

Всемирная метеорологическая организация (ВМО) (World Meteorological Organization (WMO) (<http://www.wmo.ch>) - межправительственная организация, в состав которой входят 185 стран-членов. Возникла в 1951 г. на базе Международной метеорологической организации, основанной в 1873 г. ВМО - специализированное учреждение ООН в области метеорологии (погода и климат), оперативной гидрологии и связанных с ними наук.

Цель ВМО - координация деятельности стран-членов по выпуску информации о погоде, водных ресурсах и климате; научно-исследовательская деятельность в национальном, международном и глобальном масштабах; профессиональная подготовка специалистов.

Штаб-квартира ВМО расположена в Женеве.

Международная ассоциация физических наук об океане (МАФНО) (International Association for the Physical Sciences of the Ocean (IAPSO) (www.iapso.org) – неправительственная научная организация, созданная в 1919 г. с целью оказания содействия изучению научных проблем, связанных с океаном, и процессов, протекающих на его границах, с помощью достижений математики, физики, химии.

Программа ООН по окружающей среде (ЮНЕП) (United Nations Environment Programme (UNEP) (<http://www.unep.org>) - создана в 1972 году с целью способствования устойчивого развития через экологическую деятельность. Программа охватывает широкий круг вопросов - от атмосферы и наземных экосистем, развития экологической науки и информации - до раннего предупреждения и способности быстрого реагирования на экологические проблемы и катастрофы.

Международная морская организация (ММО) (International Maritime Organization (IMO) (<http://www.imo.org/index.htm>) основана в 1958 г. в качестве Межправительственной морской консультативной организации, содействующей безопасности на море и эффективной навигации.

Штаб-квартира расположена в Лондоне.

Международный совет по науке (бывший Международный совет научных союзов) (МСНС) (International Council for Science (ICSU) <http://www.icsu.org>), объединяющий национальные академии наук и ученые советы.

2.2. Важнейшие национальные научные учреждения

России: Институт океанологии им. П.П.Ширинова Российской академии наук (ИОРАН)(www.sio.rssi.ru) - наиболее крупный российский исследовательский центр в области океанологии.

Основной задачей ИОРАН является комплексное изучение Мирового океана и морей России, создание научных основ прогнозирования изменчивости климата Земли, рационального использования морских ресурсов и обеспечения экологической безопасности в интересах устойчивого развития человечества.

Институт был организован решением Президиума Академии наук СССР в 1946 году на базе существовавшей с 1941 года Лаборатории океанологии. Первым директором Института океанологии стал П. П. Ширшов – один из 4-х папанинцев, гидролог знаменитой дрейфующей станции Северный полюс 1. Вместе с ним активное участие в создании и становлении нового научного центра приняли известные ученые Л. А. Зенкевич, В. Г. Богоров, С. В. Бруевич, А. Д. Добровольский, П. Л. Безруков, И. Д. Папанин, В. Б. Штокман и др.

С 1954 г. назван именем П. П. Ширшова.

Государственное учреждение «Государственный океанографический институт» Росгидромета (ГУ «ГОИН») (www.oceanography.ru), основанный в 1943 г. - ведущий институт Росгидромета по организации и методическому руководству гидрометеорологическими и гидрохимическими наблюдениями на акваториях и побережьях морей России. Институт осуществляет работы по развитию технических средств и систем наблюдения за характеристиками морской природной среды, средств обработки и анализа информации, методов и моделей расчета характеристик морской природной среды, созданию отраслевых стандартов и др.

Государственное учреждение "Арктический и антарктический научно-исследовательский институт" (ГУ ААНИИ)(www.aari.nw.ru) Главного управления Гидрометеорологической службы России является старейшим научно-исследовательским учреждением России, проводящим комплексное изучение Полярных регионов Земли.

Всесоюзный научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО)(www.vniro.ru) Министерства рыбной промышленности России основан в 1933 г. ВНИРО является головным институтом в системе организаций, занимающихся изучением, сохранением и воспроизводством рыбных запасов.

Главная задача ВНИРО - создание современных научных основ развития российского рыболовства и защита его интересов на межведомственном и международном уровнях, укрепление и развитие единства системы рыбохозяйственных институтов, координация и совершенствование ее работы.

Главное управление навигации и океанографии Министерства обороны России (ГУНиО МО РФ)(www.vkesimo.navy.ru/gunio.htm). Россия в соответствии с Конвенцией ООН по морскому праву и Международной конвенцией по охране человеческой жизни на море приняла обязательства по поддержанию на современном уровне навигационной безопасности мореплавания в своих водах. Ответственность за это возложена на Главное управление навигации и океанографии Министерства

обороны РФ (ГУНиО МО РФ). ГУНиО МО несет также ответственность за поддержание на должном уровне систем навигационно-гидрографического и гидрометеорологического обеспечения (НГГМО) ВМФ и издание морских карт и руководств для плавания.

ГУНиО МО является официальным представителем Российской Федерации в Международной гидрографической организации и Международной ассоциации маячных служб, а также осуществляет международное сотрудничество в области мореплавания и изучения Мирового океана с Международной морской организацией, Межправительственной океанографической комиссией ЮНЕСКО и другими международными организациями.

ГУНиО МО РФ традиционно находится в Санкт-Петербурге.

Государственное учреждение "Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации - Мировой центр данных" (ГУ «ВНИИГМИ-МЦД»)(www.meteo.ru) - с 1971 г. один из Мировых центров метеорологических и океанографических данных. Осуществляет сбор, контроль, обработку, накопление и автоматизацию информации, поступающей с сети метеостанций, научно-исследовательских судов и морских наблюдательных платформ. Одной из задач, стоящих перед ВНИИГМИ-МЦД, стало ведение Государственного фонда данных о состоянии окружающей природной среды (Госфонда).

В 1999 году организации России приступили к выполнению Федеральной целевой программы "Мировой океан", в рамках которой проводятся научные исследования в области морской природной среды. Одной из важнейших составляющих программы является создание **"Единой системы информации об обстановке в Мировом океане" (ЕСИМО)** (www.oceaninfo.ru), головной организацией по выполнению ее является ВНИИГМИ-МЦД.

Мировой международный массив данных по океанографии в настоящее время состоит из более чем 1.7 млн. океанографических станций. Массив данных, которым располагает ВНИИГМИ-МЦД, на 60 процентов состоит из зарубежных данных.

Украины:

Морской гидрофизический институт НАН Украины (МГИ)(www.mhi.vif/net). В 1929 г. по инициативе академика В.В.Шулейкина на берегу Черного моря в пос. Качивели была создана первая в мире стационарная морская Черноморская гидрофизическая станция для выполнения систематических исследований процессов и явлений в прибрежной зоне моря.

В 1948 г. в Москве на базе Черноморской гидрофизической станции и Морской гидрофизической лаборатории (ранее отдел Института теоретической геофизики АН СССР) был организован Морской гидрофизический институт АН СССР. Первым его руководителем стал крупнейший советский ученый-океанограф академик В. В. Шулейкин.

В 1961 г. Морской гидрофизический институт (МГИ) был передан в систему Академии наук УССР и в 1963 г. перебазирован в Севастополь.

В настоящее время МГИ - один из крупнейших в Украине и мире океанографических научно-технических комплексов. МГИ проводит исследования по актуальным проблемам физики, химии, геохимии и экологии Черного и Средиземного морей, отдельных районов Мирового океана, по разработке методов и средств изучения морской среды.

Морской гидрофизический институт вместе Институтом биологии южных морей НАН Украины являются базовыми организациями созданного в 1998 году

Океанологического центра НАН Украины, объединившего ведущие морские организации Украины

Институт биологии южных морей НАН Украины (ИИБЮМ) (www.ibss.iuf.net) - научно-исследовательский комплекс, входящий в состав Отделения общей биологии НАН Украины. Является базовой организацией Океанологического центра НАН Украины. Ведущее научное учреждение по вопросам сохранения морской окружающей среды, устойчивого развития и биоразнообразия, создания новых технологий охраны окружающей среды и воспроизводства биологических ресурсов.

США - **Скрипсовский** (штат Калифорния, Сан-Диего) (<http://www.sio.ucsd.edu>) и **Вудхолский** (штат Массачусетс, Бостон) (<http://www.whoi.edu>) **океанографические институты**;

Канада - **Институты океанографии в Ванкувере и Галифаксе**;

Великобритания - **Национальный океанографический институт в графстве Суррей**;

Франция - **Океанографический институт в Бресте**;

ФРГ - **Институт мореведения в Кельне**;

Монако - **Океанографический музей; Международное гидрографическое**

Бюро

Япония - **Институт океанских исследований.**

3. История исследования Мирового океана

Первые сведения о Мировом океане накапливались вместе с расширением географических знаний о Земле. Уже в древности финикийцы, египтяне, греки, китайцы и другие народы, населяющие берега океана, имели правильное представление о некоторых наблюдаемых в нём явлениях. Аристотель высказал мысль о единстве Мирового океана и указывал на существование течений в проливах Керченском, Босфоре, Дарданеллах. Дальнейшее развитие знаний о Мировом океане связано с крупнейшими географическими открытиями конца XV- начала XVI вв., в первую очередь с именами Васко да Гама, Колумба, Магеллана.

После эпохи Великих географических открытий началось быстрое изучение Мирового океана. В 1650 г. голландский географ Б.Варениус впервые предложил выделять пять океанов: Тихий, Атлантический, Индийский, Северный Ледовитый и Южный Ледовитый. В 1845 году Лондонское географическое общество подтвердило это деление. В последующем некоторые учёные - О.Крюммель (Германия, 1878 г.), Ю.М.Шокальский (Россия, 1917 г.) предложили выделять только три океана: Тихий, Атлантический и Индийский, считая Северный Ледовитый морем Атлантического океана. Комплексное изучение Арктического бассейна привело к тому, что в 1935 г. в Советском Союзе было узаконено выделение Северного Ледовитого океана как самостоятельного.

В 1664 г. А.Кирхер (Германия) составил первую карту морских течений, основанную на результатах наблюдений мореплавателей. В 1725 г. Л.Марсильи (Италия) дал первое описание грунтов дна как осадочных пород, выполнил ряд измерений температуры воды на различных глубинах в Средиземном море. В 1749 г. капитан Эллис впервые измерил температуру на больших глубинах (до 1630 м) у северо-западных берегов Африки. Началась разработка теории волн (Лаплас, 1776; Лагранж, 1786 и др.). В 1770 г. Б.Франклин (Великобритания) составил первую карту Гольфстрима и обосновал главную причину (ветер) образования морских течений.

Огромное значение имело создание в 1687 г. И.Ньютоном (Великобритания) теории приливов в океане, развитой в 1799-1825 гг. П.С.Лапласом (Франция). Замечательная черта приливных явлений - их периодичность и относительно малая зависимость от других процессов, происходящих в океане, позволила Томпсону на основе работ Лапласа выдвинуть в 1868 г. идею гармонического анализа и предвычисления приливных колебаний уровня. Эта идея оказалась настолько плодотворной, что к концу XIX в. уже издавались «Таблицы приливов», содержащие предвычисленные высоты, времена полных и малых вод и другие характеристики приливов по всем основным портам мира.

К середине XIX в. относятся и первые приложения методов гидродинамики к океану. Труды Эйлера, Лапласа, Лагранжа, Кориолиса, Навье и Стокса были построены современная система уравнений движения как идеальной, так и вязкой жидкости. Это позволило предпринять первые попытки теоретического объяснения механизма течений.

В начале XIX в. русские учёные Э.Ленц и Е.Паррот изобрели батометр и глубомер, а также провели опыты (1832 г.), показывающие влияние давления на температуру воды. Важное значение имело изобретение в 1854 Дж.М.Бруком (США) лота с отделяющимся грузом и драги для сбора образцов грунта и донных живых организмов.

Во время первой русской кругосветной экспедиции И.Ф.Крузенштерна и Ю.Ф.Лисянского на шлюпах «Надежда» и «Нева» (1803-06 гг.) проводились измерения температуры воды на больших глубинах океана, наблюдения над удельным весом, течениями, цветом воды, биологические исследования и измерения глубин. В плавании на корвете «Предприятие» (1823-26 гг.) Э.Ленцем положено начало точным измерениям в Мировом океане. Ч.Дарвином (Великобритания) на «Бигле» были выполнены широкие биологические исследования.

Экспедиция Ф.Ф.Беллинсгаузена и М.П.Лазарева в 1819-21 гг. на шлюпах «Восток» и «Мирный» открыла берега Антарктиды и внесла большой вклад в изучение антарктических льдов (была проведена их классификация и исследовались физико-химические свойства). К этому же периоду относится организация первых береговых пунктов наблюдений. Большое значение имело изобретение в 1839 г. русским мореплавателем Ф.П.Литке приливогомера для измерения уровня моря и установка его на берегах Северного Ледовитого и Тихого океанов. В 1819 г. Марсе (Франция) установил температуру наибольшей плотности воды, а в 1837 г. С.Депре (Бельгия) определил ее точку замерзания и показал, что обе температуры зависят от солёности. В 1842 г. Дж.Эри (Великобритания) развил теорию приливов. В 1862 г. У.Фруд (Великобритания) провёл многочисленные исследования морских волн с помощью предложенной им вежи (веха Фруда). В 1840-50 гг. М.Ф.Мори (США) составил несколько карт течений для издаваемых им лоций и построил первую карту рельефа дна северной части Атлантического океана. В 1865 г. Форхаммер (Дания) установил постоянство химического состава морской воды. В 1868-70 гг. У.Б.Карпентер и У.Томсон (Великобритания) провели опыты по химическому анализу вод океана и анализу содержащихся в них газов.

В этот период началось изучение биологии Мирового океана. Было установлено, что живые организмы обитают не только в поверхностном слое воды, но и во всей её толще. В 1851 г. Д.В.Балей (США) установил, что органическая часть грунта состоит из остатков отмерших организмов (диатомовых, радиолярий, фораминифер, птеропод и др.).

В 1872-76 гг. состоялась первая океанографическая экспедиция на английском судне «Челленджер», положившая начало специальным океанографическим экспедициям, созданию новых технических средств и методов наблюдений. Экспедиция на «Челленджере» выполнила комплексные наблюдения на 362 глубоководных станциях в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах. Об объеме полученного материала свидетельствует то, что его обработку проводили 70 ученых в течение 20 лет. Были получены уникальные результаты - обнаружена жизнь на глубинах до 5 км, изучено вертикальное распределение температуры, а исследования Меррея и Ренара привели к классификации грунтов морского дна. Дитмар (Великобритания) по данным экспедиции на «Челленджере» подтвердил постоянство химического состава вод Мирового океана и преобладание в нём хлоридов. На основе этого в 1902 г. М.Кнудсен (Дания) разработал метод определения солёности воды по содержанию в ней хлора, а также таблицы солёности и плотности воды.

Вслед за экспедицией на «Челленджере» многими странами были предприняты аналогичные экспедиции, различные по масштабам и районам плаваний. Среди них выделяются полярные экспедиции Ф.Нансена на «Фраме» (1893-1896 гг.) и С. О. Макарова на ледоколе «Ермак» (1899 г.).

В конце XIX - начале XX вв. возникают национальные океанографические учреждения и сеть береговых станций. Трудоемкость и дороговизна экспедиционных исследований выдвинули вопрос о международном сотрудничестве в океанологии. Созданный в 1902 г. Международный совет по исследованию моря (МСИМ) ввёл унификацию методик океанографических измерений, методов химического анализа морских вод, стандартные горизонты и разрезы для повторных наблюдений в Мировом океане. В результате были выполнены точные определения солёности и многих физических параметров, изданы первые океанологические таблицы. Данные наблюдений и научных исследований, выполняемых различными странами, начали образовывать единый международный фонд.

В 1903 г. Й.В.Сандстрём и Б.Гелланд-Гансен (Норвегия) предложили на основе циркуляционной теории В.Бьеркнеса (Норвегия) динамический метод расчёта течений, который в 1935 г. был развит Н.Н.Зубовым (СССР). В 1905 г. В.Экман (Швеция) разработал теорию дрейфовых течений. В 1915 г. А.Вегенер опубликовал гипотезу дрейфа материков, проливавшую свет на конфигурацию материков и геологическое строение дна океанов. В 1912-16 гг. Б.Гелланд-Гансен предложил метод анализа температурно-солёностных кривых (T,S-кривых) для изучения водных масс океана и процессов перемешивания вод; позже этими вопросами занимался советский учёный В.Б.Штокман. В 1907 г. Дж.Дарвин (Великобритания) предложил упрощённый метод гармонического анализа приливов. В теорию приливов и в развитие методов их предвычисления большой вклад внесли А.Дефант (Австрия, 1923 г.), Д.Праудмен (Великобритания, 1924 г.), А.Т.Дудсон (Великобритания, 1924, 1928 гг.), советские учёные Н.Е.Кочин (1938 г.), Л.Н.Сретенский (1936 г.), В.В.Шулейкин (1938 г.) и др.

В СССР океанографические исследования начались после создания в 1921 году по декрету, подписанному В.И.Лениным, Плавучего морского института (Плавморнина) и введения в строй научно-исследовательского судна «Персей». На базе института в 1929 г. был создан Океанографический институт, преобразованный в 1933 г. во Всесоюзный институт рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО). В 1925 г. организован институт по изучению Севера (ныне Государственное учреждение "Арктический и антарктический научно-исследовательский институт" (ГУ АНИИ).

В 1929 г. в Крыму под руководством В.В. Шулейкина создана первая морская гидрофизическая станция (сейчас Морской гидрофизический институт НАН Украины). В 1943 г. организован государственный океанографический институт (ГОИН) (ныне Государственное учреждение «Государственный океанографический институт» Росгидромета). В 1946 г. П.П.Ширшов основал Институт океанологии АН СССР (сейчас Институт океанологии им. П.П.Ширшова Российской академии наук (ИОРАН)).

До 40-х гг. XX в. исследования Мирового океана проводились в рамках национальных программ. Океанографические экспедиции различных стран занимались главным образом изучением конкретных океанических бассейнов и распределением в них важнейших физических и химических характеристик воды, течений, приливов, волнения, ледовитости и других морских явлений. Исследования носили преимущественно региональный и режимный характер, при этом широко использовались географические методы.

В годы становления океанографии, а затем и океанологии, как науки о Мировом океане, большой вклад внесли Ю.М.Шокальский, Н.М.Книпович, К.М.Дерюгин, В.А.Берёзкин, В.Ю.Визе (СССР), Х.Свердруп, Ф.Нансен (Норвегия), О.Крюммель, Г.Вюст, Г.Шотт (Германия), И.Суда (Япония), О.Петерсон (Швеция), Р.Айселин (США) и другие.

Итоги исследований по океанологии за истекший период были подведены в большом труде Свердрупа, Джонсона, Флеминга «Океаны, их физика, химия и общая биология».

Со второй половины 40-х гг. началось быстрое развитие всех направлений в изучении Мирового океана. С 1955 г. проводились крупные международные экспедиции: по изучению северной части Тихого океана (Норпак, 1955 г.), по программе Международного геофизического года (1957-58 гг.), изучению экваториальной зоны Атлантики (Эквалант, 1963-64 гг.), исследованию Курсио (Сик, с 1965 г.), изучению тропической зоны Атлантики (Тропекс, 1974 г.), исследованию вихревых образований Гольфстрима (Полимоде, с 1976 г.) и др.

Дальнейшее развитие экспериментальных и теоретических исследований было направлено на разработку численных методов изучения физической среды океана, прогноза её различных характеристик (волнения, уровня, температуры воды). В 60-80-х гг. выполнялись теоретические обобщения по всем океанам и морям, выявлялись закономерности формирования и изменчивости термохалинной и динамической структуры. Были установлены закономерности горизонтального и вертикального обмена химическими веществами в зависимости от состояния физической среды океана. Важное место заняли проблемы загрязнения и охраны вод океана, добычи биологических, энергетических и минеральных ресурсов.

Биологическими исследованиями были значительно расширены знания биологической структуры океана, морфологии морских организмов, их экологии, биологической продуктивности, прогноза и регулирования промысла.

В результате исследований рельефа дна были определены особенности геологической структуры дна, обнаружены отдельные формы рельефа, открыта система срединно-океанических хребтов, их распределение, в отдельных районах выявлены залежи полезных ископаемых.

Большой вклад в исследование Мирового океана в этот период внесли советские и зарубежные учёные. В изучение физической среды океана - В.В.Шулейкин, Н.Н.Зубов, В.В.Тимонов, А.Д.Добровольский, О.И.Мамаев и др. (СССР), Г.М.Стоммел, Р.Р.Ревелл (США), Н.Г.Кэмпбелл, Р.В.Стюарт (Канада),

Г.Е.Дикон, Г.К.Сваллоу, Х.Чарнок (Великобритания), А.Лакомб (Франция), И.Мацудзава, М.Уда, К.Хидака (Япония); химии океана - О.А.Алекин, Л.К.Блинов, С.В.Бруевич и др. (СССР), Д.Э.Фишер, Р.Х.Флеминг (США), М.Вальдичук, В.Л.Форд (Канада), И.Имаи, К.Сугавара (Япония); биологии океана - В.Г.Богоров, Л.А.Зенкевич и др. (СССР), Дж. Д.Айзекс, В.М.Чапмен (США), К.Э.Лукас (Великобритания), Р.Марумо, И.Мацуи (Япония).

Новые факты привели к уточнению представлений о природе Мирового океана и теоретических обобщений во всех разделах океанологии.

В настоящее время для океанологических исследований характерным является комплексный подход как в организации экспедиционных наблюдений, так и в теоретических разработках при все более широком использовании математического моделирования процессов. В целом же, современная океанология исследует разнообразный комплекс процессов в океане с помощью современных достижений науки и техники, а главная цель этих исследований - обеспечение эффективного использования ресурсов Мирового океана для нужд человечества.

4. Географическая характеристика Мирового океана

4.1. Морфометрические характеристики и деление Мирового океана

Мировой океан - непрерывная водная оболочка Земли, окружающая материки и острова и обладающая общностью солевого состава. По физическим и химическим свойствам и качественному химическому составу воды Мировой океан представляет собой единое целое, но по количественным показателям гидрологического и гидрохимического режима отличается большим разнообразием. Как часть гидросферы Мировой океан находится в непрерывном взаимодействии с атмосферой и земной корой, определяющими многие существенные его особенности.

Мировой океан представляет собой огромный аккумулятор солнечного тепла и влаги. Благодаря ему на Земле сглаживаются резкие колебания температуры и увлажняются отдалённые районы суши, что создаёт благоприятные условия для развития жизни.

Из общей площади нашей планеты, равной примерно 510 млн. км², на Мировой океан приходится 361 млн. км², т. е. почти 71%.

Суша и водная поверхность распределены на Земле неравномерно. По особенностям распределения воды и суши земной шар делится на океаническое и материковое полушария. Полус первого расположен в Тихом океане к юго-востоку от Новой Зеландии, второго - на северо-западе Франции.

Большая часть суши сосредоточена в северном полушарии, но и здесь она занимает только 39% поверхности полушария, а на долю водной поверхности приходится 61%. В южном полушарии водой занято 81% его поверхности. Общие запасы воды на Земле составляют 1 385 984 610 км³. От этого объема вода Мирового океана составляет 96,5% или 1 338 000 000 км³. Это значит, **что 96,5% воды на Земле - соленая морская вода.**

Подземные, поверхностные, атмосферные воды (в том числе соленые озера) составляют 47 984 610 км³, или 3,5% всех запасов воды на Земле. **Пресные воды составляют всего 2,5% или 35 029 210 км³ из общих запасов воды на Земле.** Около 70% пресной воды существует в замерзшем состоянии в ледниковом покрове, а оставшиеся 30% большей частью содержатся в почвенной влаге или глубоко в водоносном слое в подземных водах.

Менее 1% мировых ресурсов пресной воды доступны для использования человеком.

Пресная свободная (доступная) вода занимает всего 118 610 км³, это 0,3% всей пресной воды Земли. Она представлена водами болот, рек, пресных озер, биологической и атмосферной водой.

Несмотря на преобладание водной поверхности, общее количество воды на поверхности Земли не так уж велико по сравнению с размерами самой планеты. **Объем Земли равен 1075,31 млрд. км³, а объем Мирового океана составляет примерно 1/800 объема Земли.**

Таблица 1

Распределение суши и воды на поверхности земного шара

Поверхность земного шара	Северное полушарие		Южное полушарие		Земля в целом	
	Площадь, млн. км ²	%	Площадь, млн. км ²	%	Площадь, млн. км ²	%
Суша	100.41	39.4	48.43	19.0	148.84	29.2
Вода	154.64	60.6	206.62	81.0	361.26	70.8
Всего:	255.05	100.0	255.05	100.0	510.10	100.0

Преобладание воды определяет многие важнейшие особенности Земли как планеты - поглощение лучистого тепла от Солнца, климат, формы жизни, состав атмосферы.

4.2. Мировой океан как единый природный объект

Мировой океан - это единый природный объект, обладающий специфическими особенностями.

1. Он имеет огромную по площади поверхность и громадный объем вод. Это определяет значительное воздействие на Мировой океан внесемных факторов и тесную взаимосвязь его с атмосферой и литосферой. Через границы гидросфера-атмосфера и гидросфера-литосфера осуществляется планетарный обмен веществом и энергией.

2. Вода Мирового океана имеет соленость. В 1 кг морской воды в среднем содержится 35 г солей. Соленость океана определяет некоторые физические характеристики морской воды (электропроводность, диффузию, осмос), а в результате стратификации, обусловленной температурой и соленостью, образуются поверхности разделов различных водных масс (фронты) и специфическая динамика вод с развитием турбулентности, внутренних волн, приливов.

3. Обладает постоянством солевого состава и небольшими изменениями плотности воды, вызванными тем, что в сравнении с общим объемом вод Мирового океана объем пресных вод, поступающих в него, ничтожно мал (осадки составляют 411600 км³/год, речной сток 41000 км³/год, что соответствует среднему слою воды на поверхности океана 1,25 м). Постоянство солевого состава вод океана позволяет по содержанию в морской воде всего лишь одного химического элемента - хлора - определить общую соленость вод.

4. Замкнутость горизонтальной и вертикальной циркуляции вод связывает воедино воды океана. Именно движение вод служит основой единства природы океана. Это единство определяет непрерывность жизненной среды океана. В нем нет жестких границ, препятствующих расселению организмов, однако их распространение и расселение по тем или иным акваториям регулируются температурой, соленостью, содержанием биогенных элементов, освещенностью и

глубиной. Наиболее значителен в океане по биомассе планктон - пассивно плавающие мелкие растительные и животные организмы.

5. В Мировом океане осуществляется глобальный механизм трансформации энергии и обмена веществ. Этот механизм поддерживается неравномерным нагревом вод.

В целом, существование Мирового океана как глобального механизма состоит в поддержании собственной упорядоченности, которая проявляется в переходе вещества из одного цикла в другой, в его накоплении и дифференциации. В основе этой упорядоченности лежат циклические процессы, в которых происходит почти замкнутый круговорот массы и вещества. Именно перераспределение вещества, передача энергии из одного цикла в цикл другого масштаба и осуществляет эту упорядоченность.

4.3. Географическая характеристика Мирового океана

В основе современного подразделения Мирового океана лежит представление о морфологических, гидрологических и гидрохимических особенностях его акваторий, в большей или меньшей степени изолированных материками и островами. Границы океанов отчётливо выражены лишь береговыми линиями суши, омываемой им; внутренние границы между отдельными океанами, морями и их частями носят до некоторой степени условный характер.

Первая попытка научного деления океана принадлежит голландскому географу Бернгарду Варениусу. Он обобщил данные географических открытий XV - XVII вв. и предложил в книге «География Генеральная» (1650) очертания берегов и степень проникновения вод вглубь суши в качестве критериев разделения океанов. По этому признаку он разделил Мировой океан на пять океанов: Атлантический, Тихий, Индийский, Гиперборейский, Австралийский (Южный), а также выделил заливы и проливы. Это была первая научная классификация водных пространств Земли, которая долгое время оставалась наиболее обоснованной и удобной. Тем не менее, она не стала общепринятой.

Разные ученые вкладывали в термин „океан” различное содержание. Одни подразумевали под ним всю водную оболочку Земли, другие - межматериковые водные пространства, а третьи - полосы прибрежных вод. По этой причине общая система наименования частей океана отсутствовала до середины XIX в. В различных источниках океаны именовались неодинаково или под одним и тем же названием подразумевались различные акватории.

В 1752 г. французский географ Филипп Бюаш предложил делить открытые океаны по подводным хребтам. Он обосновал деление материков на бассейны стока по системе горных хребтов, составлявших „каркас” земной поверхности. Бюаш был убежден, что горные хребты продолжаютя на дне океана и предложил разделять океан на бассейны, окаймленные хребтами. Система хребтов, по Бюашу, позволила выделить три бассейна: «Западный океан» (Атлантический), «Индийское море» и «Великое море» (Тихий океан).

Французский ученый Ш. Кларет де Флерье (1799) предложил разделить океаническую оболочку Земли по астрономическим признакам, линиям тропиков и полярных кругов. Считая Австралию островом, он объединил водное пространство от западных берегов Америки до восточных берегов Азии и Африки в единый «Великий океан». В пределах полярных сегментов Земли, ограниченных Полярными кругами, выделились «Ледяной Арктический» и «Ледяной Антарктический» океаны. Атлантический океан с юга и севера ограничивался полярными кругами, а границы

между ним и «Великим» океаном Флерье впервые предложил провести по меридианам южных оконечностей Африки и Америки до пересечения с Южным полярным кругом. Кроме того, Флерье предложил классификацию подразделений, попытавшись упорядочить термины «океан», «море», «залив», «бухта».

Схема Флерье была широко распространена в XIX в. В состав «Великого океана» в тот период включали Тихий, Индийский и Южный океаны. Хотя иногда различали и «Антарктический» океан.

Развитие морской торговли к середине XIX в. выдвинуло на первый план обеспечение безопасности мореплавания. Поэтому активизировалось создание лодий – пособий для моряков, характеризующих условия плавания в разных районах океана. Но успешное их использование в практике судоходства было невозможно без введения единой системы деления океана и унификации их номенклатуры.

Первый шаг к этому был сделан 27 января 1845 г. в Лондоне Королевским Географическим обществом, на котором было принято деление на пять океанов по критериям Флерье - астрономическим признакам, тропикам и полярным кругам (Атлантический, Индийский, Тихий, Арктический и Антарктический), как наиболее удобное. Принятая схема предназначалась для удовлетворения потребностей флота в лодиях, и разграничение на ней было проведено условно. Границы океанов были установлены по Северному и Южному полярным кругам и меридианам южных оконечностей материков: мысам Горн, Игольный и Южный. Кроме того, тропическими кругами океаны делились на крупные районы.

Схема Географического общества Великобритании (1845) была признана большинством морских держав мира и стала первым в истории официальным международным делением Мирового океана. С момента ее создания физико-географическое районирование океана пошло по двум путям:

- гидрографическом, который заключался в совершенствовании официального деления, сохраняя практическую направленность для удовлетворения нужд судоходства;
- географическом, который диктовался развитием науки и выделением объективных в географическом отношении океанических регионов.

В 1879 г. немецкий географ Отто Крюммель предложил в качестве критерия деления открытых океанов систему поверхностных течений. Он считал океаном не просто водное пространство, заключенное между материками, а лишь акваторию, обладающую самостоятельной системой течений. Этому условию удовлетворяли лишь три океана: Атлантический, Тихий и Индийский. Поэтому он включил арктические воды в состав Атлантики как Внутреннее полярное море, а Антарктический океан разделил между тремя океанами, продолжив меридиональные границы Географического общества Великобритании до Южного полюса.

В 1897 г. О.Крюммель разделил океаны как части водной оболочки Земли сразу по нескольким критериям - по их величине, по распределению солёности, по собственным системам приливов и течений. Исходя из этих критериев он настаивал на самостоятельности лишь трех океанов: Атлантического, Тихого и Индийского.

В 1911 г. соотечественник Крюммеля Александр Зупан, соглашаясь включить Арктический океан в состав Атлантики, выступил против „ликвидации” Антарктического океана, мотивируя это отсутствием данных о его течениях. Зупан предложил новые критерии деления океана - степень влияния суши на его условия и вертикальное распределение температуры в море.

На рубеже XIX - XX вв. преобладала схема трех океанов. Ее приверженцем выступил русский океанограф Ю.М.Шокальский (1917). Настаивая на пересмотре схемы Географического общества Великобритании (1845), он предложил в качестве критериев деления океанов системы водных и воздушных течений, а также приливы (в 1939 г. добавил независимость вертикального и горизонтального распределения температуры и солености).

На I Международной Гидрографической Конференции в Лондоне (1919) было решено образовать в Монако Международное Гидрографическое Бюро (МГБ) и поручить ему разработать новую схему границ океанов. Бюро в 1923 г. представило проект нового деления Мирового океана. В нем выделялись пять океанов: Атлантический, Тихий, Индийский, Арктический и Антарктический с формальными границами между оконечностями суши. В 1928 г. МГБ выпустило первое издание официального деления Мирового океана. В нем граница Антарктического океана была установлена по южным оконечностям Африки, Австралии и Южной Америки. Поэтому расширившийся пятый океан был переименован в «Южный».

Вскоре после первого официального деления Мирового океана участились высказывания в пользу самостоятельности Северного Полярного бассейна, появившиеся после обработки советскими учеными данных исследований Арктики по программам 2-го Международного полярного года (1932 - 1933) и экспедиций на судах «Литке», «Персей» и «Садко» (1934 - 1935).

Итогом стало принятие в 1935 г. Постановления ЦИК СССР, которым за Арктическим бассейном было закреплено название «Северный Ледовитый океан», данное ему в XIX в. адмиралом Ф.Литке. Постановление ЦИК утвердило для СССР деление на четыре океана: Атлантический, Тихий, Индийский и Северный Ледовитый. Впервые регламентировались границы и номенклатура прилегающих к СССР арктических морей и проливов. В Северном Ледовитом океане были выделены Баренцево, Печорское, Белое, Карское, Лаптевых (это название предложил Шокальский (1913)), Восточно-Сибирское и Чукотское моря. Вскоре установленные СССР границы арктических морей были утверждены МГБ как международные.

В 1937 г. МГБ было опубликовано второе издание официальных границ океанов и морей. В него были введены границы и номенклатура морей Арктики, принятые по Постановлению ЦИК СССР (1935), с тем отличием, что Баренцево, Белое, Карское и Гренландское моря, по-прежнему оставались в составе Атлантического океана. Были разграничены моря Гренландско-Канадского сектора Арктики.

В 1939 г. Главное командование германского флота издало пособие «Границы океанов и их окраинных морей», в котором немецкий океанограф Г. Вюст на основе морфологического принципа разделил океан на три океана (Индийский, Тихий и Атлантический). Арктический океан включался в состав Атлантики как «Северное Полярное море». Южный океан был разделен между тремя океанами, причем у южной оконечности Южной Америки граница была проведена по прямой линии от мыса Горн до о. Кинг Джордж в Антарктиде. В нем были выделены три Южно-Полярных моря, ограниченных параллелью 55° ю. ш. Все остальные границы были размечены по очертаниям берегов, подводным хребтам и банкам.

Последней перед Второй Мировой войной попыткой решения вопроса о физико-географическом районировании Мирового океана стала работа советских ученых Зубова и Эверлинга, проведенная при подготовке «Большого советского атласа мира». Критерием границ Зубов и Эверлинг избрали рельеф дна. Кроме того, они попытались связать морфологические данные с гидрометеорологическим

режимом выделяемых подразделений. Но проведение границ по рельефу дна не обеспечило выделения географически правильных подразделений, что признавали сами авторы.

На VI Гидрографической Конференции (1952) было отменено выделение Арктического и Южного океанов. Но отрицание самостоятельности первого встретило возражения советских ученых. Поэтому в 3-ем издании «Границ океанов и морей» МГБ (1953) было сохранено деление на четыре океана (Атлантический, Тихий, Индийский и Арктический).

В СССР важный шаг в разработке районирования Мирового океана был связан с созданием в 1950-1963 гг. «Морского атласа». А. М. Муромцевым (1951) для II тома «Морского атласа» была составлена схема районирования Мирового океана, основанная на новом критерии - однородности гидрометеорологического режима выделяемых подразделений. Признаками отдельного океана Муромцев считал самостоятельность систем циркуляции атмосферы, поверхностных и глубинных течений и, как следствие, горизонтального и вертикального распределения температуры и солености воды.

Перечисленным критериям, по мнению Муромцева, соответствовали четыре океана (Атлантический, Тихий, Индийский и Северный Ледовитый). Существование Южного океана Муромцев отрицал. Важным нововведением работы Муромцева являлось соблюдение принципа единства режима подразделений. Исходя из этого, А. М. Муромцев исправил ошибку Зубова и Эверлинга (1940), отнеся к Северному Ледовитому океану все акватории, характеризующиеся арктическим режимом - отрицательной температурой на поверхности, малой соленостью, большой ледовитостью и постоянной отрицательной температурой глубинных и придонных вод.

Обоснованные А. М. Муромцевым (1951) границы океанов были официально утверждены в СССР в 1960 г. в советском пособии «Границы океанов и морей». С этого момента все советские карты, атласы, лоции стали создаваться в соответствии с этим пособием. Оно предусматривало выделение четырех океанов (Атлантического, Тихого, Индийского и Северного Ледовитого). Границы арктических морей размечались в соответствии с Постановлением ЦИК СССР (1935), а границы остальных морей - по 3- му изданию МГБ (1953). Главное его отличие от схемы МГБ (1953): Норвежское и Гренландское моря отнесены к Северному Ледовитому океану.

В 1954 г. гидрограф ВМС США Фрэнсис Эллиот разработал схему районирования океана на основе температуры и солености водных масс, а в 1957 г. немецкий океанограф Гюнтер Дитрих предложил схему районирования Мирового океана по морским течениям.

Попытка изменить советскую систему деления Мирового океана была связана с исследованиями южных полярных вод по программам Международного геофизического года (МГГ) (1957-1958 гг.) и Международного геофизического сотрудничества (МГС) (1958-1963 гг.). В результате этих исследований сложилось мнение о природной специфичности южного океанического кольца. На этом основании в 1966 г. при составлении I тома «Атласа Антарктики» Географическим обществом СССР было принято решение о восстановлении Южного океана. С научной точки зрения его северной границей считается субтропическая конвергенция - зона схождения теплых субтропических и холодных субантарктических вод, проходящая по 40 - 45° ю. ш. и оконтуривающая Антарктическое циркумполярное течение. Но поскольку в океане проследить раздел водных масс достаточно сложно, редколлегия «Атласа Антарктики» предложила утвердить в качестве северной

границы Южного океана линию, проходящую через точки суши, максимально приближенные к субтропической конвергенции.

В 1966 г. восстановление Южного океана в границах «Атласа Антарктики» было поддержано II Международным Океанографическим Конгрессом.

Тем не менее, это решение было признано не всеми учеными. В настоящее время в западной литературе встречаются схемы трех, пяти и семи океанов.

Разделение на три океана предусматривает «Океанографический атлас» (1968) Дитриха и Ульриха. Арктический океан в нем включается в состав Атлантического как «Северное Полярное море», а Норвежское и Гренландское моря объединяются в одно «Европейское Северное (Полярное) море» в составе Атлантики.

В 2000 г. решение о восстановлении Южного океана было принято МГБ и утверждено XVI Гидрографической Конференцией. В 4-ом издании «Границ» МГБ его северной границей принята параллель 60⁰ ю.ш., соответствующая границе по Договору об Антарктике (1959).

В Испании применяется деление на четыре океана (Атлантический, Тихий, Индийский и Южный, без Арктического), а для океанографии США характерна схема семи океанов. К ее возникновению привело распространившееся с середины XIX в. среди картографов разделение Тихого океана, по примеру Атлантического, экватором на северную и южную части. Получившиеся в результате из схемы Географического общества Великобритании (1845) семь океанов (Арктический, Северный Атлантический, Южный Атлантический, Северный Тихий, Южный Тихий, Индийский и Антарктический) стали ассоциироваться со старинным поэтическим термином «семь морей», восходящим к средневековой арабской географии.

Изначально этот термин обозначал акватории, известные арабам в XV в. Турецкий картограф XVI в. Пири Рейс именовал «семью морями» Южно-Китайское море, Бенгальский залив, Аравийское море, Персидский залив, Красное, Средиземное моря и Атлантический океан. В Европу термин «семь морей» проник с переводом стихов персидского поэта XII в. Омара Хайяма. Но особенно широкое распространение он получил в англоязычных странах после выхода книги «Семь морей» (1897) Редьярда Киплинга. В силу традиции схемы семи морей до сих пор придерживаются англоязычные океанографы.

Сохраняются сторонники и деления на два океана. Например, в «Оксфордском Словаре английского языка» (1989) содержится утверждение, что Тихий, Индийский и Антарктический океаны образуют единую акваторию, а Атлантический и Арктический представляют собой не более, чем ее вытянутое к северу продолжение.

Не преодолены и разночтения в названиях океанов и морей. В 1963 и 1966 гг. о своем намерении переименовать Индийский океан в «Индонезийский» заявляла Индонезия.

Характер дипломатического конфликта принял обострившийся в 2005 г. спор между Южной Кореей и Японией по поводу названия разделяющего их моря. Южная Корея настаивает на официальной замене названия «Японское море» на «Восточное море», что вызывает противодействие Японии, требующей от МГБ сохранить в новой редакции «Границ океанов и морей» прежнее название.

В Мексике Калифорнийский залив часто называют «Морем Кортеса», в Германии Балтийское море - «Восточным морем», во Франции Карибское море - «Антильским морем», Аравийское - «Оманским», Бискайский залив - «Гасконским».

Разработка однозначного официального подразделения Мирового океана в значительной степени лежит в юридической плоскости, будучи связана со многими историческими и государственными традициями. Поэтому очевидно, что единство

международного подразделения и номенклатуры океанов должно быть достигнуто путем переговоров всех заинтересованных государств. При этом для удобства практического мореплавания предпочтительнее, чтобы границы, проводимые между приметными точками суши, были по возможности прямыми и короткими. В то же время объективное различие целей не противоречит существованию связей между официальным и научным направлениями деления океана, в которых официальное подразделение должно играть подчиненную роль и в большей степени опираться на выводы океанографической науки.

В Украине принято деление Мирового океана на четыре океана: Северный Ледовитый, Атлантический, Тихий и Индийский.

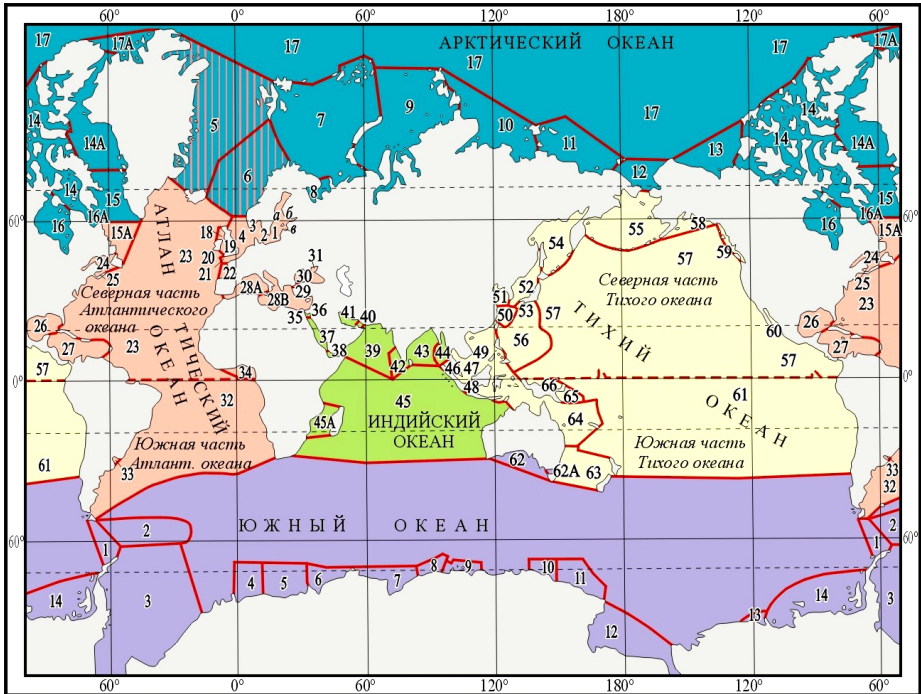


Рис. 1. Границы океанов и морей МГБ (1953) с добавлением Южного океана по «Атласу Антарктики» (1966)

Южный океан, под которым подразумевается водное пространство, окружающее Антарктический материк, как самостоятельный океан не выделяется, хотя как пятый океан он был признан Географическим обществом СССР еще в 1966 году.

Главная особенность Южного океана - Антарктическое циркумполярное течение (АЦТ), которое распространяется по всей толще вод и формирует специфические черты океанологического режима, а также климат, состав и распределение фауны и флоры. Южная граница океана - берег Антарктиды, северная - пространственно изменяющаяся по сезонам зона субтропической конвергенции, проходящая примерно по 40° ю.ш. Ее среднее положение близко подходит к южным конечностям Южной Америки, Африки, Австралии (рис. 1).

Площадь Южного океана равна 36 млн. км², средняя глубина 3503 м, максимальная 8325 м (Южно-Сандвичев желоб).

Основные морфометрические характеристики океанов приведены в табл. 2.

Площадь Тихого океана составляет почти половину всей площади Мирового океана и превышает поверхность всех материков и островов Земли.

Северный Ледовитый океан по своему географическому положению, морфометрическим характеристикам и особенностям природных условий существенно отличается от остальных океанов. Он единственный из океанов целиком расположен в полярной зоне, а своеобразие термического, соленостного и ледового режимов дали основание для выделения этого бассейна в отдельный Северный Ледовитый океан.

Часть океана, ограниченная берегами материков, островами и повышениями дна (порогами), называется морем. Площадь морей составляет около 10% всей площади Мирового океана, а объем воды в морях не превышает 3% объема вод Мирового океана.

По своему расположению моря делятся на средиземные, окраинные, межостровные и внутренние.

Средиземные моря обычно глубоко вдаются в сушу и с океанами соединены одним или несколькими сравнительно узкими проливами. В свою очередь, средиземные моря подразделяют на **межматериковые** (Средиземное, Красное) и **внутриматериковые** (Балтийское, Белое, Черное). Поскольку водообмен средиземных морей с океаном невелик, гидрологический режим их значительно отличается от режима прилегающей части океана.

Окраинные моря сравнительно неглубоко вдаются в сушу и отделены от океана полуостровами, грядами островов или порогами (Карское, Восточно-Сибирское, Охотское, Японское). Эти моря обычно слабо расчленены, водообмен с океаном у них больше, чем у средиземных морей, а гидрологический режим ближе к режиму прилегающей части океана.

Таблица 2

Основные морфометрические характеристики океанов

Океаны	Площадь, млн. км ²	% от площади Мирового океана	Объем, млн. км ³	Средняя глубина, м	Наибольшая глубина, м
Тихий	178.68	49.46	710.36	3976	11022 (Марианский желоб)
Атлантический	91.66	25.37	329.66	3597	8742 (желоб Пуэрто-Рико)
Индийский	76.17	21.09	282.65	3711	7209 (Зондский желоб)
Северный Ледовитый	14.75	4.08	18.07	1225	5527 (Гренландское море)
Мировой	361.26	100.00	1340.74	3711	11022 (Марианский желоб)

Границами **межостровных морей** являются острова и поднятия дна (Яванское, Молуккское, Сулу).

Внутренние моря (озера) не имеют связи с океаном. К ним относятся Каспийское и Аральское моря.

В зависимости от средней глубины моря моря делят на **мелководные и глубоководные**.

В мелководных морях (Балеарское, Северное, Желтое, моря Арктики) глубина не превышает нескольких сотен метров и они обычно расположены в пределах шельфа.

Глубоководные моря имеют глубину до нескольких тысяч метров (Черное, Охотское, Карибское). Образование этих морей связано со значительными вертикальными движениями земной коры.

Помимо морей, выделяют **заливы**, т. е. части океана или моря, вдающиеся в сушу, но не отделенные от нее островами или поднятиями дна. В зависимости от происхождения, формы, строения берегов заливы имеют различные названия: залив, бухта, фиорд, губа, лиман, лагуна. По своим размерам некоторые океанские заливы (Бискайский, Мексиканский, Гудзонов) часто превосходят моря.

Выделение отдельных частей Мирового океана в ряде случаев является чисто условным и исторически сложившимся. Ряд районов Мирового океана, имеющих одинаковую обособленность и своеобразные черты гидрологического режима, в одних случаях называются морями, в других - заливами. Поэтому в зарубежной литературе можно встретить несколько иное деление Мирового океана не только на отдельные океаны, но и на более мелкие части.

4.4. Строение океанической коры и основные элементы рельефа дна

Земной корой называют внешнюю твердую оболочку Земли, ограниченную снизу поверхностью Мохоровичича, или Мохо, которая выделяется по резкому возрастанию скорости упругих волн при их прохождении от поверхности Земли в ее глубины.

Ниже поверхности Мохоровичича расположена следующая твердая оболочка - **верхняя мантия**. Самая верхняя часть мантии вместе с земной корой представляет собой жесткую и хрупкую твердую оболочку Земли - **литосферу**. Ее подстилают более пластичные и податливые к деформации, менее вязкие слои мантии - **астеносфера**. В ней температура близка к точке плавления вещества мантии, но вследствие большого давления вещество не расплавляется, а находится в аморфном состоянии и может течь, оставаясь твердым, подобно леднику в горах. Именно астеносфера является тем пластичным слоем, по которому плавают отдельные глыбы литосферы.

Толщина земной коры на материках составляет около 30-40 км, под горными хребтами она увеличивается до 80 км (материковый тип земной коры). Под глубоководной частью океанов толщина земной коры 5-15 км (океанический тип земной коры). В среднем подошва земной коры (поверхность Мохоровичича) залегает под материками на глубине 35 км, а под океанами - на глубине 7 км, т. е. океаническая земная кора примерно в пять раз тоньше материковой.

Помимо различий в толщине, имеются различия в строении земной коры материкового и океанического типов.

Материковая земная кора состоит из трех слоев: верхнего - осадочного, распространяющегося в среднем до глубины 5 км; среднего гранитного (название обусловлено тем, что скорость сейсмических волн в нем такая же, как в граните) со средней толщиной 10-15 км; нижнего - базальтового, толщиной около 15 км.

Океаническая земная кора состоит также из трех слоев: верхнего - осадочного до глубины 1 км; среднего с малоизвестным составом, залегающего на глубинах от 1 до 2,5 км; нижнего - базальтового с толщиной около 5 км.

Граница между материковым и океаническим типами земной коры проходит в среднем на глубине 2000 м. Именно здесь происходит выклинивание и исчезновение гранитного слоя. Материковая кора составляет около 20% площади дна Мирового океана, т. е. в целом материковая земная кора покрывает 44% поверхности земного шара, океаническая - 56%.

Однако граница между материковым и океаническим типами земной коры не везде четко выражена. Для переходных зон (окраинных морей, островных дуг и глубоководных желобов западной части Тихого океана) характерен постепенный переход от земной коры океанического типа к материковому. Здесь к краю материка примыкает котловина окраинного моря (Берингова, Охотского, Японского, Южно-Китайского), земная кора которой близка к океанической, т. е. гранитный слой отсутствует, но осадочный слой настолько развит, что общая толщина земной коры в котловинах таких морей может составлять 15-20 км. Это так называемый **субокеанический тип земной коры**. Земная кора в районах островных дуг переходных зон близка по строению и толщине к материковому типу и называется **субматериковой земной корой**. В переходных зонах можно встретить и типично океаническую кору (дно Филиппинского желоба), и типично материковую (Японские острова). Переходные зоны характеризуются высокой сейсмичностью и большой контрастностью рельефа: вершины островных дуг поднимаются до 3-4 тыс. м над уровнем моря, а глубина моря в желобах может достигать 11 тыс. м. Это свидетельствует об интенсивности тектонических движений в переходных зонах, характерных для геосинклинальных областей, поэтому **субматериковый и субокеанический типы земной коры** переходных зон еще называют **геосинклинальным**.

В пределах океанической земной коры выделяют еще один тип - **рифтогенальный**, характерный для зон срединно-океанических хребтов. **Срединно-океанические хребты** - планетарные горные сооружения, образующие единую систему поднятий во всех океанах. В Атлантическом и Индийском, где их открыли впервые, они действительно располагаются по середине океанов. Общая протяженность этой горной системы 65 тыс. км, а с ответвлениями - до 80 тыс. км. Ширина хребтов - от нескольких сотен до 1,5 тыс. км, а в отдельных районах (Южно- и Восточно-Тихоокеанское поднятия) до 4 тыс. км. Высота хребтов над поверхностью океанических котловин в среднем 2-3 км, а отдельные вулканические конусы поднимаются над уровнем моря (острова Вознесения и Буве в Атлантическом океане, остров Пасхи в Тихом океане). Главным элементом рельефа срединно-океанических хребтов является **рифт или рифтовая долина** в осевой части хребта. Перпендикулярно простиранию хребтов располагаются глубокие разломы, которые являются отличительной чертой подводного рельефа.

Осадочный покров на дне осевых рифтовых долин практически отсутствует, причем по мере удаления от оси хребта толщина осадочного слоя возрастает. Рифтовые долины согласно гипотезы неомобилизма трактуются как зоны **спрединга**, в которых происходит образование океанического дна и раздвигание литосферных плит. О своеобразии строения океанической земной коры рифтогенального типа свидетельствуют ее высокая сейсмическая активность, большие значения теплового потока, поступающего из недр Земли к поверхности, аномалии геофизических характеристик.

Таким образом, в пределах Мирового океана земная кора представлена **материковым и океаническим, геосинклинальным (субматериковым и субокеаническим) и рифтогенальным типами**.

Наглядное представление о характере распределения высот суши и глубин океанского дна дает *гипсографическая кривая* (рис. 2). Она отражает соотношение площадей твердой оболочки Земли с различной высотой на суше и с различной глубиной в море. С помощью кривой вычислены средние значения суши (840 м) и средней глубины моря (-3880 м). Если не принимать во внимание горные области и глубоководные впадины, занимающие относительно небольшую площадь, то на гипсографической кривой отчетливо выделяются два преобладающих уровня: уровень материковой платформы высотой примерно 1000 м и уровень океанического ложа с отметками от -2000 до -6000 м. Соединяющая их переходная зона представляет собой относительно резкий уступ и называется материковым склоном. Таким образом, естественной границей, разделяющей океан и континенты, является не видимая береговая линия, а внешняя граница склона.

В пределах океанической части гипсографической (*батиграфической*) кривой выделяются четыре основные ступени рельефа дна: материковая отмель или шельф (0-200 м), материковый склон (200-2000 м), ложе океана (2000-6000 м) и глубоководные впадины (6000-11000 м).

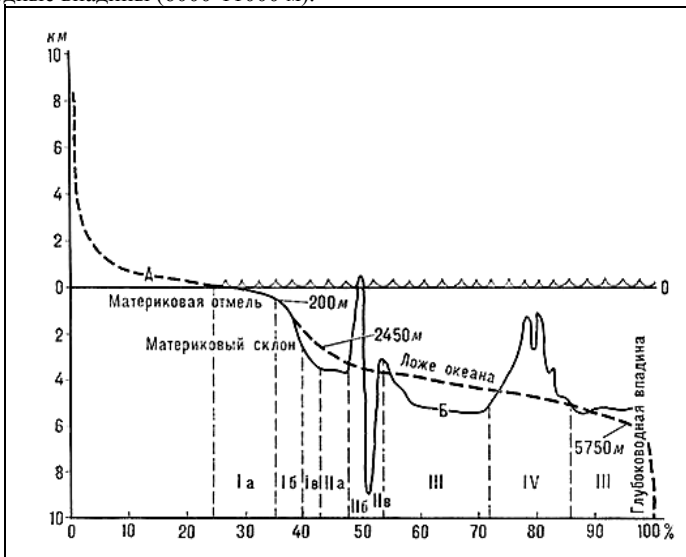


Рис. 2. Гипсографическая кривая (А) и обобщённый профиль дна океана (Б). (I - подводная окраина материков, II - переходная зона, III - ложе океана, IV - срединно-океанические хребты).

Шельф (материковая отмель) – подводное продолжение материка. Это область материковой земной коры, для которой в целом характерен равнинный рельеф со следами затопленных речных долин, четвертичного оледенения, древних береговых линий.

Внешней границей шельфа является *бровка* - резкий перегиб дна, за пределами которого начинается материковый склон. Средняя глубина бровки шельфа 130 м, однако в конкретных случаях глубина ее может меняться. Ширина шельфа изменяется в очень большом диапазоне: от нуля (в ряде районов африканского побережья) до тысячи километров (у северного побережья Азии). В целом шельф занимает около 7%

площади Мирового океана.

Являясь продолжением материков, близким с ним по геологическому строению, и располагаясь на доступных глубинах, шельф представляет интерес с точки зрения поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Происхождение шельфа обычно связывают с эвстатическими колебаниями уровня вод Мирового океана, обусловленными глобальными изменениями климата. Так, во время четвертичного оледенения значительное количество воды было сосредоточено в покровных и плавающих льдах, при этом уровень океана был ниже на 100-150 м.

Реконструкция климата и связанных с ним изменений уровня океана свидетельствует о том, что в течение всего фанерозоя (560 млн лет) не прекращались эвстатические колебания, а в отдельные периоды уровень Мирового океана повышался на 300-350 м относительно его современного положения. При этом значительные участки суши (до 60% площади континентов) оказывались затопленными.

В последние годы возможные изменения уровня Мирового океана связываются не только с природными, но и антропогенными факторами. В соответствии с одним из таких прогнозов, разогрев атмосферы за счет повышения содержания CO₂ приведет в 2100 г. к полному таянию ледников и повышению уровня вод Мирового океана на 60-80 м. При этом под водой окажутся низменные области суши, многие крупные города, распложенные на берегу океана.

Материковый склон - область от бровки шельфа до материкового подножия, т. е. до перехода склона к более плоскому ложу океана. Средний угол наклона материкового склона около 6°, но нередко крутизна склона может увеличиваться до 20-30°, а в отдельных случаях возможны почти отвесные уступы. Ширина материкового склона из-за крутого падения обычно невелика - около 100 км. Рельеф материкового склона характеризуется большой сложностью и разнообразием, но наиболее характерной его формой являются **подводные каньоны**. Это узкие желоба, имеющие большой угол падения по продольному профилю и крутые склоны. Вершины подводных каньонов нередко врезаются в бровку шельфа, а устья их достигают материкового подножия, где в таких случаях наблюдаются конусы выноса рыхлого осадочного материала.

Материковое подножие - третий элемент рельефа дна океана, находящийся в пределах материковой земной коры. Материковое подножие представляет собой обширную наклонную равнину, образованную осадочными породами толщиной до 3,5 км. Ширина этой слегка всхолмленной равнины может достигать сотен километров, а площадь близка к площадям шельфа и материкового склона.

Ложе океана - наиболее глубокая часть дна океана, занимающая более 2/3 всей площади Мирового океана. Преобладающие глубины ложа океана колеблются от 4 до 6 км, а рельеф дна наиболее спокойный. Основными элементами рельефа ложа океана являются океанские котловины, срединно-океанические хребты и океанические поднятия.

Океанические котловины - обширные понижения дна Мирового океана с глубинами около 5 км. Выровненную поверхность дна котловин называют **абиссальными равнинами**, и она обусловлена накоплением осадочного материала, приносимого с суши. Абиссальные равнины в Мировом океане занимают около 8% ложа океана.

Срединно-океанические хребты - тектонически активные зоны в океане, в которых происходит новообразование земной коры. Они сложены базальтовыми породами, образовавшимися в результате поступления из недр Земли вещества

верхней мантии. Это обусловило своеобразие земной коры срединно-океанических хребтов и выделение ее в рифтогенальный тип.

Океанические поднятия - крупные положительные формы рельефа ложа океана, не связанные со срединно-океаническими хребтами. Они расположены в пределах океанического типа земной коры и отличаются большими горизонтальными и вертикальными размерами.

В глубоководной части океана обнаружены отдельно стоящие подводные горы вулканического происхождения. Подводные горы с плоскими вершинами, расположенные на глубине более 200 м, называют **гайотами**.

Глубоководные впадины (желоба) - зоны самых больших глубин Мирового океана, превышающих 6000 м. Основная часть этих впадин приурочена к периферии Тихого океана и генетически связана с зонами, в которых происходит "столкновение" литосферных плит. Это столкновение сопровождается субдукцией (поддвижением) океанической плиты под континентальную, т.е. в этих зонах происходит поглощение океанической коры и ее постепенное преобразование в континентальную кору. У основания зон субдукции образуются глубоководные желоба. Самой глубокой впадиной является Марианский желоб, открытый в 1954 году научно-исследовательским судном "Витязь". Его глубина составляет 11022 м. Желоба имеют значительные горизонтальные размеры: сотни километров в длину и десятки в ширину. В Мировом океане обнаружено около 30 глубоководных желобов.

Желоба, глубины которых превышают 9000 м, приведены в табл. 3. Все они расположены в Тихом океане.

Таблица 3

Желоба Мирового океана с глубинами более 9000 м

Желоб	Глубина, м	Желоб	Глубина, м
Марианский	11022	Кермадек	10047
Тонга	10882	Идзу-Бонинский	9310
Курило-Камчатский	10542	Волкано	9156
Филиппинский	10265	Бугенвиль	9140

5. Строение и химический состав морской воды

5.1. Молекулярное строение воды и ее аномалии

"Начало всего есть вода", - справедливо отмечал Фалес из Милета в VI веке до н.э. Действительно вода - одно из самых уникальных веществ на Земле. Внешне вода кажется достаточно простой, в связи с чем долгое время считалась неделимым элементом. В XVII веке Х.Гюйгенс (Голландия) предложил принять температуру кипения воды и таяния льда за опорные точки шкалы температур. В 1766 году Г. Кавендиш (Англия) и затем в 1783 году А. Лавуазье (Франция) показали, что вода не простой химический элемент, а соединение водорода и кислорода в определенной пропорции. А.Лавуазье вывел её формулу – H_2O . После этого открытия химический элемент, обозначаемый как H, получил название "водород" (hydrogen - от греч. hydro genes), которое можно истолковать как "порождающий воду".

Вода - исключительное природное соединение. Необыкновенность воды заключается в наличии у ней многих аномальных свойств. Почти все физико-химические свойства воды - исключение в природе, и только благодаря этим аномалиям воды возможна жизнь на нашей планете, по крайней мере в той форме, в

которой она существует.

Многие физико-химические свойства воды обусловлены строением молекулы, которое создает вокруг нее специфическое электромагнитное поле, ориентирует молекулы воды относительно друг друга и связывает их.

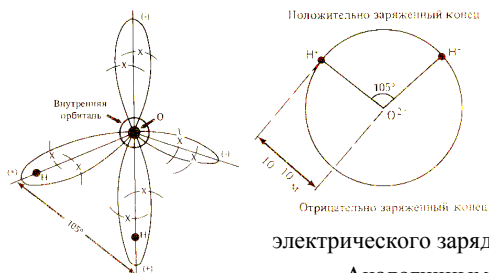
В молекуле воды H_2O два атома водорода H тесно связаны с одним атомом кислорода O . Молекулярная масса воды 18, из них 16 единиц дает кислород, а 2 - водород. Размер молекулы определяется средним расстоянием между ядрами O и H и составляет примерно 0,1 нм (10^{-10} м).

Атомы кислорода и атомы водорода ведут себя не как отдельные объекты. Каждый из них стремится соединиться с другими атомами. O и H состоят из ядер, содержащих плотно упакованные нейтроны и протоны, и обращающихся вокруг них электронов. Именно расположение электронов на внешних оболочках (орбиталях) атома определяет, как этот атом взаимодействует с другими атомами. Атом кислорода содержит 8 электронов, атом водорода только 1.

Представить себе, как соединяются в пространстве атомы кислорода и водорода, можно следующим образом. Центральное место занимает тяжелое ядро атома кислорода: два его электрона образуют тесно связанную пару на внутренней оболочке, а остальные шесть электронов занимают внешнюю оболочку (рис. 3). В соответствии с правилами заполнения электронных оболочек она более устойчива, когда заполнена восемью электронами; поэтому атому кислорода не хватает двух электронов для того, чтобы находиться в наиболее предпочтительном для себя состоянии. Каждый атом водорода также нуждается в одном электроне, который мог бы составить пару его единственному электрону.

Соединяясь, два атома водорода и один атом кислорода передают друг другу свои электроны, образуя весьма устойчивую молекулу; иными словами, образующаяся молекула с общими электронами идеально удовлетворяет правилу заполнения электронных оболочек. Такая молекула основана на наличии водородных связей. Эти связи не химической природы. Они легко разрушаются и быстро восстанавливаются, что делает структуру воды исключительно изменчивой.

Хотя передача электронов дает физически устойчивую молекулу, электрическое поле вокруг нее оказывается неоднородным. Если, находясь в атоме водорода, его электрон нейтрализует положительно заряженный протон в ядре, то в молекуле воды он часть своего времени находится в оболочке атома кислорода. В результате вблизи ядер атомов водорода возникают положительные заряды.



результате вблизи ядер атомов водорода возникают положительные заряды.

Рис.3. Молекула воды: ● - ядро атома кислорода O или водорода H , x - электрон, общий для атомов кислорода и водорода, (+) и (-) области результирующего электрического заряда в молекуле

Аналогичным образом у кислородного конца молекулы должен существовать отрицательный заряд. Расположенные по разные стороны заряды образуют так называемый электрический диполь. С ним связаны многие уникальные свойства воды. Например, если поместить воду во внешнее электрическое поле, молекулы воды выстроятся так, что их дипольные моменты будут ориентированы вдоль поля; этим объясняется то, что вода обладает большой

диэлектрической проницаемостью - 80 единицам (например, диэлектрическая проницаемость воздуха равна всего 1). Следовательно, в воде два любых заряда притягиваются друг к другу в 80 раз слабее, чем в воздухе. Благодаря этому вода является исключительно сильным растворителем.

До 30-х годов прошлого века считалось, что все вещества, в том числе кислород и водород, представляют собой простые химические элементы или их соединения. Однако простые химические элементы на самом деле представляют смесь нескольких элементов - изотопов, обладающих близкими атомными весами, т. е. массами ядер. Различие ядер по массам, а, следовательно, и по физическим свойствам объясняется тем, что при одном и том же числе протонов ядра имеют разное число нейтронов.

В настоящее время установлено пять изотопов водорода. Из них наиболее существенное значение имеют первые два: изотоп H^1 с массовым числом 1, равным числу протонов, который называют легким водородом, и изотоп $H^2 = D$ с массовым числом 2, равным сумме протона и нейтрона, названный дейтерием.

Кислород также имеет несколько изотопов, основными из которых являются O^{16} с массовым числом 16, равным сумме 8 протонов и 8 нейтронов, O^{17} с массовым числом 17 (8 протонов + 9 нейтронов) и O^{18} с массовым числом 18 (8 протонов + 10 нейтронов). Таким образом, в природе кислород представляет смесь различных атомов в соотношении $O^{16}:O^{17}:O^{18} = 3150 : 5 : 1$.

В воде встречаются различные комбинации изотопов кислорода и водорода. Основная масса воды состоит из молекул чистой воды H_2O и составляет 99,73% всего объема воды. Остальной объем воды приходится на молекулярные соединения изотопов водорода H^2 и кислорода O^{17} , O^{18} в различных сочетаниях. Вода, в состав которой входит изотоп водорода дейтерий, называется *тяжелой водой* D_2O . По физическим свойствам тяжелая вода отличается от обычной. Химические реакции с тяжелой водой протекают медленнее, чем с обычной водой.

Таким образом, за химической формулой H_2O скрывается вещество, обладающее уникальной структурой и многими аномальными свойствами.

Наиболее важные из аномалий воды следующие:

1. Аномалия плотности. Плотность большинства веществ - жидкостей, кристаллов и газов - при нагревании уменьшается, а при охлаждении увеличивается, вплоть до процесса кристаллизации или конденсации. Плотность воды при охлаждении от 100 до 4°C возрастает, однако, достигнув максимального значения при температуре 4°C, плотность при дальнейшем охлаждении воды начинает уменьшаться. Другими словами, максимальная плотность воды ($1,00 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$) наблюдается при температуре 4°C, а не при температуре замерзания 0°C.

2. Аномалия изменения объема при замерзании. Замерзание воды сопровождается скачкообразным уменьшением плотности почти на 10% и плотность пресного льда равна $0,9 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$. Плотность большинства других тел, кроме висмута и галлия, увеличивается при переходе из жидкого состояния в твердое. При замерзании вода увеличивает свой объем почти на 10%. В связи с этим лед занимает больший объем, чем жидкая вода, и держится на ее поверхности.

3. Аномалия удельной теплоемкости. Теплоемкость воды аномально высока. Она в 3100 раз больше, чем у воздуха, в 4 раза больше, чем у горных пород. Чтобы нагреть определенное количество воды на один градус, необходимо затратить больше энергии, чем при нагреве других жидкостей, - по крайней мере вдвое по отношению к простым веществам. Из этого вытекает уникальная способность воды сохранять

тепло. Подавляющее большинство других веществ таким свойством не обладают. Кроме того при плавлении льда (0°C) отмечается увеличение удельной теплоемкости с $0,49$ в твердой фазе до $1,009$ кал/(г·град) в жидкой. Затем теплоемкость воды до температуры около 37°C уменьшается и только после этого начинает увеличиваться. Вода единственное вещество на Земле (кроме ртути), для которого зависимость удельной теплоемкости от температуры имеет минимум. Из-за того, что удельная теплоемкость воды имеет этот минимум около 37°C , нормальная температура человеческого тела, состоящего на две трети из воды, находится в диапазоне температур $36-38^{\circ}\text{C}$.

4. Аномалия теплоты плавления. Вода обладает высокой удельной теплотой плавления. Теплота плавления льда равна $79,7$ кал·г⁻¹, т. е. вода и лед при 0°C отличаются по содержанию скрытой энергии почти на 80 калорий. Воду очень трудно заморозить, а лед - растопить. Благодаря этому климат на Земле в целом достаточно стабилен и мягок.

5. Аномалия скрытой теплоты парообразования. Скрытая теплота парообразования очень велика - 539 кал·г⁻¹ при температуре 100°C . Для испарения единичного объема воды, нагретого до 100°C требуется в $5,5$ раз больше тепла, чем для нагрева её от 0° до 100°C . Из-за того, что огромное количество тепла принадлежит воде в парообразной фазе, перенос пара в атмосфере играет определяющую роль в переносе в полярные районы избытка тепла, образующегося при поглощении солнечного тепла в тропиках.

6. Аномалия диэлектрической постоянной. Диэлектрическая постоянная воды при 20°C равна 81 единице, а у большинства других веществ она находится в пределах от 2 до 3 единиц. Прямым следствием такой большой диэлектрической постоянной, с химической точки зрения, является сильное ионизирующее свойство воды (расщепление растворенных веществ на ионы) и параллельная ей большая способность к растворению различных веществ.

7. Аномалия коэффициента преломления света. Коэффициент преломления света в воде 1.34 . По волновой теории света он должен быть равным 9 .

5.2. Химический состав морской воды

Вода как растворитель обладает свойством растворять различные вещества. Растворяющая способность воды определяется ее диэлектрической проницаемостью. Как уже указывалось, при комнатной температуре диэлектрическая проницаемость воды равна 81 . Это значит, что два противоположных электрических заряда взаимно притягиваются в воде, с силой, равной $1/81$ силы их взаимодействия в воздухе. Таким образом, отделение ионов от кристалла какой-либо соли в воде в 81 раз легче, чем в воздухе.

Если воде дать достаточно времени, она может растворить практически любое твердое вещество. Из-за уникальной растворяющей способности воды до сих пор не удалось получить химически чистую воду - она всегда содержит растворенный материал сосуда. Поэтому в природе не встречается химически чистая вода.

Морская вода отличается от вод суши более богатым качественным составом растворенных в ней веществ, и поэтому все ее свойства оказываются отличными от свойств пресной воды.

Особенностью морской воды как раствора является то, что она представляет слабый и поэтому полностью ионизированный раствор, содержащий большое количество частиц. Размеры растворенных в морской воде частиц весьма разнообразны. Поэтому морская вода может в отдельных случаях вести себя как

молекулярный или кристаллоидный раствор, когда размеры растворенных частиц меньше 10^{-7} см. При увеличении размеров растворенных неорганических и органических веществ она приближается к коллоидным, а вблизи побережий к мутным растворам. В таких растворах происходит постепенное соединение растворенных веществ и осаждение вследствие увеличения их веса.

По массе в воде содержится 11,19 % водорода и 88,81 % кислорода. Однако в морской воде растворены почти все химические элементы таблицы Менделеева. Концентрация некоторых из них столь мала, что их присутствие обнаруживается только в морских организмах, аккумулирующих эти элементы из морской воды. Кроме них в морской воде растворены некоторые газы: кислород, азот, аргон, углекислота, сероводород и некоторое количество органического вещества океанического и материкового происхождения.

Весь химический состав морской воды можно подразделить на 5 групп:

1) главные ионы (11 ионов - хлор, натрий, сульфат, магний, кальций, калий, бикарбонат, бром, барит, стронций, фтор), которые составляют 99,98% массы всех растворенных веществ;

2) растворенные газы (O_2 , N_2 , CO_2 , H_2S , Ar и другие инертные газы), при этом соотношение в воде O_2 : N_2 = 1 : 2 (что было установлено еще А.Лавуазье в 1783 г.), а не 1 : 4, как в воздухе;

3) биогенные элементы (C, H, N, P, Si, Fe, Mn) и их соединения, из которых состоят морские организмы;

4) группа микроэлементов с концентрацией меньше 1×10^{-6} ;

5) органические вещества.

Среднее количество растворенных в водах Мирового океана твердых веществ составляет около 3.5% по весу и лишь в отдельных морях и заливах, соединенных с океаном, может достигать 4.1% (Красное море, Персидский залив). Больше всего в морской воде содержится хлора - 1.94%, т. е. более 55% всех растворенных в воде твердых веществ. Затем следуют натрий - 1.08%, магний - 0.13%, кальций - 0.04%, калий - 0.04% (табл. 4).

Таблица 4

Состав природных вод (% по массе)

<i>Морская вода</i>				<i>Речная вода</i>			
Катионы		Анионы		Катионы		Анионы	
Na^+	1,08	Cl^-	1,94	Ca^{2+}	0,0013	HCO_3^-	0,0059
Mg^{2+}	0,13	SO_4^{2-}	0,27	Na^+	0,0005	SO_4^{2-}	0,0012
Ca^{2+}	0,04	S^{2-}	0,09	Mg^{2+}	0,0003	Cl^-	0,0006
K^+	0,04	HCO_3^-	0,01	K^+	0,0002	S^{2-}	0,0004

Приведенные данные свидетельствуют о том, что морская вода характеризуется следующим соотношением ионов: $Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^-$ и $Na^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+}$.

Главнейшие растворенные в воде элементы обычно находятся не в чистом виде, а в виде соединений (солей). Основными из них являются:

- 1) хлориды ($NaCl$, $MgCl_2$, KCl). Они обуславливают горько-соленый вкус воды;
- 2) сульфаты ($MgSO_4$, $CaSO_4$, K_2SO_4).
- 3) карбонаты ($CaCO_3$).

Таким образом, в морской воде резко преобладают хлориды и, в первую очередь, $NaCl$ (около 78%), $MgCl_2$ (>9%), KCl (около 2%), затем сульфаты - $MgSO_4$ (свыше 6.5%), $CaSO_4$ (около 3.5%), а на гидрокарбонаты падает менее 1%.

В речной воде соотношение между растворенными солями обратное. Больше всего в ней содержится карбонатов (60.1%) и меньше всего хлоридов (5.2 %).

Общее содержание твердых веществ, растворенных в морской воде, выражают в тысячных долях весовых единиц - промилле и обозначают знаком ‰. Содержание растворенных твердых веществ, выраженное в промилле, численно равно их весу в граммах в одном килограмме морской воды.

В Мировом океане непрерывно идут сложные химические, биологические и геологические процессы, изменяющие состав и содержание растворенных в нем веществ. Эти процессы можно разделить на две группы.

Процессы 1-й группы (приток пресных вод, осадки, испарение, образование и таяние льда) меняют общую концентрацию раствора, но не меняют соотношений между растворенными веществами. При этих процессах концентрация раствора может меняться от 0 до 4% (от 0 до 40‰).

Процессы 2-й группы (фотосинтез растений и дыхание животных, сильно меняющие содержание газов, деятельность бактерий и деятельность морских организмов, расходующих химические вещества на постройку своих скелетов и панцирей, а также растворение донных отложений) меняют соотношение между растворенными в воде веществами. Эти процессы могут сильно - в несколько раз - изменять содержание фосфатов, нитратов, нитритов и других микроэлементов, имеющих большое биологическое значение, так как они в значительной мере определяют условия жизни в океане.

Содержание главных элементов эти процессы почти не затрагивают.

Присутствие в морской воде таких элементов, как Na, K, Mg, Ca, обусловлено выветриванием горных пород и последующим их выносом реками. Содержание Cl, SO₄, Br обусловлено дегазацией мантии и выносом их в океан через атмосферу или по дну океана. Можно предположить, что солевой состав океана менялся в результате выноса береговым стоком продуктов химического выветривания земной коры и поступления летучих веществ (прежде всего HCl), выделяемых мантией. По А. П. Виноградову 50% солевой массы приходится на долю выветривания, а 50% на долю дегазации мантии.

В целом Мировой океан - динамическая система, в которой количество поступающих веществ (речной сток, атмосферная пыль, продукты вулканизма) приблизительно равно количеству убывающих из неё (осаждение, вынос в атмосферу).

Изучение проблемы солёности морской воды затрагивает почти все разделы науки о море. Скорость диффузии солей в воде - важная часть явления перемешивания, изучаемого физиками. Биологи обращаются к циклу солей при исследовании скорости роста растений. Химики занимаются измерением скоростей газообмена между океаном и атмосферой, временем «жизни» солей и проблемой их выпадения в осадок. Геологи анализируют распределение и возраст таких осадков, а геохимики строят общую картину распределения солей в океанах. По этим причинам необходимо подробно рассмотреть, что же такое солёность морской воды.

5.3. Солёность морской воды

Солёный вкус морской воды - наиболее известная её особенность, также как и одна из самых интересных. В морской воде, лишенной растворённых солей и газов, жизнь в том виде, в каком она сейчас наблюдается, просто не могла бы существовать.

Вместе с тем изменения солевого состава Мирового океана на протяжении сотен миллионов лет оказались весьма незначительными, что свидетельствует о его стабильности.

Исследования морской воды по поручению Международного совета по изучению морей (МСИМ) были выполнены специальной комиссией под руководством датского химика и океанографа М.Х.К.Кнудсена. Были проанализированы пробы воды с соленостью от 2,69 до 40,18‰, собранные в разных районах Мирового океана. Оказалось, что содержание хлора во всех пробах составляло не менее 55,21% и не более 55,34% от веса всех растворенных веществ. Главным результатом этих исследований было установление стабильности соотношения между растворенными в морской воде веществами для различных частей Мирового океана, которая получила название *постоянство солевого состава морской воды*.

Благодаря этому оказалось возможным составить океанографические таблицы для вычисления солености и удельного веса морской воды по содержанию в ней хлора как химического элемента, содержащегося в наибольшем количестве.

Соленость - это общий вес в граммах всех твердых веществ, растворенных в 1000 граммах морской воды, при условии, что фтор, бром, иод замещены эквивалентным количеством хлора, все карбонаты превращены в окислы и все органические вещества сожжены (при 480°С).

Соотношение между соленостью S и содержанием хлора Cl – *хлорный коэффициент* - выражается формулой:

$$S = 1.80655 Cl \text{ ‰}$$

Соленость может изменяться в весьма значительных пределах, и тем не менее соотношение отдельных компонентов солевого состава морской воды остается практически постоянным. Правда, моря, частично или полностью отчлененные от Мирового океана и благодаря этому сильно распресненные или, наоборот, осолоненные (Аральское, Каспийское, Азовское, Черное, Балтийское), имеют несколько другие соотношения между соленостью и содержанием хлора.

Средняя солёность вод Мирового океана близка к 35.0‰.

Практически солёность всегда находят косвенным путём - либо по хлорности (аргентометрическим титрованием), либо по относительной электропроводности (солемерами). В качестве международного стандарта принята так называемая нормальная вода, хлорность которой точно определена.

Соленость в океанологии является одной из основных характеристик водных масс, распределения морских организмов, элементов морских течений. Особую роль она играет в формировании биологической продуктивности морей и океанов, так как многие организмы очень восприимчивы к ее незначительным изменениям

5.4. Растворенные газы

Вода растворяет газы, с которыми она соприкасается. В морской воде они образуются в результате обмена с атмосферой, биологической деятельности, речного стока и других процессов. Поэтому в воде присутствует кислород O₂, азот N₂, углекислый газ CO₂, сероводород H₂S и некоторые инертные газы.

Количество растворенных в воде газов зависит от парциального давления того или иного газа и от его растворимости. Растворимость газа, в свою очередь, зависит от температуры и солености воды; она увеличивается с понижением температуры и уменьшением солености. Действительное содержание каждого газа в воде определяется, кроме того, интенсивностью связанных с ним химических и

биологических процессов и условиями перемешивания. Поэтому содержание газов обычно выражают в процентах от его насыщающего количества и называют **относительным содержанием**. За насыщающее принимают то количество газа, которое может раствориться в воде данной температуры и солености при нормальной сухой атмосфере и давлении 1013 мб.

Растворенный в морской воде кислород O_2 является одним из важнейших биогеохимических показателей состояния среды. Он обеспечивает существование водных организмов и определяет интенсивность окислительных процессов в морях и океанах.

В высоких широтах содержание кислорода в поверхностном слое океана около $8 - 9 \text{ мл} \cdot \text{л}^{-1}$ и понижается в тропической зоне до $4-5 \text{ мл} \cdot \text{л}^{-1}$. Несмотря на большой расход, его содержание в поверхностном слое почти всегда близко к 100%-ному насыщению при данных температуре, солености и давлении. Это связано с тем, что его убыль постоянно восполняется как в результате фотосинтетической деятельности водорослей, главным образом фитопланктона, так из атмосферы. Последний процесс протекает вследствие стремления концентраций кислорода в атмосфере и поверхностном слое воды к динамическому равновесию, при нарушении которого кислород поглощается поверхностным слоем океана.

В зоне интенсивного фотосинтеза (в фотическом слое) часто наблюдается значительное пересыщение морской воды кислородом (иногда до 120-125% и выше). С увеличением глубины его концентрация падает вследствие ослабления фотосинтеза и потребления на окисление органических веществ и дыхание водных организмов, а на некоторых глубинах в верхнем слое его образование и расход примерно одинаковы. Поэтому **эти глубины называют слоями компенсации**, которые перемещаются по вертикали в зависимости от физико-химических, гидробиологических условий и подводной освещенности; например, зимой они лежат ближе к поверхности. В целом с глубиной дефицит кислорода увеличивается. Растворенный кислород проникает в глубинные слои исключительно за счет вертикальной циркуляции и течений. В некоторых случаях, например, при нарушении вертикальной циркуляции или наличии большого количества легко окисляющихся органических веществ, концентрация растворенного кислорода может снизиться до нуля. В таких условиях начинаются восстановительные процессы с образованием сероводорода, как это имеет место в Черном море на глубинах ниже 150 м.

В прибрежных водах значительный дефицит кислорода часто связан с их загрязнением органическими веществами - нефтепродуктами, детергентами, пестицидами. В некоторых случаях, когда перемешивание отсутствует (штиль), в районах, где на поверхности моря находится сильно распресненная вода, содержание кислорода падает до нуля даже в верхних слоях. Это явление, сопровождаемое так называемым «замором» рыбы, обычно наблюдается в предустьевых районах и мелководных морях.

Содержание растворенного в морской воде азота N_2 изменяется сравнительно мало. Избыток азота образуется за счет восстановления нитратов и распада органических веществ. Растворенный азот усваивается азотофиксирующими бактериями и перерабатывается ими в азотистые соединения, которые затем поглощаются растениями. В поверхностных слоях его относительное содержание всегда близко к 100% и обычно уменьшается с глубиной.

Сероводород H_2S **появляется в морской воде** в тех случаях, когда передача на глубину кислорода в силу каких-либо причин затруднена, и, прежде всего, в результате слабого вертикального обмена. Присутствие сероводорода отмечено в

некоторых глубоких фиордах Норвегии, в Балтийском, Каспийском, Черном и Аравийском морях.

В Черном море содержание сероводорода достигает 6,5 мл·л⁻¹. Поскольку воды моря значительно стратифицированы, а ветровое перемешивание развито лишь до глубины 75-100 м, то ниже этой глубины количество кислорода быстро падает. Начиная с горизонта 100-150 м в воде появляется сероводород.

В Аравийском море сероводородная область обнаружена в районе материкового склона к востоку от мыса Рас-Хафун. На глубине более 400 м в придонной пробе содержание сероводорода оказалось равным примерно 19 мл·л⁻¹.

Образование сероводорода в морской воде объясняется либо деятельностью гнилостных бактерий, разлагающих органический белок, либо деятельностью сероводородных (анаэробных) бактерий.

Появление сероводорода также может быть обусловлено его выносом из находящихся на дне сероводородных источников. Но во всех случаях слабое вертикальное перемешивание и, как следствие его, отсутствие кислорода является необходимым условием накопления сероводорода. При наличии кислорода сероводород окисляется.

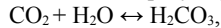
Углекислый газ или двуокись углерода CO₂ поступает из атмосферы, выделяется при дыхании растений и разложении органических веществ и поставляется при извержении вулканов и поствулканических процессах. Расходуется углекислый газ на фотосинтез растений и на образование морскими организмами скелетов и раковин.

Углекислый газ растворяется в воде в значительно больших количествах, чем кислород и азот. Он находится в морской воде частью в растворенном, свободном состоянии, частью в химически связанной форме бикарбонатов Ca(HCO₃)₂ или карбонатов (CaCO₃). Растворимость CO₂ в морской воде возрастает с понижением температуры. Поэтому холодные воды Арктики и вообще высоких широт содержат больше углекислого газа, чем воды низких широт. Значительное содержание CO₂ отмечается в придонных холодных водах на глубинах ниже 4000-5000 м, что сказывается на растворении известковых раковин.

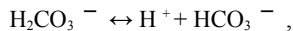
Если бы вода была нейтральной, то насыщающее количество углекислого газа вследствие малости парциального давления составляло лишь 0.5 мл·л⁻¹, в то время как насыщающее количество азота достигает 19.0 мл·л⁻¹, а кислорода 10.5 мл·л⁻¹. Однако морская вода имеет слабо щелочную реакцию и углекислый газ ведет себя в ней совершенно иначе, чем кислород и азот. Часть углекислого газа по мере растворения вступает в соединение с основаниями.

В раствор переходят новые количества углекислого газа, и в результате общее его содержание может достигать 50 мл·л⁻¹.

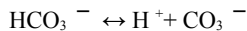
Углекислый газ, соединяясь с водой, образует угольную кислоту



которая затем дважды диссоциирует, выделяя сначала бикарбонатный ион HCO₃⁻



а затем карбонатный CO₃⁻



Между углекислым газом атмосферы и океана устанавливается, таким образом, подвижное равновесие.

Щелочной резерв. Активная реакция морской воды. Морская вода обладает

свойствами щелочи. Щелочность морской воды определяется **щелочным резервом** - количеством кислоты, которое надо прибавить к определенному объему воды, чтобы в ней не оставалось карбонатных и бикарбонатных ионов и недиссоциированных молекул угольной кислоты.

Первая и вторая диссоциации угольной кислоты приводят к образованию водородных ионов. Их концентрация определяет так называемую **активную реакцию морской воды pH**. Она характеризует равновесие между угольной кислотой и карбонатами и бикарбонатами. **Бикарбонаты и карбонаты делают морскую воду щелочной, угольная кислота, наоборот, делает ее кислой**. Поэтому активная реакция (концентрация водородных ионов) определяет степень диссоциации угольной кислоты, соответствующую равновесию с карбонатными и бикарбонатными ионами.

Диссоциация угольной кислоты на водородный и бикарбонатный ионы, а последнего на карбонатный и водородный сопровождается увеличением содержания в морской воде водородных ионов. В 1 л нормальной воды содержится $1 \cdot 10^{-7}$ водородных ионов. Эту концентрацию ионов обычно обозначают десятичным логарифмом с обратным знаком, т. е.

$$pH = - \lg [H^+].$$

Если $pH=7$ вода является нейтральной; если $pH > 7$ вода обладает щелочными свойствами, если $pH < 7$ - кислотными.

Наибольших значений (8,0-8,35) pH достигает в поверхностном слое океана благодаря интенсивному потреблению CO_2 при фотосинтезе. С увеличением глубины pH уменьшается, что связано с увеличением концентрации CO_2 .

Биогенные элементы (C, H, N, P, Si, Fe, Mn) и их соединения имеют особое значение для развития жизни в океане. Соединения фосфора, азота и кремния в океане это то же самое, что и азотные и фосфатные удобрения, необходимые для роста сельскохозяйственных культур на суше.

Концентрация биогенных элементов зависит от соотношения интенсивности их потребления и производства.

Соединения фосфора (фосфаты) относятся к физиологически важным компонентам химического состава морских вод, определяющим их продуктивность. Существует много форм фосфорных соединений в морской воде: детергенты, пестициды, эфиры фосфорной кислоты, полифосфаты, многочисленные органические производные. Их чрезмерная концентрация в ряде районов океана, главным образом, за счет коммунально-бытовых и сельскохозяйственных стоков, вызывает бурный рост морских растений, разложение остатков которых приводит к повышенному потреблению кислорода. Поэтому в таких случаях соединения фосфора рассматривают как загрязняющие вещества.

Растворенные в морской воде соли кремниевой кислоты используются многими водорослями, в частности, диатомовыми для построения клетки. У некоторых планктонных водорослей до трех четвертей общего количества минеральных веществ приходится на кремний.

Данные о содержании и распределении кремния в морской воде позволяют судить о границах и перемещениях различных водных масс и особенно вод, обогащенных речным стоком, так как в речных водах концентрация кремния выше, чем в морских. Изменения в содержании кремния позволяют судить об изменениях в режиме вод некоторых районов морей и океанов.

Азот в морской воде входит в состав как неорганических соединений (нитриты, нитраты, соли аммония), так и органических (гуминовые вещества, белки, аминокислоты). Эти соединения относятся к числу важнейших биогенных веществ, в

значительной степени определяющих биологическую продуктивность морей и океанов. Изменения в составе форм азота указывают на направление основных биохимических и гидробиологических процессов в морской среде.

Нитриты образуются в море в результате окисления солей аммония и поэтому находятся в местах значительного скопления органического вещества отмерших организмов. Концентрация их в морской воде невелика и обычно составляет доли или единицы мкг/л и лишь в редких случаях превышает 15-20 мкг/л. В районах интенсивного перемешивания вод они, как правило отсутствуют.

Нитраты, как и фосфаты, являются необходимым для морского фитопланктона биогенным соединением. Их отсутствие приводит к угнетению водорослей, снижению интенсивности процесса фотосинтеза. Содержание нитратов в водах Мирового океана колеблется в широких пределах - от нуля до 500-600 мкг/л и выше. Воды, богатые нитратами, например антарктические, отличаются высокой продуктивностью.

Аммонийный азот появляется в морской воде и как первичный продукт обмена веществ, и как результат полной минерализации органических остатков. Аммонийный азот потребляется фитопланктоном в процессе фотосинтеза, при этом водоросли затрачивают меньшую энергию по сравнению с ассимиляцией нитратов. Следовательно, знание концентрации аммонийного азота необходимо для оценки биологической продуктивности моря и интенсивности минерализации органических веществ. Содержание аммонийного азота в морской воде может изменяться в очень широких пределах: от нескольких мкг/л в открытом океане до нескольких тысяч мкг/л в прибрежных районах и внутренних морях.

Биогенные вещества совершают непрерывный круговорот. Они потребляются водными растениями, в основном фитопланктоном при фотосинтезе в верхнем, освещенном слое океана. Регенерация биогенных веществ происходит либо в процессе прямой регенерации, и в этом случае возврат биогенных веществ происходит непосредственно в поверхностной продуктивной зоне океана, либо в процессе не прямой регенерации (разложение отмерших организмов), и в этом процессе накопление биогенных веществ происходит в глубинных слоях. Вынос их в продуктивную зону осуществляется турбулентным перемешиванием и вертикальной циркуляцией, особенно в областях подъема вод (зонах апвеллинга). Именно благодаря постоянно наблюдающемуся подъему глубинных вод, обогащающему зону фотосинтеза биогенными веществами, формируются известные промысловые районы у северо-западной и юго-западной Африки, в Калифорнийском течении, у побережья Перу.

Микроэлементы в водах океана представлены почти все. Суммарная концентрация микроэлементов меньше 0.01% суммы главных ионов. В наибольших концентрациях находятся серебро $3 \cdot 10^{-3}$ %, литий $1,5 \cdot 10^{-5}$ %, иод $6 \cdot 10^{-6}$ %, цинк $1 \cdot 10^{-6}$ %, железо $1 \cdot 10^{-6}$ %. В наименьших количествах содержится золото $4 \cdot 10^{-10}$ % и кадмий $1 \cdot 10^{-8}$ %.

Некоторые организмы способны концентрировать в себе микроэлементы. Например, моллюски, фильтруя воду в процессе дыхания и питания, концентрируют ванадий, медь, цинк, кобальт, свинец.

Органическое вещество в океане непрерывно появляется в виде первичной продукции - зеленой массы растений (в основном фитопланктона). Одновременно происходит потребление органического вещества, его отмирание и разложение. Остатки отмерших организмов находятся в воде океана в виде взвеси. Биохимический распад этих остатков организмов, главным образом планктонных, является

источником растворенных органических веществ, находящихся в виде молекулярных и коллоидных соединений.

В составе растворенных органических веществ содержатся важнейшие соединения - пектиновые, гумусовые, белковые вещества (аминокислоты), углеводы, ферменты, антибиотики и витамины.

Интенсивная хозяйственная деятельность человека привела к нарушению природных процессов не только в пресных водоемах, но и во многих прибрежных областях морей и океанов. В результате работы промышленных предприятий и транспорта в природных водах накапливаются загрязнители и, прежде всего, тяжелые металлы. Наиболее опасными признаны ртуть, свинец и кадмий, так как они ядовиты даже в малых количествах (табл. 5).

Таблица 5

Наиболее опасные тяжелые металлы

Металл	Современное использование	Вредное воздействие
Ртуть Hg	Термометры, красители, лампы искусственного света, электроприборы	Нарушение обмена веществ, поражение нервной системы
Свинец Pb	Аккумуляторы, красители, электрические кабели	Общее отравляющее действие
Кадмий Cd	Покртия на металлах, красители, никель-кадмиевые источники тока, фотография	Поражение нервной системы, печени и почек, разрушение костей

Среди других загрязняющих веществ наиболее опасны нефть и нефтепродукты, попадающие в морскую воду при эксплуатации нефтяных танкеров. Во время разливов нефти особенно страдают птицы.

Немалый вред природе наносят органические соединения, содержащиеся в отходах предприятий и в бытовых сточных водах. Попадание этих веществ в морскую воду приводит к уменьшению содержания растворенного кислорода, который расходуется на их окисление. В результате гибнут рыбы и другие обитатели моря.

Рост населения, промышленности и сельского хозяйства тесно связаны с водными ресурсам, однако прирост ресурсов рождает новые потребности и новые проблемы, в том числе экологические. Настало время защищать моря и океаны и их обитателей от вмешательства человека.

6. Основные физические характеристики морской воды

6.1. Плотность, удельный вес и удельный объем.

Уравнение состояния морской воды

Плотность является одной из основных характеристик морской воды. Изменения плотности во времени и пространстве определяют распространение звука в воде, горизонтальную и вертикальную циркуляцию вод, перемешивание и устойчивость слоев в Мировом океане.

Плотность морской воды, в отличие от пресной, зависит от температуры, солености и давления, т.е.

$$\rho = f(T, S, P)$$

Эта формула в общем виде выражает *уравнение состояния морской воды. Связь между плотностью воды и определяющими ее параметрами нелинейна*, и простой теоретической формулы для нее еще не получено. Поэтому предложены приближенные уравнения состояния, по которым вычисляется плотность in situ.

Основным фактором, влияющим на плотность, является температура, поэтому для океанологических расчетов иногда применяют приближение Буссинеска:

$$\rho = 1.028 (1 - \beta T),$$

где β – коэффициент, выражающий зависимость изменения плотности от изменения температуры (β приводится в Океанологических таблицах), T – температура воды, ρ – плотность в г·см⁻³.

В настоящее время используется Международное уравнение состояния морской воды, принятое в 1980 г.

В этом уравнении плотность (ρ кг·м⁻³) морской воды при давлении в одну стандартную атмосферу ($P = 0$) вычисляется по температуре ($T^{\circ}\text{C}$) и солёности (S) согласно следующему уравнению:

$$\rho(T, S, 0) = \rho_w + (8.24493 \cdot 10^{-1} - 4.0899 \cdot 10^{-3} T + 7.6438 \cdot 10^{-5} T^2 - 8.2467 \cdot 10^{-7} T^3 + 5.3875 \cdot 10^{-9} T^4) S - (5.72466 \cdot 10^{-3} - 1.0227 \cdot 10^{-4} T + 1.6546 \cdot 10^{-6} T^2 S^{3/2} + 4.8314 \cdot 10^{-4} S^2),$$

где ρ_w – плотность стандартной средней океанской воды, принятой в качестве эталона чистой воды, определяется как:

$$\rho_w = 999.842594 + 6.793952 \cdot 10^{-2} T - 9.095290 \cdot 10^{-3} T^2 + 1.001685 \cdot 10^{-4} T^3 - 1.120083 \cdot 10^{-6} T^4 + 6.536332 \cdot 10^{-9} T^5.$$

Международное уравнение состояния морской воды при атмосферном давлении действительно в диапазонах солёности от 0 до 42‰ и температуры от -2 до +40°C.

Имеются и другие уравнения состояния морской воды, предложенные советскими учеными П.С.Линейкиным и О.И.Мамаевым.

В физике плотность определяется массой, содержащейся в единице объема, и имеет размерность г·см⁻³. Морская вода при $T=20^{\circ}\text{C}$ и $S=35\%$ имеет физическую плотность $\rho = 1.024781$ г·см⁻³.

В океанологии используется специфическое определение плотности. Под

плотностью морской воды $S \frac{t}{4}$ в океанологии понимается отношение массы единицы объема морской воды при температуре t в момент ее определения (in situ¹) к массе единицы объема дистиллированной воды при температуре 4°C.

Хотя численно плотность морской воды $S \frac{t}{4}$ равна физической плотности ρ ,

понятие плотности, принятое в океанологии, не соответствует физическому понятию плотности. Океанологическое понятие плотности соответствует принятому в практике понятию удельного веса.

В физике удельный вес вещества определяется как вес единицы его объема.

Удельный вес морской воды для удобства сравнений и расчетов имеет в *океанологии две формы выражения:*

1. Удельный вес морской воды при температуре 17.5°C, отнесенный к удельному весу дистиллированной воды при той же температуре: $S \frac{17.5}{17.5}$.

¹ in situ (лат.) - «на месте», т. е. на глубине, в точке измерения.

2. Удельный вес морской воды при температуре 0°C , отнесенный к удельному весу дистиллированной воды при 4°C : $S \frac{0}{4}$. Эту величину называют плотностью морской воды при температуре 0°C .

Эти определения плотности и удельного веса отличаются от аналогичных физических понятий тем, что **являются безразмерными величинами**.

Так как плотность морской воды больше единицы (среднее значение ρ для океанов равно $1,025 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$), а первый десятичный знак всегда нуль, для удобства записи и расчетов **по предложению Кнудсена были введены понятия условной плотности и удельного веса**:

1) **условная плотность морской воды**:

$$\sigma_t = (S \frac{t}{4} - 1) \times 1000$$

2) **условный удельный вес при температуре $17,5^{\circ}\text{C}$** :

$$\rho_{17,5} = (S \frac{17,5}{17,5} - 1) \times 1000$$

3) **стандартный условный удельный вес при температуре 0°C** :

$$\sigma_0 = (S \frac{0}{4} - 1) \times 1000$$

Например, значению физической плотности $\rho=1,024781 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$ соответствует безразмерное значение условной плотности $\sigma_t = 24,781$.

Наиболее точным выражением для плотности морской воды являются эмпирические формулы, предложенные группой авторов (Кнудсен, Экман, Свердруп, Хессельберг). Каждая из этих формул устанавливает взаимосвязь плотности с одним или несколькими параметрами, а последовательное их применение позволяет вычислить плотность с учетом всех влияющих факторов.

Эти формулы приведены в Океанологических и Океанографических таблицах (Н.Н.Зубов. Океанологические таблицы: - Л.: Гидрометеиздат, 1957; Океанографические таблицы. - Л.: Гидрометеиздат, 1975). Достаточно просто условную плотность можно вычислить и по таблицам Калле и Торадэ (K.Kalle und H.Thorade "Tabellen und Tafeln für die Dichte des Seewassers (σ_t)". - Hamburg, 1940).

При некоторых океанологических расчетах удобнее пользоваться не плотностью морской воды, а обратной ей величиной – **удельным объемом**:

$$\alpha \frac{t}{4} = \frac{1}{S \frac{t}{4}}$$

Значения $\alpha \frac{t}{4}$ для морской воды всегда несколько меньше единицы, но больше 0,9, например при температуре 20°C и солености 35‰ $\alpha \frac{t}{4} = 0,97581 \text{ см}^3\cdot\text{г}^{-1}$.

По предложению Н.Н.Зубова для сокращения записи введено понятие **условного удельного объема**:

$$V_t = (\alpha \frac{t}{4} - 0,9) \times 1000$$

Условный удельный объем V_t представляет собой безразмерную величину.

Так, значению $\alpha \frac{t}{4} = 0,97581$ соответствует $V_t = 75,81$.

Плотности *in situ*, т. е. при температуре, солёности и давлении в точке наблюдения, соответствует удельный объем *in situ*, который в форме условного удельного объема обозначается V_{stp} .

Океанологические таблицы для вычисления плотности и удельного объема *in situ* составлены таким образом, что удобнее определить условный удельный объем V_{stp} . Для этого сначала по соответствующей таблице находят по температуре и солёности условный удельный объем V_t на поверхности моря, затем находят ряд поправок, учитывающих влияние отдельно только давления δ_p , совместно температуры и давления δ_{tp} , солёности и давления δ_{sp} и суммарную поправку δ_{stp} . В результате V_{stp} получается как V_t с учетом всех поправок:

$$V_{stp} = V_t + \delta_p + \delta_{tp} + \delta_{sp} + \delta_{stp}$$

Это *формула Бьеркнеса*, которой пользуются при практических расчетах условного удельного объема V_{stp} .

Для нахождения условной плотности и условного удельного объема удобнее, чем таблицами, пользоваться специальными графиками - *T, S-диаграммами*, на которых в поле координат «температура-солёность» проведены изолинии σ_t или V_t .

В природных условиях (*in situ*) морская вода находится на различных глубинах и подвержена воздействию гидростатического давления вышележащих слоев, которое вызывает сжатие воды и соответствующее уменьшение ее удельного веса (увеличение плотности). Поэтому при определении истинных значений плотности и удельного объема морской воды, которые она имеет на глубине своего залегания, необходимо учитывать ее сжимаемость.

6.2. Давление и сжимаемость морской воды

Вес столба атмосферного воздуха с единичной площадью определяется как 1 бар (10^5 Па). Величину давления, равную 0,1 бара, называют децибаром, 0,001 бара - миллибаром. Нормальное атмосферное давление на уровне моря составляет 1.013 бар или 1013 мбар.

Ниже поверхности моря давление с глубиной быстро растет вследствие высокой плотности воды. Давление воды в океане увеличивается на каждые десять метров глубины примерно на 1 бар. Следовательно, **на каждый метр глубины давление увеличивается на один децибар**. Это обстоятельство позволяет легко переходить от глубины, выраженной в метрах, к давлению, выраженному в децибарах: 1 метр глубины \approx 1 дбар давления. Легко видеть, что глубине 1000 м \approx соответствует давление 1000 дбар. Формальное соответствие глубины в метрах и давления в децибарах широко используется в океанологической практике для замены одной величины на другую.

Несмотря на высокое давление в глубинах океана, морская вода сжимается незначительно. Но даже из-за малой сжимаемости, уровень Мирового океана расположен примерно на 30 метров ниже уровня, который он бы занимал при несжимаемости воды.

Сжимаемость морской воды влияет на ее физические свойства и на некоторые процессы в океане. Так изменения плотности, связанные со сжимаемостью, существенны для циркуляции вод, распространения скорости звука.

Под действием давления вышележащих слоев происходит сжатие морской воды и уменьшение ее удельного объема α на величину $\frac{d\alpha}{dp}$. Отношение изменения удельного объема под действием давления $\frac{d\alpha}{dp}$ к значению удельного объема α называют **истинным коэффициентом сжимаемости морской воды k** . Следовательно,

$$k = \frac{1}{\alpha} \frac{d\alpha}{dp}$$

Коэффициент сжимаемости зависит от температуры, солёности, давления и с их увеличением уменьшается.

Вместо истинного коэффициента сжимаемости при определении удельного объема α пользуются средним коэффициентом сжимаемости μ :

$$\alpha = \alpha_0 (1 - \mu P),$$

где α_0 - удельный объем на поверхности моря, P - давление.

6.3. Термические свойства морской воды

К ним относятся температура, удельная теплоемкость, теплопроводность, теплота испарения (конденсации) и теплота плавления (льдообразования), температура наибольшей плотности и температура замерзания морской воды, потенциальная температура.

Удельная теплоемкость определяется количеством тепла, которое необходимо затратить на нагрев 1 г вещества на 1⁰С. Удельная теплоемкость морской воды зависит от температуры, солёности и давления и уменьшается с их увеличением.

Различают теплоемкость при постоянном давлении C_p и теплоемкость при постоянном объеме C_v . Для твердых тел и жидкостей более важной физической характеристикой является теплоемкость при постоянном давлении C_p , которая может быть практически измерена. Теплоемкость при постоянном объеме C_v имеет значение при изучении распространение звука в воде. В этом случае она определяется по теплоемкости при постоянном давлении, так как измерить ее непосредственно затруднительно. При расчетах используется отношение $\gamma = C_p / C_v$ приблизительно равное 1 для морской воды.

Теплоемкость воды выше, чем у большинства веществ (кроме водорода и жидкого аммиака). Воздух и горные породы имеют удельную теплоемкость значительно меньше, чем вода. Высокая теплоемкость воды по сравнению с теплоемкостью атмосферы и суши оказывает огромное влияние на характер тепловых и динамических процессов, протекающих в атмосфере и океане. Она способствует накоплению больших запасов тепла в теплую часть года в океане, которое затем постепенно отдается атмосфере зимой. При охлаждении на 1⁰С одного объема воды море отдает в атмосферу тепло, которое нагревает на 1⁰С более 3000 таких же объемов воздуха. Известно, что только верхний 10-метровый слой океана содержит тепла в 4 раза больше, чем вся атмосфера. Даже незначительные изменения температуры этого слоя связаны с мощными потоками тепла в атмосферу. Обладая способностью поглощать и высвобождать большое количество тепловой энергии, вода смягчает резкие колебания климата на Земле, особенно над самим океаном и прибрежными частями материков.

Теплопроводность морской воды называется количество тепла, переносимое в единицу времени через единичную площадку, расположенную перпендикулярно направлению градиента температуры, равного единице. Она наибольшая среди всех распространенных в природе жидкостей.

Теплопроводность морской воды характеризуется коэффициентом молекулярной теплопроводности, который возрастает с увеличением температуры и давления и уменьшением солености. Но перенос тепла за счет молекулярной теплопроводности идет очень медленно, поэтому для Мирового океана основную роль играет турбулентная теплопроводность (передача тепла большими объемами воды при их вихревом движении), коэффициент которой в тысячи раз больше коэффициента молекулярной теплопроводности. Но даже на молекулярном уровне тепло передается через воду примерно в 100 раз быстрее, чем соли. Эта разница в скорости обеспечивает существование уникального механизма перемешивания, называемого двойной диффузией, благодаря которому массы воды в толще океана обмениваются теплом и солями.

Удельная теплота испарения (конденсации) морской воды – количество тепла, которое расходуется на превращение 1 г воды в пар при неизменной температуре.

Вода не переходит из одного состояния в другое просто так. Каждый переход требует затрат тепловой энергии, а общепринятой единицей для измерения тепловой энергии является калория. Чтобы превратить воду в пар, нужно сообщить ей определенное количество калорий тепла. Чтобы превратить пар в воду, от него нужно отнять столько же калорий.

По сравнению с другими веществами вода обладает очень большой теплотой испарения. **1 грамму нагретой до кипения дистиллированной воды нужно сообщить 540 кал, чтобы превратить ее в пар.** Это достаточно большая величина – ее хватило бы на то, чтобы повысить температуру чашечки чая на 6°C.

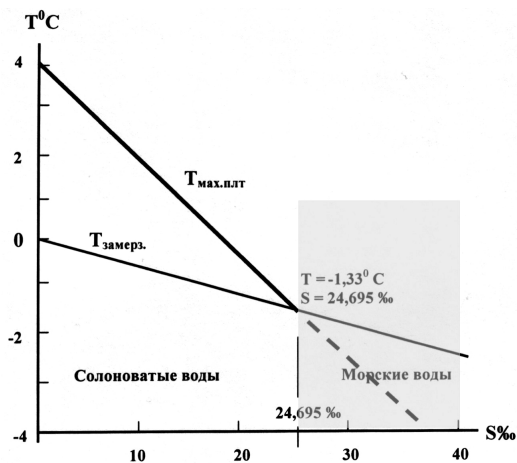
Испарение играет важную роль в теплообмене между океаном и атмосферой и является одним из основных климатообразующих факторов. С поверхности Мирового океана в среднем за год испаряется слой воды толщиной 1,2 м. При этом с поверхности океана вместе с паром передается в атмосферу громадное количество тепла – почти 25% поступающего от Солнца. Перенос пара в атмосфере играет определяющую роль в переносе в полярные районы избытка тепла, образующегося при поглощении солнечной радиации в тропиках. Процесс высвобождения этого скрытого тепла обеспечивает энергию для образования тропических циклонов, тайфунов и ураганов.

Удельная теплота плавления (кристаллизации) морской воды - количество тепла, необходимого для плавления 1 г морского льда данной температуры и солености. Теплота плавления как пресного, так и морского льда значительно больше, чем теплота плавления других веществ, за исключением аммиака. **1 г воды при замерзании и превращении в лед должен потерять около 80 кал, и, наоборот, столько же тепла высвобождается при таянии льда.** Лед играет важную роль в концентрации тепловой энергии, переносимой вокруг земного шара. Во-первых, ледяной покров изолирует поверхностные воды океана от атмосферы. Вследствие этого океаны получают меньше солнечной радиации, т.к. значительная часть ее отражается ледяной поверхностью, но и меньше тепла уходит из океанов, поскольку океан изолирован льдом от атмосферы. Во-вторых, при образовании морского льда большая часть солей из него переходит в нижележащие слои воды, увеличивая ее плотность, что приводит к погружению воды и формированию новых водных масс. В

масштабах всех океанов ежегодно замерзает и тает около 18000 км³ воды. Тепло, высвобождаемое или поглощаемое в процессе образования и таяния льда, дает существенный вклад в глобальный тепловой баланс Мирового океана.

Температура наибольшей плотности и температура замерзания морской воды.

Пресная вода имеет наибольшую плотность при +4°C и замерзает при 0°C. С повышением солености температура наибольшей плотности ($T_{\text{макс.плт.}}$) и температура



замерзания ($T_{\text{замерз.}}$) понижаются почти линейно (рис.4), причем температура наибольшей плотности понижается быстрее, чем температура замерзания. Из графика видно, что при значении солености $S = 24,695\text{‰}$ кривые пересекаются, образуя характерную точку, в которой температура замерзания и температура наибольшей плотности равны: $T_{\text{макс.плт.}} = T_{\text{замерз.}} = -1,33^{\circ}\text{C}$.

Рис. 4. Температура наибольшей плотности и температура замерзания морской воды

При солености меньшей 24.695‰ температура наибольшей плотности лежит выше температуры замерзания, как и для пресной воды. Такие **воды называют солоноватыми**. При солености большей 24.695‰ температура наибольшей плотности лежит ниже температуры замерзания и такая вода никогда не достигает температуры наибольшей плотности, так как замерзает раньше. Воды с соленостью большей 24.695‰ **называют морскими**. Деление на эти два типа вод - **солоноватые** и **морские** было сделано русским океанографом Н. М. Книповичем.

Морские воды в отличие от пресных и солоноватых с понижением температуры всегда увеличивают свою плотность вплоть до замерзания. Эти особенности влекут за собой различия в конвекции, замерзании, тепловом режиме в морских и солоноватых водоемах.

При замерзании морской воды происходит выделение соли из образовавшегося льда, из-за чего соленость незамерзшей воды возрастает. Но с увеличением солености понижается температура замерзания. Следовательно, **одной из особенностей льдообразования в морской воде будет то, что этот процесс происходит только при непрерывном понижении температуры**. В пресной же воде замерзание происходит при неизменной температуре 0°C.

Вторая особенность льдообразования в морской воде связана с точкой пересечения кривых температуры наибольшей плотности и температуры замерзания. Температура наибольшей плотности воды с соленостью меньше 24.695‰, так же как и пресной воды, лежит выше температуры ее замерзания. Поэтому процесс замерзания развивается в такой воде так же, как в пресной. Осенью начинается общее выхолаживание водоемов. Охлаждается, прежде всего, поверхностный слой,

плотность воды которого при этом повышается, и вода с поверхности опускается вниз, а на ее место поднимается более теплая, но менее плотная вода. Благодаря перемешиванию вся толща воды достигает сначала определенной температуры (гомотермии), равной температуре наибольшей плотности. При дальнейшем охлаждении плотность воды поверхностного слоя начинает уменьшаться и перемешивание прекращается. Для образования льда в воде с соленостью меньше 24.695‰ оказывается достаточным ее охлаждение до температуры замерзания сравнительно тонкого поверхностного слоя.

Температура наибольшей плотности воды с соленостью большей 24.695‰ лежит ниже температуры ее замерзания. При охлаждении такой воды перемешивание во время замерзания не прекращается. Поэтому для образования льда необходимо охладить значительно больший по толщине поверхностный слой, чем при замерзании пресной и солоноватой воды.

Потенциальная температура.

Если под действием каких-либо факторов происходит сжатие или расширение объема воды без теплообмена с окружающей средой, то оно сопровождается изменением температуры, которое называется адиабатическим. Опускающийся в глубину некоторый объем воды, попадая в область большого давления, сжимается, что приводит к адиабатическому повышению температуры. При подъеме воды происходит обратное явление. Температура, которую принимает вода, адиабатически охладившись при подъеме с глубины на поверхность, ***называется потенциальной температурой.***

Для нахождения потенциальной температуры надо температуру *in situ* исправить адиабатической поправкой, приводимой в «Океанографических таблицах».

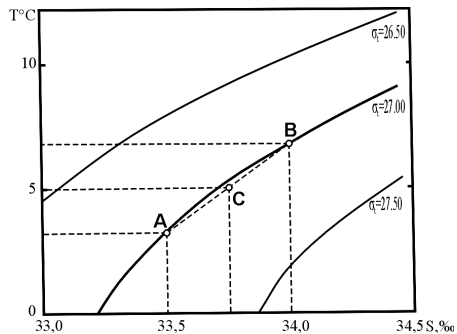
Для воды на глубине в несколько тысяч метров различия между температурой *in situ* и потенциальной температурой составляют несколько десятых долей градуса. Поскольку для изучения процессов в придонных слоях воды океанологам нужно знать температуру до сотых долей градуса, эта разница в температуре имеет решающее значение. Так, если 1 м^3 с поверхности опустить на глубину 5 км, где давление в 500 раз выше атмосферного (5000 дбар), то этот объем уменьшился бы на 2%. Более того, при сжатии температура воды повысилась бы почти на $0,5^\circ\text{C}$. Поскольку адиабатические изменения температуры морской воды невелики, для практических целей адиабатические поправки вычисляют на каждые 1000 м.

Уплотнение при смешении - увеличение плотности морской воды при смешении слоев, различающихся температурой и соленостью. Уплотнение при смешении обусловлено нелинейностью зависимостью плотности воды от ее температуры и солености, что вызвано перестройкой молекул воды при изменении этих величин. Вследствие нелинейной зависимости плотности от температуры и солености вода может иметь одинаковую плотность при двух различных значениях температуры и солености.

Если смешать два объема воды в точках *A* и *B* с одинаковой плотностью $\sigma = 27.00$, один из которых имеет температуру 3.2°C и соленость 33.5‰, другой температуру 6.7°C и соленость 34.0‰, то смесь приобретает среднюю температуру 5.0°C и соленость 34.8‰, которым в точке *C* соответствует более высокая плотность $\sigma = 27.05$ (рис.5). Как видно, плотность, соответствующая точке *C*, больше, чем в точках *A* и *B*, т. е. наблюдается уплотнение при смешении. В результате смешения двух объемов воды произошло повышение плотности смеси.

Уплотнение при смешении вызывает конвекцию в море. Оно имеет большое значение в формировании глубинных и придонных вод океана.

Рис. 5. Уплотнение при смешении двух объемов морской воды



6.4. Диффузия и осмос

Частицы растворенного вещества в слабых растворах, каким является морская вода, отдалены друг от друга на большие расстояния. Находясь в неупорядоченном движении, они устремляются в сторону наименьшего сопротивления среды. Такой средой является либо чистый растворитель, либо вода с меньшей концентрацией солей. Поэтому, когда соприкасаются два раствора различной концентрации, частицы растворенного вещества начинают переходить из раствора с большей концентрацией в раствор с меньшей концентрацией. Переход будет продолжаться до тех пор, пока концентрации обоих растворов не выравняются.

Переход частиц из слоя в слой, осуществляемый без помощи механического перемешивания, называется *молекулярной диффузией*.

Процесс молекулярной диффузии растворенных в воде веществ происходит очень медленно. Его интенсивность определяется соотношением: $M = -D \frac{dS}{dz}$, т.е. плотность потока вещества M (в $\text{см}^2\text{с}^{-1}$) пропорциональна коэффициенту диффузии D и градиенту концентрации $\frac{dS}{dz}$. Это уравнение выражает первый закон Фика².

Если под S рассматривается соленость, то формула определяет диффузию солей, а если концентрация растворенных в воде газов, то диффузию газов.

Молекулярная диффузия не играет существенной роли при изучении реальных процессов в океане, так как коэффициент диффузии очень мал и им обычно пренебрегают.

Основным процессом, определяющим перенос солей и газов в океане в горизонтальном и особенно в вертикальном направлении, является турбулентная диффузия.

С соленостью морской воды связано физическое свойство - *осмос*, отсутствующее в дистиллированной воде. Это свойство имеет важное биологическое значение, обеспечивая проникновение в морские организмы необходимых им для питания веществ, растворенных в морской воде.

Явление осмоса наблюдается в том случае, когда раствор отделен от растворителя полупроницаемой пленкой, которая пропускает молекулы растворителя, но не пропускает молекулы растворенного вещества. В этом случае молекулы растворителя, стремясь выравнять концентрацию, начинают переходить в раствор, повышая его уровень до положения равновесия. Выравнивание концентраций по обе стороны такой мембраны возможно лишь при односторонней диффузии растворителя.

² Адольф Фик - немецкий физиолог, установивший законы диффузии в 1855 г.

Поэтому выравнивание всегда идёт от чистого растворителя к раствору или от разбавленного раствора к концентрированному. В результате этого создается давление на пленку, называемое **осмотическим давлением**. Оно равно избыточному внешнему давлению, которое следует приложить со стороны раствора, чтобы прекратить осмос, т. е. создать условия осмотического равновесия.

Величина осмотического давления, создаваемая раствором, зависит от количества, а не от химической природы растворенных в нем веществ. Чем больше концентрация раствора, тем больше создаваемое им осмотическое давление. Это правило носит название **закона осмотического давления**. Закон осмотического давления используется для расчета молекулярной массы данного вещества.

Растворы с одинаковым осмотическим давлением называются изотоническими или изоосмотическими. Если один раствор в сравнении с другим имеет более высокое осмотическое давление, его называют гипертоническим, а имеющий более низкое осмотическое давление - гипотоническим.

Осмос имеет важнейшее значение в биологических процессах, его широко используют при определении концентрации растворов, исследовании разнообразных биологических структур. Осмотические явления иногда используются в промышленности, например при получении некоторых полимерных материалов, очистке высоко минерализованной воды, для опреснения морской воды.

7. Турбулентное перемешивание в океане

7.1. Типы турбулентного перемешивания

Для Мирового океана характерны два основных типа перемешивания - **молекулярное и турбулентное**.

Молекулярное перемешивание происходит в результате теплового взаимодействия между отдельными молекулами и носит микроскопический характер броуновского движения. Турбулентное перемешивание осуществляется за счет перемещения больших объемов воды. Молекулярное перемешивание ассоциируется с **ламинарным (слоистым) движением**, турбулентное - с **турбулентным движением жидкости**, которое может быть горизонтальным и вертикальным. Упорядоченный ламинарный характер движения быстро переходит в неупорядоченный, хаотический, турбулентный характер движения. И хотя границы этого перехода весьма расплывчаты, турбулентность является процессом доминирующим; перемешивание в океане (как и в атмосфере) является существенно турбулентным, поэтому о перемешивании в океане говорят как о **морской турбулентности**. Однако, процесс молекулярного перемешивания не уничтожается турбулентностью, а продолжает существовать как бы внутри нее.

Морскую турбулентность, в свою очередь, можно разделить на два основных класса:

1. **Динамическую турбулентность** (по А.Дефанту), или **адвективное (фрикционное) перемешивание** (по Н.Н.Зубову). Динамическая турбулентность возникает вследствие наличия в жидкости градиентов скорости и вызванной ею передачи количества движения и других свойств жидкости из одной области в другую.

2. **Гравитационную турбулентность** (по А.Дефанту), или **конвективное перемешивание** (по Н.Н.Зубову). Возникает вследствие появления в жидкости отрицательных градиентов плотности и, следовательно, гравитационной

неустойчивости, вызывающих образование вертикальных конвекционных потоков, перемешивающих жидкость до степени однородности.

Динамическая турбулентность может существовать как в однородной, так и в неоднородной, или стратифицированной жидкости; гравитационная турбулентность *может существовать лишь в неоднородной жидкости* - при нарушении устойчивой стратификации. Динамическая турбулентность представляет преобладающее, *стационарное явление*, гравитационная – временное, *нестационарное* явление, возникающее вследствие суточного и сезонного изменения плотности воды.

Конвективное перемешивание может быть разделено на два класса - *термохалинную конвекцию и целлюлярную (ячеистую) конвекцию*.

Термохалинная конвекция возникает из-за понижения температуры или повышения солёности, или же из-за совместного действия этих факторов, вызывающих появление плотностной неустойчивости, и, как следствие, появление вертикальных конвективных токов. В зависимости от причин, вызывающих конвекцию, она может быть разделена *на три типа*: термохалинная конвекция, возникающая в результате *осолонения при льдообразовании, понижения температуры и осолонения при испарении*.

В зависимости от сочетания этих факторов термохалинная конвекция может быть разделена на пять основных климатических типов - полярный, арктический, субарктический, субтропический и тропический.

Выделяется также тип термохалинной конвекции, возникающий в результате уплотнения при смешении вод. Этот тип встречается там, где в соприкосновении приходят воды, значительно отличающиеся между собой по температуре и солёности.

Целлюлярная конвекция представляет тип упорядоченного перемешивания, причиной которого является та же плотностная неустойчивость. Однако, целлюлярная конвекция происходит в условия, близких к равновесным. Примерами целлюлярной конвекции служат конвекция в ячейках Бенара в приповерхностных слоях моря и конвекция в ячейках Рэлея в придонных слоях океана.

7.2. Вязкость (или сила внутреннего трения)

Вязкость (или сила внутреннего трения) характеризует обмен количеством движения между соседними слоями жидкости. Проявление сил трения происходит вследствие молекулярного перемешивания – проникновения отдельных молекул из одного слоя в другой.

Вязкость обычно рассматривается:

а) как физическое свойство морской воды, когда исследуются процессы в условиях ламинарного движения при малых скоростях. В этом случае она называется молекулярной вязкостью и *характеризуется коэффициентом молекулярной вязкости* μ .

При изучении течений, где наблюдается взаимодействие сил трения и сил инерции обычно пользуются *коэффициентом кинематической вязкости* ν , который равен произведению коэффициента молекулярной вязкости на удельный объем жидкости $\nu = \mu \cdot \alpha$.

Вязкость, или сила внутреннего трения τ , определяется по формуле Ньютона:

$$\tau = \mu \frac{du}{dz}, \quad \text{она же, отнесенная к единице объема, равна} \quad \tau = \mu \frac{d^2 u}{dz^2},$$

где μ - коэффициент молекулярной вязкости, $\frac{du}{dz}$ - градиент скорости в направлении z .

б) как характеристика возможности и интенсивности перемешивания при различных динамических процессах, в основном вихревых, сопровождающихся перераспределением и выравниванием океанологических параметров. В этом случае она называется **турбулентной вязкостью** $\tau' = A \frac{dU}{dz}$, где A – турбулентная

вязкость, а сама формула выражает турбулентное касательное напряжение τ' (гипотеза Т.Буссинеска). Она отличается от формулы молекулярного трения Ньютона тем, что в ней фигурирует градиент осредненной скорости U , вместо истинной скорости u .

В системе СГС (сантиметр-грамм-секунда) единицей коэффициента молекулярной вязкости, называемого также коэффициентом внутреннего трения, принят пуаз ($\text{г} \cdot \text{см}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$). Для кинематической вязкости единицей измерения принят стокс ($\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$).

Вязкость морской воды увеличивается с повышением солёности и резко уменьшается с повышением температуры.

При рассмотрении большинства процессов, протекающих в океане, молекулярной вязкостью обычно пренебрегают, так как она в тысячи раз меньше турбулентной вязкости. Передача же количества движения от поверхности в глубокие слои за счет турбулентной вязкости происходит очень быстро крупными объемами воды при вихревом движении.

Однако для таких процессов, как осаждение взвешенных в воде твердых частиц и мельчайших живых организмов (планктона), молекулярная вязкость имеет существенное значение. Так скорость осаждения твердых частиц пропорциональна квадрату их радиуса и обратно пропорциональна коэффициенту молекулярной вязкости. Поэтому, зная коэффициент вязкости, можно определить размеры частиц по скорости их осаждения, что используется при определении размеров частиц морских грунтов.

7.3. Морская турбулентность

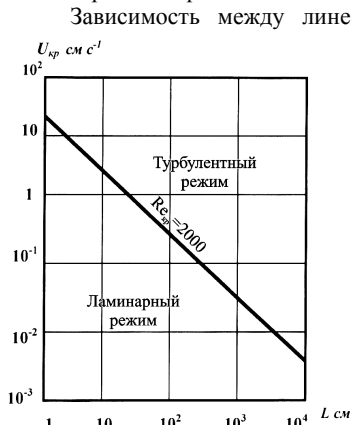
В зависимости от соотношения сил инерции и сил вязкости, которое определяется безразмерным числом Рейнольдса, движение может идти в ламинарном или турбулентном режиме:

$$\text{Re} = \frac{UL}{\nu} = \frac{\text{сила инерции}}{\text{сила вязкости}},$$

где U - характерная скорость течения, L – характерный линейный масштаб движения, ν – коэффициент кинематической вязкости.

Благодаря силам инерции частицы воды, обладающие различной скоростью движения, сближаются и возникают значительные градиенты скорости, приводящие ламинарное движение к динамической неустойчивости и образованию вихрей. Силы вязкости, наоборот, выравнивают скорости, препятствуя вихреобразованию. Таким образом, число Re характеризует соотношение дестабилизирующих движение сил инерции и стабилизирующих сил вязкости. **Чем больше величина Re , тем е. чем больше преобладание сил инерции над силами вязкости, тем менее устойчиво ламинарное движение и тем больше возможности его перехода в турбулентный режим.**

Переход ламинарного течения в турбулентное происходит, как показали опыты самого Рейнольдса, приблизительно при одном и том же значении числа Рейнольдса, которое называется критическим. Диапазон критических чисел Рейнольдса довольно велик, но практическое значение имеет наименьшая критическая величина числа $Re_{кр}$, ниже которого ламинарное течение сохраняется при любых возмущениях. В качестве нижней границы критического числа Рейнольдса обычно принимают $Re_{кр}=2000$.



Зависимость между линейным масштабом потока L и соответствующей возможной его критической скоростью U показана на рис. 6. Видно, что даже максимально возможные скорости ламинарных течений весьма малы.

Рис. 6. Зависимость критической скорости ламинарного течения от его характерного линейного масштаба при $Re_{кр}=2000$

Ламинарный характер в природе носит движение грунтовых вод и, возможно, очень медленное движение водных масс во впадинах Мирового океана. **Все остальные виды движения как водных, так и воздушных масс в природе турбулентны.**

Критерий Рейнольдса характеризует движение в однородной по плотности среде. При наличии вертикальной плотностной стратификации переход от ламинарного режима к турбулентному зависит от особенностей распределения плотности. Для учета этой зависимости используется безразмерный критерий Ричардсона:

$$Ri = \frac{\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}{\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2}, \text{ где } \frac{\partial \rho}{\partial z} - \text{вертикальный градиент плотности, } \frac{\partial U}{\partial z} -$$

вертикальный градиент скорости, g – ускорение свободного падения. Числитель формулы представляет устойчивость водных слоев, которая препятствует развитию турбулентности, знаменатель – турбулизирующий сдвиг скорости, способствующий возникновению турбулентности. Поэтому, **чем меньше число Ri , тем интенсивнее турбулентность** и турбулентный обмен в океане.

Турбулентность в природе, характеризующаяся большими скоростями и большими линейными масштабами, представляет пример так называемой **развитой турбулентности**. Она возникает при обязательном наличии градиентов скорости при движении водных слоев относительно друг друга. Она может происходить как в

вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, и существует при очень больших числах Рейнольдса и незначительных Ричардсона.

Турбулентность представляет хаотические неупорядоченные пульсации океанологических характеристик (скорости, плотности, температуры и солёности воды) относительно некоторого их среднего значения, обусловленные вихревыми движениями воды, различными по длительности и масштабам.

По мере увеличения средней скорости U в некоторый момент наступает **турбулентный режим** движения, когда в поле скорости непрерывно возникают и растут возмущения. На фоне среднего движения развиваются вихри, которые молекулярная вязкость уже не в силах погасить (рис.7).

Вихри возникают в результате динамической неустойчивости основного энергонесущего движения (волн, течения, конвекции), затем разрушаются, передавая энергию более мелким вихрям, и в конечном итоге диссипируют в тепло.

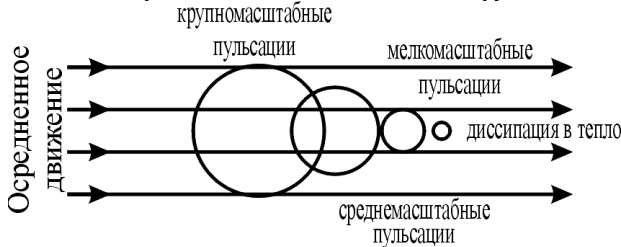


Рис.7. Передача энергии осредненного движения через пульсации различного масштаба

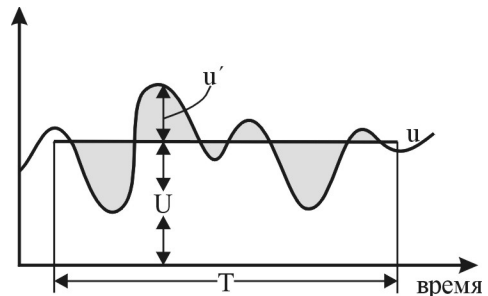
Вследствие непрерывного прохождения вихрей различных размеров скорость турбулентного течения в каждой точке со временем пульсирует около среднего значения (рис.8). При неоднородном поле скорости, температуры, солёности и других характеристик их значения также беспорядочно пульсируют. По предложению Рейнольдса (1895) значения этих характеристик в точке в данный момент - **мгновенные значения** - можно представить в виде суммы среднего значения и пульсационного отклонения от него:

$$u=U+u', \quad v=V+v', \quad w=W+w', \quad t=T+t', \quad s=S+s',$$

где U, V, W, T, S – составляющие осредненной скорости, температуры и солёности, u', v', w', t', s' – пульсационные составляющие или пульсации этих же параметров.

Рис.8. Временной ряд: мгновенные значения составляющей скорости u как сумма осредненной скорости U и пульсации u'

Различают мелкомасштабную и крупномасштабную турбулентность. Основную роль в турбулентном движении играют крупномасштабные пульсации, масштаб которых соизмерим с размерами области, в которой происходит движение (в море - его глубина, толщина однородного слоя). Мелкомасштабные пульсации можно рассматривать как мелкую структуру, накладывающуюся на основные



крупномасштабные движения. Основными энергетическими источниками мелкомасштабной турбулентности в верхнем слое океана являются динамическая неустойчивость ветровых волн и дрейфовых течений, на глубинах - динамическая неустойчивость внутренних волн. Мелкомасштабные турбулентные вихри размерами от нескольких метров до десятых долей сантиметра считают обычно турбулентными пульсациями скорости течения (порядка 1 см/с, в редких случаях до 10 см/с). Соответствующие пульсации температуры воды достигают $0,1^{\circ}\text{C}$.

При развитой турбулентности осредненные за длительный промежуток времени (T – интервал осреднения или период турбулентности) значения пульсационных составляющих равны нулю:

$$u'=0, v'=0, w'=0, t'=0, s'=0$$

Таким образом, турбулентность представляет собой статистический процесс случайных движений отдельных объемов воды. Поэтому теоретическое изучение турбулентности для объяснения закономерностей режима пульсационных составляющих скорости и других характеристик шло на основе приложения аппарата математической статистики. Однако развитие статистической теории турбулентности сдерживалось техническими трудностями измерения пульсаций скорости, температуры, солености и других характеристик. Для удовлетворения нужд практики развивалась полумпирическая теория турбулентности, цель которой состояла в том, чтобы выразить характеристики турбулентности не через пульсации, а через легко измеряемые осредненные величины. Такими характеристиками являются средняя скорость потока, ее градиенты, характерные размеры потока. Для определения этих характеристик *Л.Прандтль* ввел в теорию турбулентности **понятие о пути смешения**. Путь смешения определяется как среднее расстояние, которое вихри в турбулентном потоке могут пройти, не смешиваясь с окружающей средой.

$$\tau = \rho \ell^2 \left| \frac{\partial U}{\partial y} \right| \left| \frac{\partial U}{\partial y} \right|$$

Длина ℓ , входящая в формулу, **называется длиной пути смешения**.

Формула является основной в **полумпирической теории турбулентности** Прандтля, которую затем развили Дж.Тэйлор и Т.Карман. Из нее следует, что дополнительное напряжение, возникающее вследствие турбулентного перемешивания, пропорционально квадрату осредненной скорости течения.

Далее Прандтль сделал простейшее допущение относительно пути смешения, исходящее из размерности:

$$\ell = \alpha \cdot y,$$

где α – некоторая безразмерная константа, y – расстояние от стенки (дна). Оказалось, что α представляет универсальную константу, равную примерно 0.38-0.40. Эта константа называется постоянной Кармана.

Т.Карман в 1930 году предпринял попытку избавиться от длины пути смешения, поскольку она носит элемент неопределенности. Вместо пути смешения он рассматривал касательное напряжение и турбулентную вязкость как функцию осредненной скорости турбулентного течения. Однако при градиенте скорости,

равном нулю ($\frac{\partial U}{\partial y} = 0$), коэффициент турбулентной вязкости обращается в нуль, а

это противоречит физической картине турбулентности. Поэтому Прандтль в 1942

году сделал новое предположение, что коэффициент турбулентной вязкости пропорционален ширине зоны перемешивания и максимальной разности осредненных скоростей, т.е.

$$A = \rho \cdot \alpha_1 \cdot b \cdot (U_{\max} - U_{\min}),$$

где α_1 – некоторое безразмерное число, которое определяется эмпирически; A – коэффициент турбулентной вязкости; b – ширина зоны перемешивания; ρ – плотность; U – осредненная скорость.

В природных условиях океана и атмосферы теория пути смешения Прандтля и гипотеза Кармана в основном применимы в пограничных слоях, где роль стенки играют поверхность Земли, взволнованная поверхность моря и дно океана.

Под пограничными слоями в природе понимаются приземной и приводный слой атмосферы; приповерхностный слой океана; придонный слой океана, влияние трения в которых о подстилающие поверхности настолько велико, что можно по сравнению с ним пренебречь влиянием отклоняющей силы вращения Земли (силы Кориолиса) на динамику течений.

Выше приводного слоя атмосферы и ниже приповерхностного слоя моря лежат сначала так называемый "экмановский слой трения", а за ними так называемый "геострофический слой" - как в атмосфере, так и в океане. Таким образом, "слоистая" структура атмосферы и океана представляет зеркальное отображение относительно поверхности моря.

Результаты полуэмпирических теорий используются для изучения потоков количества движения, тепла и влаги через поверхность моря, в частности, для исследования касательного напряжения ветра на поверхности моря; изучения процессов испарения и теплообмена через поверхность моря; коэффициентов перемешивания в верхнем и придонном слоях моря, а также для изучения других вопросов.

7.4. Элементы статистической теории турбулентности

Представление о турбулентности, как о поле случайных значений скорости, образованном хаотическим взаимодействием вихрей разных размеров, оказалось недостаточным для дальнейшего развития теории турбулентности. Необходимы были новые критерии, позволяющие дать более подробную численную оценку процессу турбулентности.

В этом отношении значительным шагом вперед стала *теория локально-изотропной турбулентности*, предложенная академиком А.Н. Колмогоровым (1941) и развитая А.М.Обуховым (1941) на основании энергетических соображений. Эта теория оказала решающее влияние на развитие теории турбулентности в целом.

Физическая основа этой теории заключается в том, что рассматривается иерархия турбулентных вихрей: имеются вихри не вообще, а вихри различных линейных масштабов. При этом необходима расстановка вихрей по их масштабам для выяснения степени вклада каждого из них в энергию турбулентности. Такая расстановка вихрей по своеобразной "иерархической лестнице" выглядит следующим образом: при очень больших числах Рейнольдса на осредненный поток накладываются "пульсации первого порядка", проявляющиеся в беспорядочном перемещении относительно друг друга отдельных объемов жидкости с диаметром порядка $\ell^1 = \ell$ (где ℓ - прандтлевский путь перемешивания); порядок скоростей этих относительных перемещений - v^1 . Пульсации первого порядка оказываются при очень большом Re в свою очередь неустойчивыми, и на них накладываются пульсации "второго порядка" с путем перемешивания $\ell^2 < \ell^1$ и относительными скоростями $v^2 <$

v^1 . Такой процесс последовательного измельчения турбулентных пульсаций происходит до тех пор, пока для пульсаций какого-либо достаточно большого порядка n число Рейнольдса не окажется достаточно малым, чтобы влияние вязкости на пульсации n -порядка было уже ощутимо и предупреждало образование накладывающихся на них пульсаций $(n+1)$ -го порядка.

Таким образом с энергетической точки зрения процесс турбулентного перемешивания состоит из **передачи энергии по каскаду турбулентных вихрей: осредненное течение заимствует энергию из атмосферных движений и передает ее энергии турбулентности; энергия больших вихрей передается энергии меньших вихрей; мельчайшие вихри благодаря вязкости диссипируют энергию в теплоту.**

Развивая теорию локально-изотропной турбулентности, А.Н.Колмогоров (1941) сформулировал фундаментальные гипотезы подобия.

Первая гипотеза подобия Колмогорова. Статистические характеристики турбулентности при больших числах Рейнольдса в области малых масштабов зависят только от средней скорости диссипации энергии в единице массы жидкости ε и кинематической вязкости ν .

Вторая гипотеза подобия Колмогорова. Статистические характеристики турбулентности при больших числах Рейнольдса в области средних масштабов зависят только от средней скорости диссипации энергии в единице массы жидкости ε и не зависят от вязкости ν .

Гипотезы подобия Колмогорова разбивают спектр масштабов возмущений (или длин волн λ) в локально-изотропной турбулентности на две области: область средних масштабов, **или инерционный интервал**, в котором характеристики потока определяются потоком энергии по иерархии вихрей, и область малых масштабов, **или вязкий интервал**, в котором происходит диссипация энергии движения в тепловую энергию.

Поскольку единственными параметрами, определяющими характер локально-изотропной турбулентности, являются ε и ν , то можно определить такие важные характеристики турбулентности, как границу между инерционным и вязким интервалами, коэффициент перемешивания, плотность энергии. **Так линейная**

граница вязкого интервала оказывается равной $\lambda_\nu = \left(\frac{\nu^3}{\varepsilon} \right)^{\frac{1}{4}}$. А.М.Обухов (1962) в

качестве границы вязкого интервала получил величину $\lambda_\nu = 0.37$ см. Поскольку основные процессы в океане (волнение, течения и др.) связаны с турбулентностью больших масштабов, чем 0.37 см, главное внимание в теории локально-изотропной турбулентности уделяется инерционному интервалу.

Коэффициент перемешивания для инерционного интервала локально-изотропной турбулентности имеет выражение:

$$K = k' \varepsilon^{1/3} \lambda^{4/3},$$

где k' - числовой множитель порядка единицы, λ - длина возмущающей волны или масштаб турбулентности, ε - средняя скорость диссипации энергии. Эта формула представляет известный «закон четырех третей» Тэйлора-Ричардсона-Обухова.

Для инерционного интервала локально-изотропной турбулентности также важно знать, каким образом энергия турбулентности распределяется по вихрям разных масштабов. Характеристика турбулентности в этом интервале зависит от ε -

средней скорости диссипации энергии и от k – волнового числа (или λ – длины волны) Поэтому в теории турбулентности рассматривается функция $\Phi(k)$ – как функция *спектральной плотности энергии турбулентности между вихрями различных масштабов*. Она выражается:

$$\Phi(k) = \alpha \varepsilon^{2/3} k^{5/3},$$

где α – универсальная безразмерная константа, равная примерно 1.22, $k = 2\pi/\lambda$ – волновое число соответствующего турбулентного вихря, а ε имеет порядок $10^{-1} \text{ см}^2\text{с}^{-3}$ для ветрового волнения, $10^{-2} \text{ см}^2\text{с}^{-3}$ для среднemasштабных движений и $10^{-5} \text{ см}^2\text{с}^{-3}$ для океанских течений. Эта формула представляет «закон пяти третей».

Зависимость самой энергии от скорости диссипации энергии и линейного масштаба турбулентности определяется формулой:

$$E(\lambda) = \alpha \varepsilon^{2/3} \lambda^{2/3},$$

где α – универсальная безразмерная константа, определяемая опытным путем, λ – длина возмущающей волны или масштаб турбулентности, ε – средняя скорость диссипации энергии. Формула представляет «закон двух третей» Колмогорова-Обухова.

Законы «двух третей», «четырёх третей», «пяти третей» описывают основные закономерности структуры локально-изотропной турбулентности. При изучении турбулентности как явления эти законы являются фундаментальными, т.е. справедливыми при самых общих положениях.

7.5. Турбулентный обмен в океане

Существенной чертой турбулентного перемешивания является то, что в процессе хаотического переноса объемов жидкости в разных направлениях помимо переноса количества движения осуществляется также перенос различных свойств жидкости: тепла, солей, взвешенных частиц, растворенных газов. Этот перенос осуществляется в направлении падения концентрации; таким образом, помимо турбулентного переноса количества движения возникает турбулентная теплопроводность и турбулентная диффузия.

Количественная оценка турбулентного переноса различных свойств жидкости была впервые дана Дж. Тэйлором (1915) и В.Шмидтом (1911, 1925). Выводы Тэйлора и Шмидта были дополнены А.В.Келлером (1930), который подчеркнул статистический характер процесса обмена и вывел формулу турбулентного обмена субстанцией через единицу площади в единицу времени

$$Q = -K \frac{dq}{dz},$$

где коэффициент K называют коэффициентом турбулентного обмена субстанцией.

Под субстанцией понимается некоторая количественная характеристика жидкости, пропорциональная массе или количеству частиц в объеме. Примерами субстанции являются количество движения, количество тепла, количество солей.

Если рассматривать турбулентный поток количества движения, турбулентный поток тепла и турбулентный поток солей, то на основании предыдущей формулы можно записать:

$$Q_M = -K_M \frac{dU}{dz}; \quad Q_T = -K_T \frac{dT}{dz}; \quad Q_S = -K_S \frac{dS}{dz},$$

где U – осредненная скорость, T – температура, S – соленость, K_M , K_T и K_S – коэффициенты турбулентного обмена количеством движения, турбулентной

теплопроводности и турбулентной диффузии.

Перенос субстанции турбулентным потоком приводит к изменению во времени количества субстанции в данном объеме жидкости. Для вывода закона этого изменения рассмотрим элементарный столб воды высотой δz и площадью основания, равной единице (рис. 9). Через верхнюю грань столба воды, лежащую на высоте z , за

единицу времени проходит количество субстанции, равное $Q = -K \frac{dq}{dz}$, через противоположную грань, лежащую на высоте $z + \delta z$, за единицу времени проходит количество субстанции, равное $Q + \delta Q = -K \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(-K \frac{\partial q}{\partial z} \right) \delta z$

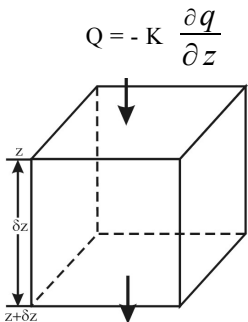


Рис. 9. К выводу уравнения обмена. Перенос субстанции

через верхнюю и нижнюю грани выделенного объема

Разность между переносом субстанции через нижнюю грань и ее переносом через верхнюю грань выделенного столба жидкости представляет изменение количества субстанции во всем рассматриваемом столбе за единицу времени.

$$Q + \delta Q = -K \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(-K \frac{\partial q}{\partial z} \right) \delta z$$

Эта разность равна изменению в единицу времени объемной концентрации субстанции, помноженной на объем столба жидкости, т.е.

$$\frac{\partial q}{\partial z} \cdot \delta z \cdot 1 = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial q}{\partial z} \right) \delta z$$

Относя это изменение, совершающееся в единицу времени, к единице объема, получаем **уравнение обмена**:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial q}{\partial z} \right)$$

Оно написано в предположении, что перемешивание осуществляется только в одном направлении z . Учитывая потоки субстанции в направлении всех трех осей x, y, z , **полное уравнение обмена** выглядит следующим образом:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + U \frac{\partial q}{\partial x} + V \frac{\partial q}{\partial y} + W \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial q}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial q}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial q}{\partial z} \right)$$

Здесь введена запись дифференциального оператора Эйлера:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} + U \frac{\partial}{\partial x} + V \frac{\partial}{\partial y} + W \frac{\partial}{\partial z}$$

В случае изотропного обмена, т.е. при $K = \text{const}$, уравнение обмена записывается сокращенно $\frac{\partial q}{\partial t} = K \cdot \Delta \cdot q$, где $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ - линейный дифференциальный оператор Лапласа.

В случае, когда в качестве субстанции рассматривается количество тепла, уравнение обмена $\frac{\partial q}{\partial t} = K \cdot \Delta \cdot q$ превращается в *уравнение теплопроводности Фурье*

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K_T \cdot \Delta \cdot T,$$

где K_T – коэффициент турбулентной теплопроводности

В случае, когда в качестве субстанции рассматривается количество солей, уравнение обмена $\frac{\partial q}{\partial t} = K \cdot \Delta \cdot q$ превращается в *уравнение диффузии Фика*

$$\frac{\partial S}{\partial t} = K_S \cdot \Delta \cdot S,$$

где K_S – коэффициент турбулентной диффузии.

Уравнение турбулентной теплопроводности и уравнение турбулентной диффузии имеют решающее значение в физической океанологии. Вместе с уравнением состояния, уравнением неразрывности, уравнениями движения и уравнениями притока тепла и солей они составляют основу для построения замкнутой системы термогидродинамических уравнений, являющихся основой для решения различных задач динамики океана.

7.6. Устойчивость слоев в море

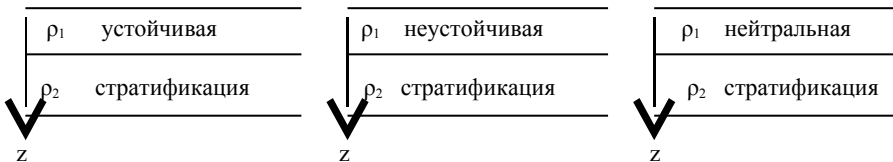
Рассмотрим в море частицу воды единичного объема и плотностью ρ , выведенную из состояния равновесия, т.е. смещенную под влиянием какого-нибудь импульса вниз на вертикальное расстояние dz (рис. 10).

Когда частица перемещается с меньшей глубины на большую, ее плотность увеличивается вследствие увеличения давления. Одновременно происходит уменьшение плотности вследствие повышения температуры за счет сжатия, или адиабатическое повышение температуры. Если плотность перемещенной частицы на новом уровне окажется больше плотности окружающих вод, частица будет продолжать опускаться, и наблюдается *неустойчивое равновесие*. Если, напротив, ее плотность окажется меньше плотности окружающих вод, частица вернется в исходное положение (поднимется вверх) и наблюдается *устойчивое равновесие*. При равенстве плотностей частицы и окружающих вод и при отсутствии внешнего импульса вертикального движения частицы не будет, наблюдается *безразличное равновесие*.

Устойчивое, неустойчивое и безразличное состояние характеризуется стратификацией – вертикальным распределением водных слоев с различной плотностью. При этом устойчивое равновесие слоев в море – это когда более легкие (с меньшей плотностью) слои воды подстилаются более тяжелыми (с большей плотностью) слоями. Такая стратификация препятствует развитию перемешивания.

Критерием вертикальной устойчивости служит градиент плотности $\frac{d\rho}{dz}$. Чем больше

вертикальный градиент плотности, тем больше сопротивляемость перемешиванию, тем более устойчива стратификация вод, т.е. устойчивость характеризует возможность или невозможность перемешивания и его интенсивность.



$$\rho_1 < \rho_2; \quad \frac{d\rho}{dz} \text{ положительный}; \quad \rho_1 > \rho_2; \quad \frac{d\rho}{dz} \text{ отрицательный}; \quad \rho_1 = \rho_2; \quad \frac{d\rho}{dz} = 0$$

Таким образом, в неоднородном по плотности море поведение частицы будет зависеть от стратификации вод, которая может быть устойчивой (положительной - плотность с глубиной увеличивается), неустойчивой (отрицательной - плотность с глубиной уменьшается) и нейтральной (равновесной - плотность с глубиной не меняется). При устойчивой стратификации частица, смещенная вниз, будет стремиться возвратиться в исходное положение; при неустойчивой стратификации - все больше удаляться от исходного уровня; при нейтральной стратификации частица останется на исходном уровне.

Для количественной оценки условий равновесия необходимо сравнить на каком-либо уровне плотности перемещающихся по вертикали частиц и окружающих вод.

Предположим, что на глубине z , где давление P , вода имеет соленость S , температуру T и плотность ρ , а на глубине $z+dz$, где давление $P+dP$, она имеет соответственно соленость $S+dS$ и температуру $T+dT$ (рис. 9).

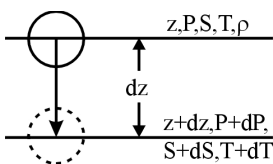


Рис. 10. К выводу формулы устойчивости Хессельберга-Свердруп

Если частицу воды адиабатически переместить с глубины z на глубину $z+dz$, вследствие изменения давления ее плотность изменится за счет непосредственного воздействия давления на величину

$\frac{\partial \rho}{\partial P} dP$ и на величину $\frac{\partial \rho}{\partial T} d\xi$, вызванную адиабатическим изменением температуры (при сжатии или расширении). Следовательно, на глубине $z+dz$ плотность перемещенной с глубины z частицы будет:

$$\rho + \frac{\partial \rho}{\partial P} dP + \frac{\partial \rho}{\partial T} d\xi$$

Окружающие массы воды на глубине $z+dz$ будут иметь плотность:

$$\rho + \frac{\partial \rho}{\partial P} dP + \frac{\partial \rho}{\partial T} dT + \frac{\partial \rho}{\partial S} dS$$

Разность плотностей $\Delta\rho$ окружающих масс воды и перемещающихся по вертикали является критерием равновесия. Эта разность будет равна:

$$\Delta\rho = \rho + \frac{\partial\rho}{\partial P} dP + \frac{\partial\rho}{\partial T} dT + \frac{\partial\rho}{\partial S} dS - (\rho + \frac{\partial\rho}{\partial P} dP + \frac{\partial\rho}{\partial T} d\xi)$$

После сокращения получим:
$$\Delta\rho = \frac{\partial\rho}{\partial T} dT + \frac{\partial\rho}{\partial S} dS - \frac{\partial\rho}{\partial T} d\xi$$

Если $\Delta\rho > 0$ – равновесие устойчивое, $\Delta\rho < 0$ – равновесие неустойчивое, $\Delta\rho = 0$ – равновесие безразличное.

Принято определять не величину разности $\Delta\rho$, а ее изменение на единицу расстояния, т. е. градиент разности
$$\frac{\Delta\rho}{dz} = \frac{\partial\rho}{\partial T} \frac{dT}{dz} + \frac{\partial\rho}{\partial S} \frac{dS}{dz} - \frac{\partial\rho}{\partial T} \frac{d\xi}{dz}$$
.

Величина градиента $\frac{\Delta\rho}{dz}$ обозначается через E и называется вертикальной устойчивостью слоев в море. Это понятие было предложено Хессельбергом и Свердрупом в 1915 году. Не трудно видеть, что устойчивость отличается от вертикального градиента плотности $\frac{d\rho}{dz}$ только величиной адиабатической

поправки $\frac{\partial\rho}{\partial T} \frac{d\xi}{dz}$. Поскольку
$$\frac{d\rho}{dz} = \frac{\partial\rho}{\partial T} \frac{dT}{dz} + \frac{\partial\rho}{\partial S} \frac{dS}{dz}$$
, то
$$E = \frac{d\rho}{dz} - \frac{\partial\rho}{\partial T} \frac{d\xi}{dz}$$
 или $E = E_T + E_S - E_A$.

Здесь $E_T = \frac{\partial\rho}{\partial T} \frac{dT}{dz}$ – температурная устойчивость; $E_S = \frac{\partial\rho}{\partial S} \frac{dS}{dz}$ – соленостная устойчивость; $E_A = \frac{\partial\rho}{\partial T} \frac{d\xi}{dz}$ – адиабатическая устойчивость. Таким образом, **под устойчивостью слоев в море понимается вертикальный градиент плотности воды, исправленный на изменения плотности, вызванные адиабатическими изменениями температуры.**

Учитывая малые численные значения величины устойчивости, ее выражают в единицах $E \times 10^8$.

Вместо обычного выражения устойчивости в океанологии также применяется частота термохалинных колебаний, когда выведенная из состояния гидростатического равновесия частица жидкости в случае устойчивой стратификации начинает совершать колебания по вертикали относительно исходного уровня. Частота таких термохалинных колебаний в океане характеризуется **критерием Вэйсяля-Брента:**

$$N = \left\{ \frac{g}{\rho} \left[\frac{\partial\rho}{\partial z} - \left(\frac{\partial\rho}{\partial z} \right)_a \right] \right\}^{\frac{1}{2}}, \text{ где } \frac{\partial\rho}{\partial z} - \text{вертикальный градиент плотности,}$$

$$\left(\frac{\partial\rho}{\partial z} \right)_a - \text{адиабатическая поправка, } g - \text{ускорение свободного падения.}$$

Термохалинные колебания тем чаще, чем больше устойчивость. В слабо стратифицированных водах эти колебания очень медленны

Выяснение устойчивости и ее изменения во времени и пространстве имеют большое значение при исследовании водных масс Мирового океана. По распределению устойчивости можно судить о расположении слоя с резкими изменениями плотности - слоя скачка плотности (пикноклина), границах водных масс различного происхождения, глубине распространения конвекции и других процессах.

7.7. Конвективное перемешивание

Конвективное перемешивание или конвекция возникает при уменьшении плотности воды с глубиной, происходит оно только в вертикальном направлении и не зависит от того, находятся ли перемешиваемые слои в движении или нет. Конвективное перемешивание может наблюдаться как одновременно с турбулентным, так и независимо от него. Это перемешивание может существовать только в неоднородной, стратифицированной жидкости и представляет временное, нестационарное явление, возникающее вследствие суточного и сезонного изменения плотности воды.

Под действием тех или иных факторов в океане может происходить разрушение устойчивой стратификации, появляется однородная нейтральная стратификация, которая затем сменяется неустойчивой стратификацией вод. Появление отрицательной устойчивости приводит к тому, что более тяжелые слои воды, оказывающиеся над менее тяжелыми, увлекаются вниз под действием гравитационных сил, давая начало процессу вертикальной конвекции. В свою очередь конвекция одновременно выравнивает отрицательную устойчивость, и развитие конвекции сопровождается формированием однородного слоя все большей и большей толщины.

Итак, появление нейтральной, а затем отрицательной устойчивости вызывается увеличением плотности поверхностных слоев. Это **увеличение плотности происходит либо за счет уменьшения температуры, либо за счет увеличения солёности, либо за счет совместного изменения этих характеристик**. В первом случае начинается термическая конвекция, во-втором - с солёностная конвекция; наконец, когда происходит одновременное изменение температуры и солёности, то происходит процесс термохалинной конвекции. Если изменения температуры и солёности чередуются или вперед выступает один из факторов (например, увеличение солёности), то можно говорить о термической и солёностной стадиях в общем процессе.

Иногда увеличение плотности (уплотнение при смешении) может наблюдаться в результате смешения вод различной солёности и температуры при турбулентном перемешивании.

Уменьшение температуры, вызывающее увеличение плотности поверхностных слоев, происходит за счет теплоотдачи в атмосферу при охлаждении моря в осенний и зимний периоды.

Увеличение солёности происходит либо за счет осолонения поверхностных слоев при испарении, либо за счет осолонения при льдообразовании.

Эти три фактора - охлаждение, испарение и осолонение поверхностных слоев моря проявляют свое действие в разных климатических условиях и в разные сезоны, вызывая процессы вертикальной конвекции различной интенсивности и различного масштаба.

Характер термической конвекции зависит от того, происходит ли она в

морских водах, т.е. при солёности выше 24,695‰, или в солонатовых водах, когда солёность меньше 24,695‰. В первом случае температура наибольшей плотности совпадает с температурой замерзания, и нижним пределом уменьшения температуры является температура замерзания. После достижения слоями воды температуры замерзания, дальнейшее увеличение плотности происходит за счет осолонения воды при льдообразовании. Таким образом, процесс солёностной конвекции естественно следует за термической конвекцией.

В случае солонатовых вод процесс термической конвекции прекращается по достижении температуры наибольшей плотности, которая в этом случае выше температуры замерзания, поскольку при дальнейшем понижении температуры вновь возникает устойчивая стратификация. Следовательно, солёностная стадия конвекции не может непрерывно следовать за термической стадией, и для дальнейшего продолжения конвекции необходимы особые условия.

В природных условиях конвективное перемешивание может происходить как за счет раздельного изменения температуры и солёности, так и за счет их суммарного воздействия. В зависимости от причин, вызывающих конвекцию, и географического расположения районов, в котором она наблюдается, выделяют следующие типы конвективного перемешивания.

1. Арктический тип. Конвекция происходит преимущественно за счет осолонения при льдообразовании. Такое перемешивание характерно для замерзающих морей, в которых годовая амплитуда температуры мала, а льдообразование велико (пример - Арктический бассейн Северного Ледовитого океана).

2. Полярный тип. Конвекция происходит сначала за счет понижения температуры, затем за счет повышения солёности при льдообразовании. Характерна для морей высоких широт с положительным пресным балансом и большой амплитудой температур (Белое и Карское моря).

3. Субполярный тип. Конвекция развивается только вследствие понижения температуры. Этот тип характерен для морей умеренных и высоких широт, в которых нет льдообразования и где пресный баланс близок к нулю, вертикальные градиенты солёности также близки к нулю, а годовые амплитуды поверхностной температуры велики (юго-западная часть Баренцева моря).

4. Субтропический тип. Конвекция возникает в результате повышения солёности при испарении и понижении температуры. Характерна для морей с отрицательным пресным балансом и большой амплитудой температуры. Примером является Средиземное море. Летом солёность на его поверхности увеличивается, так как испарение преобладает над осадками и стоком с суши. Однако конвекции благодаря повышению температуры не происходит. С наступлением зимы при охлаждении поверхностного слоя моря развивается интенсивное конвективное перемешивание, распространяющееся до дна.

5. Тропический тип. Конвекция возникает за счет повышения солёности при испарении. Этот тип перемешивания характерен для тропических морей, в которых пресный баланс отрицателен, а годовые амплитуды температуры и солёности малы (Красное море).

В большинстве районов Мирового океана наиболее интенсивное конвективное перемешивание происходит в результате охлаждения поверхностных слоев в холодную половину года. Этот вид перемешивания получил специальное название - **зимняя вертикальная циркуляция**. Ее интенсивность и глубина распространения тем больше, чем интенсивнее и продолжительнее процесс охлаждения поверхностных слоев воды зимой.

В результате перемешивания в поверхностном слое воды толщиной от нескольких десятков до сотен метров образуется изотермический слой с температурой, соответствующей температуре на поверхности (гомотермия).

Ниже перемешавшегося слоя будет находиться слой, не охваченный зимней вертикальной циркуляцией, на границе с которым будет отмечаться более или менее резко выраженный скачок температуры. При этом в зависимости от вертикального распределения солености температура слоя, не охваченного перемешиванием, может быть выше или ниже вышележащего.

Для расчета глубины зимней вертикальной циркуляции и температуры после перемешивания необходимо знать начальное вертикальное распределение температуры и солености воды и количество тепла, отдаваемое поверхностью моря.

Глубина, до которой доходит конвективное перемешивание лишь за счет термической стадии (без льдообразования) была названа Н.Н.Зубовым **критической глубиной конвекции** (зимней вертикальной циркуляции). Количество тепла, отдаваемое одним квадратным сантиметром поверхности моря для достижения критической глубины, Н.Н.Зубов назвал **показателем замерзания**, а количество тепла, необходимое для достижения конвекцией дна (без льдообразования), - **показателем вентилляции**.

С началом прогрева поверхностных слоев в теплую половину года холодный слой воды, образовавшийся в процессе зимней вертикальной циркуляции, исчезает не сразу, а по мере передачи тепла в глубину. В результате на некоторой глубине сохраняется холодный промежуточный слой, который в случае недостаточно интенсивного прогрева в теплую половину года может существовать до начала нового зимнего охлаждения.

Так как с вертикальным распределением температуры связаны многие процессы, протекающие в океане (морские течения, распространение звука и др.), то конвективное перемешивание и, в частности, зимняя вертикальная циркуляция играют существенную роль в гидрологическом режиме океанов и морей.

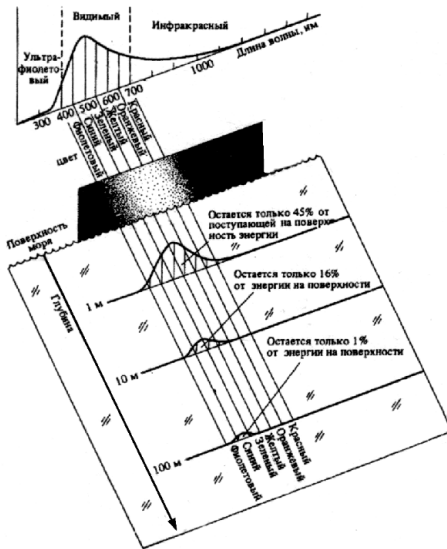
8. Оптические свойства морской воды

8.1. Световое излучение

Оптические явления, наблюдаемые в океанах и морях, определяются физическими свойствами самой воды и характеристиками источников света. Основным источником света - Солнце. С солнечным излучением связано не только поступление энергии, потребляемой океаном, но и создание необходимых жизненных условий для морских животных и растительных организмов. Физическое свойство воды, которое значительно определяет организацию жизни в море, заключается в способности воды пропускать световые лучи. Раздел океанографии, исследующий перенос и трансформацию световых лучей в море, называется **оптикой моря**.

Световое излучение представляет собой поток электромагнитных колебаний с широким диапазоном длин волн. Солнечный свет называют белым, потому что в целом он содержит все цвета радуги, смешанные в таких пропорциях, что человеческий глаз воспринимает его как белый цвет. В действительности солнечный свет состоит из многих оттенков и если их расположить по порядку, то это будет солнечный спектр (рис. 11).

Под термином свет понимается не только видимая часть солнечного спектра, лежащая в пределах 0.380-0.770 мк (микрон) или 380-770 нм (нанометров), но и ультрафиолетовая (0.010-0.380 мк) и инфракрасная (0.770-3.000 мк). Инфракрасная



часть спектра с длиной волны более 3 мк в оптике моря не рассматривается, так как она поглощается тончайшим поверхностным слоем воды и имеет существенное значение при изучении тепловых процессов в море. Для океана практическое значение имеет видимая часть солнечного излучения и та общая часть спектра, которая дает основной энергетический вклад. Единицей измерения длины волны света является нанометр (нм); 1 нанометр равен одной миллиардной части метра (1×10^{-9} м) или 0.001 микрона.

Рис. 11. Солнечный спектр и уменьшение энергии света с глубиной.

Наиболее интенсивное излучение размещается в полосе видимого света с длинами волн от 400 до 700 нм. Максимальная интенсивность соответствует примерно 500 нм. Интенсивность быстро падает по направлению к коротковолновому концу спектра, где энергия в ультрафиолетовом диапазоне ниже 300 нм очень мала. У верхнего края земной атмосферы энергия в ультрафиолетовом диапазоне гораздо выше, но большая ее часть поглощается озоновым слоем. Как видно на рис. 11, по направлению к длинноволновому концу инфракрасной области спектра интенсивность излучения ослабевает более плавно. Однако в инфракрасной его части имеется несколько довольно специфических и глубоких «дыр». Такие «дыры» обусловлены избирательным (селективным) поглощением энергии определенных волн некоторыми газами, присутствующими в земной атмосфере. Например, фактически весь солнечный свет с длинами волн больше 6000 нм поглощается углекислым газом CO_2 и парами воды H_2O .

Поскольку световые волны угасают с разной скоростью, из этого следует, что общее световое поле в толще океана изменяется в зависимости от глубины моря (рис. 11).

На глубине 1 см (на рис. 11 не показано) поглощается 15% всей солнечной энергии. В основном это энергия самых длинных волн инфракрасной части спектра, которая теряется из-за поглощения в поверхностной пленке океана.

На глубине 1 м поглощается 55% всей энергии, в том числе все инфракрасные волны и значительная часть ультрафиолетовых.

На глубине 10 м поглощается 84% всей энергии. Только волны синего и зеленого света проникают на еще большие глубины. Если бы ниже этого уровня находилась «желтая подводная лодка», то ее цвет был бы совсем не желтый просто потому, что волны желтой части спектра уже были бы поглощены.

На глубине 100 м остается только 1% солнечной энергии, поступающей на поверхность моря. По цвету это остаточный сине-зеленый свет с длинами волн около 470 нм.

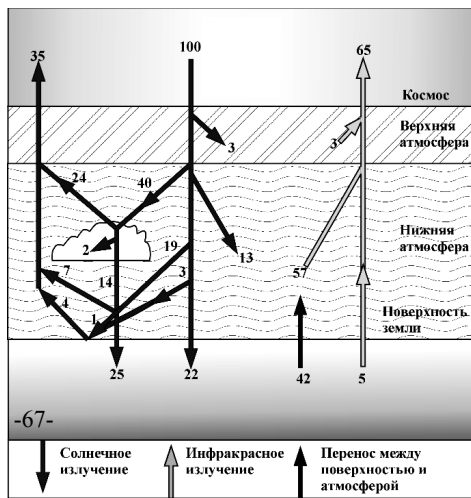
Поверхностный слой воды в океане, в котором имеется достаточно света для процесса фотосинтеза, называется **фотическим слоем**. Нижняя граница фотического слоя определяется глубиной, которую достигает 1% света, проникающего через поверхность океана, т.е. глубиной 100 м.

Поскольку количество световой энергии быстро уменьшается с глубиной, можно ожидать, что растения лучше всего развиваются на поверхности моря, где свет наиболее интенсивен. Тем не менее это не так. Наблюдениями установлено, что больше всего фитопланктона сосредоточено на глубинах примерно от 7 до 17 м. Объяснение этого противоречия между потребностями растений и обеспечением их светом включает фактор вертикальных движений в приповерхностном слое. Конвекция, обусловленная охлаждением и испарением на поверхности океана, вызывает вертикальное перемешивание, к которому дополняется ветровое перемешивание. Они создают турбулентное движение в приповерхностных водах. Все движущиеся воды несут с собой мельчайший фитопланктон, так что какое-то вертикальное распределение растительных клеток неизбежно.

С другой стороны, питательные вещества поступают снизу, из-под перемешанного поверхностного слоя. На большинстве океанских акваторий, где не происходит апвеллинг, единственный механизм пополнения запасов пищи - это медленная диффузия богатых питательными веществами вод вверх, в поверхностный слой. Турбулентному движению в поверхностном слое способствует вода, активно поступающая снизу. Следовательно, условия, необходимые для возникновения оптимальной продукции растений, должны существовать на каком-то уровне между поверхностью моря, где выше всего интенсивность света, и низом перемешанного слоя, куда поступают питательные вещества. Интервал от 7 до 17 м, в котором обнаруживается самая высокая концентрация растений, является компромиссным уровнем, выбранным самими растениями. Вообще многие растения являются фотоингибиторными, т. е. их продукция снижается, когда они подвергаются воздействию сильного света. Однако замедление развития под действием света свойственно не всем растениям; между видами существует значительный разброс по той интенсивности освещения, при которой каждый вид достигает оптимальной продукции.

8.2. Радиационный баланс Земли и освещенность поверхности моря

Рассмотрим распределение солнечной энергии на поверхности Земли. На верхнюю границу атмосферы поступает солнечная энергия равная 100%. Ультрафиолетовая радиация, составляющая 3% из 100% приходящего солнечного света, большей частью поглощается озоновым слоем в верхней части атмосферы. Около 40% из оставшихся 97% взаимодействует с облаками - из них 24% отражается обратно в



космос, 2% поглощается облаками и 14% рассеивается, достигая земной поверхности как рассеянная радиация. 32% приходящей радиации взаимодействует с водяным паром, пылью и дымкой в атмосфере - 13% из них поглощается, 7% отражается обратно в космос и 12% достигает земной поверхности как рассеянный солнечный свет (рис. 12).

Рис. 12. Радиационный баланс Земли

Следовательно, из первоначальных 100% солнечного излучения поверхности Земли достигает 2% прямого солнечного света и 26% рассеянного света. Из этого общего количества 4% отражается от земной поверхности обратно в космос, а суммарное отражение в космос составляет 35% падающего солнечного света. Из 65% света, поглощаемого Землей, 3% приходится на верхние слои атмосферы, 15% - на нижние слои атмосферы и 47% - на поверхность Земли - океан и сушу.

Для того, чтобы Земля сохраняла тепловое равновесие, 47% всей солнечной энергии, которая проходит сквозь атмосферу и поглощается сушей и морем, должна отдаваться сушей и морем обратно в атмосферу.

Видимая часть спектра радиации, поступающей на поверхность океана и создающей освещенность, состоит из солнечных лучей, прошедших через атмосферу (прямая радиация), и некоторой части лучей, рассеянных атмосферой во всех направлениях, в том числе и к поверхности океана (рассеянная радиация). Соотношение энергии этих двух световых потоков, падающих на горизонтальную площадку, зависит от высоты Солнца - чем выше оно над горизонтом, тем больше доля прямой радиации. Это объясняется тем, что при разных высотах Солнца его лучи ослабляются различной толщиной проходимой ими атмосферы. При Солнце в зените его лучи проходят наименьшую толщину, а следовательно, и меньше рассеиваются. Если принять путь, который проходит луч в атмосфере, когда Солнце в зените, за единицу («одна масса атмосферы»), то при высоте Солнца 40° его лучи проходят 1.55 массы атмосферы, при 20° - 2 массы, а при 0° - 35.4 массы атмосферы.

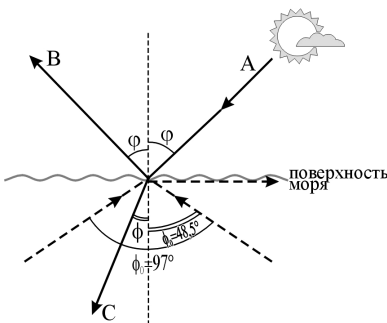
Освещенность поверхности моря в естественных условиях зависит также от облачности. Высокие и тонкие облака отбрасывают вниз много рассеянного света, благодаря чему освещенность поверхности моря при средних высотах Солнца может быть даже больше, чем при безоблачном небе. Плотные, дождевые облака резко уменьшают освещенность.

Световые лучи, создающие освещенность поверхности моря, претерпевают на границе вода-воздух отражение и преломление (рис. 13) по известному физическому

закону Снеллиуса $n = \frac{\sin \varphi}{\sin \varphi_0}$, где φ - угол падения лучей, φ_0 - угол преломления;

n - показатель преломления среды. Для чистой морской воды при солёности 35‰ $n = 1,34$. При таком значении n из формулы следует, что угол φ всегда больше угла φ_0 , и

поэтому входящий наклонно в море луч ближе к вертикали, чем в атмосфере. Входящие наклонно из моря лучи также отклоняются от вертикали, и существует такой угол выхода φ_0 , что подходящий к поверхности моря снизу луч претерпевает полное внутреннее отражение и не выходит из



моря. Этот угол равен 48.5° .

Рис. 13. Отражение и преломление луча света на поверхности океана

Таким образом, все падающие на поверхность моря световые лучи, частично отражаясь, преломляются и входят в море. В то же время из моря выходят в каждой точке только лучи, подходящие снизу в конусе с углом при вершине $\varphi_1 = 97^\circ$. Остальные лучи отражаются вниз. Этим объясняется то, что при взгляде снизу поверхность моря всегда серебрится, как зеркало, что хорошо знакомо ныряльщикам.

Соотношение между преломленным и отраженным световыми потоками зависит от высоты Солнца. При высоте Солнца 0° весь световой поток отражается от поверхности моря. С увеличением высоты Солнца доля светового потока, проникающего в воду, увеличивается, и при высоте Солнца 90° в воду проникает 98% всего падающего на поверхность потока.

Отношение отраженного от поверхности моря светового потока к падающему, называется альбедо поверхности моря. Тогда альбедо поверхности моря при высоте Солнца 90° составит 2%, а для 0° - 100%.

Альбедо поверхности моря различно для прямого и рассеянного светового потоков. Альбедо прямой радиации существенно зависит от высоты Солнца, альбедо рассеянной радиации практически не зависит от высоты Солнца. По данным наблюдений альбедо рассеянной радиации колеблется в пределах 5-6 %.

Альбедо также зависит от состояния поверхности моря, т. е. от волнения. При больших высотах Солнца волнение увеличивает альбедо, а при малых высотах уменьшает.

8.3. Поглощение и рассеяние света в море

Свет – это поток частиц, движущихся со скоростью света. Элементарная частица света называется фотоном, который является световым эквивалентом энергии. Фотоны с различными длинами волн соответствуют разным цветам и обладают разной энергией. Число фотонов, которое проходит через единицу площади за секунду, определяет **интенсивность света**.

С точки зрения оптики морская вода представляет собой мутную поглощающую среду. Световой поток, проникающий в воду и проходящий сквозь толщу воды, ослабевает за счет поглощения (перехода световой энергии в другие формы энергии) и рассеяния. В применении к электромагнитному излучению поглощение (абсорбция) означает, что один или более падающих фотонов захватываются и их энергия поглощается. Вместо того чтобы поглощаться, фотоны могут рассеиваться. Рассеиваться они могут вперед, назад и в любом другом направлении. Ослабление света объединяет эффекты как поглощения, так и рассеяния. Оно служит мерой того, как быстро ослабевает свет, проходя сквозь морскую воду.

Потеря энергии световым лучом с длиной волны λ вследствие поглощения при

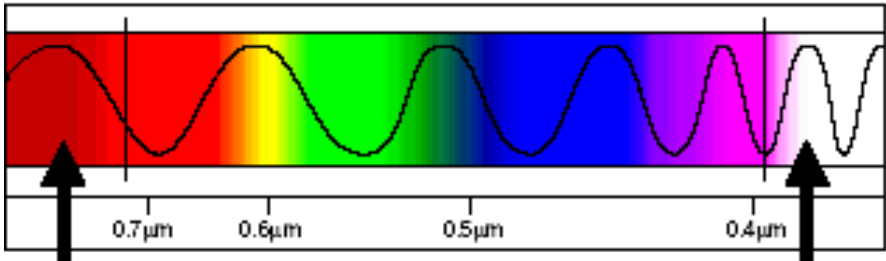
$$- \chi_\lambda z$$

прохождении толщи воды z составляет $I_z = I_0 e^{-\chi_\lambda z}$, где I_0 - энергия светового луча, входящего в море, I_z – энергия луча на глубине z , χ_λ - **показатель поглощения**. Показатель поглощения, зависит от среды, в которой распространяется свет, и от длины волны λ . Показатель поглощения имеет размерность, обратную размерности длины (m^{-1}). Знак «минус» в формуле указывает на потерю энергии, а экспоненциальная зависимость указывает на быстрое ослабление энергии света с

глубиной. Из формулы следует, что при глубине $z = \frac{1}{K_{\lambda}}$ световой поток ослабляется в e раз ($e = 2.7183$). Эту глубину называют *натуральной длиной поглощения света*.

Таблица 6

Показатели поглощения χ_{λ} волн видимой части солнечного спектра



Инфракрасная	Видимая часть солнечного спектра						Ультрафиолетовая
	Красный	Оранжевый	Желтый	Зеленый	Синий	Фиолетовый	
	0.65-0.70	0.60-0.65	0.55-0.60	0.50-0.55	0.45-0.50	0.40-0.45	Длина волн, мк
	>500	~350	~60	~25	2	0	$\chi_{\lambda} \times 10^3$ (м ⁻¹)

Вода неодинаково поглощает световые лучи различных длин волн, т.е. обладает избирательным (селективным) поглощением. Показатели поглощения χ_{λ} волн видимой части солнечного спектра для дистиллированной воды приведены в табл. 6.

Сильнее всего поглощаются лучи красной части спектра (с длиной волны более 0.6 мк), почти совершенно не поглощаются короткие (зеленые, синие и фиолетовые) лучи с длиной волны менее 0.5 мк. Красная часть спектра поглощается в поверхностном слое моря, в глубину проникают лучи зеленой и особенно синей части спектра, которые формируют цвет моря и создают освещенность в глубинах. В результате поглощения красной части спектра кровь рыбы на глубине 15 м окажется желто-коричневой, а на глубине 30-50 м зеленой.

Кроме поглощения световые лучи в толще воды испытывают рассеяние, в результате чего энергия света с глубиной ослабляется.

Рассеяние света связано с прохождением света через неоднородную среду. Неоднородностями являются молекулы воды и взвешенные частицы, вызывающие оптическую неоднородность морской воды. Характер рассеяния света зависит от размеров рассеивающих частиц. Поэтому рассматривают отдельно рассеяние света частицами, имеющими размеры меньше длины волны падающего света - молекулярное рассеяние, и рассеяние света крупными частицами, соизмеримыми с длиной волны падающего света.

Ослабление светового потока за счет рассеяния при прохождении толщи воды

определяется формулой $I_z = I_0 e^{-k_\lambda z}$, где I_0 - энергия светового луча, входящего в море, I_z - энергия луча на глубине z , k_λ - **показатель рассеяния**, определяемый как $k_\lambda = \frac{a}{\lambda}$, a - модуль рассеяния, равный для дистиллированной воды 1.56×10^{-4} , $z = \frac{1}{k}$

-расстояние, на котором световой поток ослабляется вследствие рассеяния в e раз, **называю натуральной длиной рассеяния света.**

Ослабление энергии светового потока за счет рассеяния зависит от длины волны света λ . Оно обратно пропорционально четвертой степени длины световой волны. Поэтому в воде **сильнее всего рассеиваются лучи зеленой и особенно синей части спектра с длиной волны менее 0.5 мк.**

Этим, например, объясняется голубой цвет неба: прямые солнечные лучи на пути сквозь атмосферу претерпевают рассеяние, которое в синей части спектра оказывается наибольшим. Подобным же образом объясняется красная окраска Солнца во время восхода и заката: при малых высотах Солнца солнечным лучам приходится пронизывать более значительный слой воздуха, чем при больших высотах. Из-за этого прямые солнечные лучи лишаются большей части энергии, приходящей на область коротких синих волн. Красные же лучи дойдут до поверхности Земли, испытав значительно меньшее рассеяние.

Эти выводы относятся к рассеянию света частицами малыми по сравнению с длиной световой волны, т.е. случаю молекулярного рассеяния. Оно наблюдается тогда, когда в морской воде нет растворенных газов и примесей, находящихся во взвешенном состоянии. Если же в воде находятся растворенные газы и примеси, то те и другие могут достигать размеров порядка длины световой волны и даже больших. Они будут вызывать сильное рассеяние света, которое не подчиняется законам молекулярного рассеяния.

Когда размер рассеивающей частицы соизмерим с длиной световой волны, на ее поверхности под воздействием переменного электромагнитного поля, распространяющегося в направлении светового потока, возникают не простые электромагнитные колебания, как в случае молекулярного рассеяния, а сложные. Световой поток, проникший под поверхность моря, рассеивается каждым элементарным слоем воды как вперед, так и назад. Оба эти потока в свою очередь рассеиваются в обе стороны (рассеяние второго порядка). В зависимости от размеров и характера частиц возникают электромагнитные колебания не только второго, но и третьего, четвертого порядков и т.д. Суммарный эффект рассеяния каждым элементарным слоем представляет сложную картину многократного рассеяния световых лучей в толще моря.

В этом случае модуль рассеяния оказывается во много раз больше модуля для молекулярного рассеяния. Если при молекулярном рассеянии $a = 1.56 \times 10^{-4}$, то в природной морской воде, содержащей взвешенные примеси, модуль рассеяния может достигать величины 0.030. Поэтому, крупные частицы могут вызывать суммарный эффект рассеяния, примерно в 200 раз превышающий эффект молекулярного рассеяния.

В результате совместного эффекта поглощения и рассеяния света с глубиной происходит ослабление светового потока и изменение его спектрального состава, так как показатели поглощения и рассеяния различным образом зависят от длины волны. Длинноволновые лучи (>0.6 мк) поглощаются в основном поверхностным слоем толщиной в несколько метров, глубже преобладает

рассеянная зелено-синяя часть спектра.

В природе процессы поглощения и рассеяния света действуют одновременно. Поэтому при проникновении света в глубину моря его ослабление будет происходить за счет обоих процессов.

Суммарное ослабление светового потока за счет поглощения и рассеяния

$$-(\chi_{\lambda} + k_{\lambda})z$$

будет равно $I_z = I_0 e^{-\chi_{\lambda} z}$. Сумму $(\chi_{\lambda} + k_{\lambda})$ с называют **показателем ослабления света** морской водой или **показателем экстинкции**.

Расстояние $z = \frac{1}{\chi_{\lambda} + k_{\lambda}}$, на котором происходит ослабление света в e раз,

называют **натуральной длиной ослабления света**.

В чистой океанской воде ослабление света минимальное и определяется преимущественно поглощением света. Рассеяние света имеет одинаковый порядок с поглощением только в голубой части спектра (от 0.3 до 0.5 мк) с максимумом при длине световой волны 0.460 мк. При длинах волн более 0.580 мк доля рассеяния в общем ослаблении света не превышает 1%.

С увеличением мутности воды, обычно наблюдаемой при подходе к берегу, значение рассеяния в суммарном ослаблении возрастает вследствие наличия в воде крупных взвешенных частиц. Одновременно возрастает и поглощение крупными частицами, что вызывает общее увеличение суммарного ослабления и смещение минимума ослабления в зону более длинных волн.

Зависимость ослабления света от длины волны и наличия примесей определяет общепринятые оптические характеристики - прозрачность морской воды и цвет моря.

8.4. Прозрачность и цвет воды

Прозрачностью морской воды называют отношение потока излучения, прошедшего в воде без изменения направления путь, равный единице, к потоку излучения, вошедшему в воду в виде параллельного пучка. Прозрачность морской воды тесно связана с коэффициентом пропускания T морской воды, под которым понимается отношение потока излучения, пропущенного некоторым слоем воды I_z , к

потоку излучения, упавшему на этот слой I_0 , т.е. $T = \frac{I_z}{I_0} = e^{-cz}$. Способность

пропускать свет противоположна ослаблению света, а коэффициент пропускания является мерой того, сколько света проходит путь определенной длины в морской воде. Тогда прозрачность морской воды будет $\Theta = e^{-c}$, это означает, что она связана с показателем ослабления света c .

Наряду с указанным физическим определением прозрачности используется понятие **условной (или относительной) прозрачности**, под которым понимают глубину прекращения видимости белого диска диаметром 30 см (диска Секки).

Глубина исчезновения белого диска или относительная прозрачность связана с физическим понятием прозрачности, поскольку та и другая характеристики зависят от коэффициента ослабления света.

Физическая природа исчезновения диска на определенной глубине заключается в том, что при проникновении светового потока в толщу воды происходит его ослабление за счет рассеяния и поглощения. При этом с увеличением глубины происходит увеличение потока рассеянного света в стороны (за счет

рассеяния высших порядков). На некоторой глубине рассеянный в стороны поток оказывается равным потоку прямого света. Следовательно, если опускать диск ниже этой глубины, то поток, рассеянный в стороны, будет больше основного потока, идущего вниз, и диск перестает быть видимым.

По расчетам академика В.В.Шулейкина, глубина, на которой выравниваются энергии основного потока и потока, рассеянного в стороны, соответствующая глубине исчезновения диска, равна для всех морей двум натуральным длинам ослабления света. Иными словами, произведение показателя рассеяния на прозрачность есть величина постоянная и равная 2, т. е. $k_d \times z = 2$, где z - глубина исчезновения белого диска. Это соотношение дает возможность связать условную характеристику морской воды - относительную прозрачность с физической характеристикой - показателем рассеяния k_d . Так как показатель рассеяния входит составной частью в показатель ослабления, оказывается возможным связать также относительную прозрачность и с показателем ослабления, а, следовательно, и с физическими характеристиками прозрачности. Но поскольку между показателями поглощения и рассеяния нет прямой пропорциональности, то в каждом море связь показателя ослабления с прозрачностью будет своя.

Относительная прозрачность зависит от высоты, с которой производятся наблюдения, состояния поверхности моря, условий освещенности.

С увеличением высоты наблюдений относительная прозрачность увеличивается благодаря уменьшению влияния отраженного от поверхности моря светового потока, который мешает наблюдениям.

При волнении происходит увеличение отраженного потока и ослабление потока, проникающего в глубь моря, что приводит к уменьшению относительной прозрачности. Это было замечено еще в древности искателями жемчуга, которые ныряли на дно моря с набранным в рот оливковым маслом. Масло, выпущенное ими изо рта, всплывало на поверхность моря, сглаживало мелкие волны и улучшало освещенность дна.

При отсутствии облачности относительная прозрачность уменьшается, так как наблюдения затрудняются солнечными бликами. Мощная кучевая облачность значительно уменьшает падающий на поверхность моря световой поток, что также уменьшает относительную прозрачность. Наиболее благоприятные условия освещения создаются при наличии перистых облаков.

Наибольшее количество оптических наблюдений относится к измерениям относительной прозрачности белым диском.

Относительная прозрачность сильно меняется в зависимости от содержания взвешенных частиц в морской воде. В прибрежных богатых планктоном водах относительная прозрачность не превышает нескольких метров, а в открытом океане достигает десятков метров.

Самые прозрачные воды наблюдаются в субтропическом поясе Мирового океана. В Саргассовом море относительная прозрачность составляет 66,5 м, и это море считается эталоном прозрачности. Такая высокая прозрачность в субтропическом поясе связана с почти полным отсутствием взвешенных частиц и слабым развитием планктона. В море Уэдделла и в Тихом океане вблизи островов Тонга была измерена еще более высокая прозрачность – 67 м. В умеренных и высоких широтах относительная прозрачность достигает 10-20 м.

В морях прозрачность колеблется в значительных пределах. Так, в Средиземном море она достигает 60 м, Японском - 30 м, Черном – 28 м, Балтийском -

11-13 м. В бухтах и особенно вблизи устьев рек прозрачность составляет от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров.

При рассмотрении вопроса о цвете моря различают два понятия: цвет моря и цвет морской воды.

Под цветом моря понимается видимый цвет его поверхности. Цвет моря в сильной степени **зависит от оптических свойств самой воды и от внешних факторов**. Поэтому он изменяется в зависимости от внешних условий (освещенности моря прямым солнечным и рассеянным светом, от угла зрения, волнения, наличия примесей в воде и др. причин).

Собственный цвет морской воды есть следствие избирательного поглощения и рассеяния, т.е. **он зависит от оптических свойств воды и толщины рассматриваемого слоя воды, но не зависит от внешних факторов**. Учитывая избирательное ослабление света в море, можно рассчитать, что даже для чистой океанской воды на глубине 25 м солнечный свет будет лишен всей красной части спектра, затем при увеличении глубины отпадет желтая часть и цвет воды покажется зеленоватым, к глубине 100 м останется только синяя часть и цвет воды будет синим. Поэтому говорить о цвете воды можно тогда, когда рассматривается толща воды. При этом в зависимости от толщи воды цвет воды будет различным, хотя ее оптические свойства и не меняются.

Цвет морской воды оценивается с помощью шкалы цветности воды (шкала Фореля-Уле), которая состоит из набора пробирок с цветными растворами. Определение цвета воды состоит в визуальном подборе пробирки, цвет раствора которой ближе других к цвету воды. Цвет воды при этом обозначается номером соответствующей пробирки шкалы цветности.

Наблюдатель, стоящий на берегу или наблюдающий с борта судна, видит не цвет воды, а цвет моря. В этом случае цвет моря определяется соотношением величин и спектральным составом двух основных световых потоков, попадающих в глаз наблюдателя. Первый из них - это поток отраженного поверхностью моря светового потока, падающего от Солнца и небесного свода, второй - световой поток диффузного света, исходящего из глубин моря. Так как отраженный поток является белым, при его возрастании цвет моря становится менее насыщенным (белесоватым). Когда наблюдатель смотрит по вертикали вниз на поверхность, он видит поток диффузного света, а отраженный поток мал - цвет моря насыщенный. При перемещении взгляда к горизонту цвет моря становится менее насыщенным (белесоватым), приближаясь к цвету небосвода, благодаря возрастанию отраженного потока.

В океанах имеются огромные пространства воды темно-голубого цвета (цвет океанской пустыни), свидетельствующие об отсутствии в воде посторонних примесей и ее исключительной прозрачности. С приближением к берегам наблюдается постепенный переход к голубовато-зеленым, а в непосредственной близости от берегов - к зеленым и желто-зеленым тонам (цвет биологической продуктивности). Вблизи устья реки Хуанхэ, впадающей в Желтое море, преобладает желтый и даже бурый оттенок воды, обусловленный выносом рекой огромного количества желтого лесса.

8.4. Билюминесценция и цветение моря

В ночное время в океанах и морях может увеличиваться яркость поверхности моря за счет жизнедеятельности морских организмов. **Видимое свечение некоторых живых организмов называется билюминесценцией или свечением моря.**

Билюминесценция характерна для всей толщи вод. Абсолютной темноты в

океанских глубинах не существует. Бесчисленные вспышки света, испускаемые глубоководными организмами, поддерживают освещенность в толще воды на некотором постоянном, хотя и очень низком уровне.

Биолюминесценция – результат биохимической реакции, в которой химическая энергия возбуждает специфическую молекулу и та излучает свет. В ходе реакции субстрат (люциферин) окисляется под действием фермента (люциферазы). Люциферины и люциферазы у разных организмов химически различаются, однако все люминесцентные реакции требуют молекулярного кислорода и протекают с образованием промежуточных комплексов – органических пероксидных соединений. При распаде этих комплексов высвобождается энергия, возбуждающая молекулы вещества, ответственного за светоизлучение, при этом испускается фотон видимого света - отсюда химическое свечение «холодным» светом (*хемилюминесценция*). Никакого другого внешнего источника энергии не требуется. Фактически биолюминесценция представляет собой химический процесс, обратный фотосинтезу у растений.

Участвующие в реакции соединения получили свои названия давно, на заре исследований, когда люди считали, что в этом в процессе не обошлось без участия дьявола Люцифера. Из небольшого светящегося двусторчатого моллюска Cypridina было выделено соединение, названное люциферином. Затем получено второе соединение - люцифераза. Свет возникает, когда два этих выделенных вещества соединяются в присутствии кислорода. Чрезвычайно низкие концентрации выделенного светящегося вещества в воде, порядка 1×10^{-10} , делают свет видимым для глаз.

Биолюминесценция - высокоэффективный процесс. Световая эффективность ее значительно выше эффективности всех известных электрических и тепловых источников света. Свечение моря также называют «холодным светом», так как только 1% энергии, затраченной на выработку света, теряется в виде тепла, а коэффициент полезного действия биолюминесценции превышает 90%. Какой бы ни была причина того, что некоторые морские организмы приобрели способность люминесцировать, они теряют на это мало энергии.

Первая и основная особенность биолюминесценции - она почти всегда возникает не самостоятельно, а возбуждается внешними причинами: движением корабля или морских животных, волнением моря, ударами прибоя о берег, сейсмическими причинами.

Вторая особенность биолюминесценции - ее непостоянство. Биолюминесценция может быть интенсивна в одних районах океана и почти отсутствовать в других, появляться в определенное время года и исчезать в другое. Она зависит от сочетания многих факторов - состояния поверхности моря, морских течений, фаз Луны и др.

Самым поразительным фактом в биологии морских организмов является то, что у огромного числа разнообразных животных, совершенно не связанных родственно между собой, развилась способность к испусканию света. Хотя люминесценция встречается у эволюционно разнородных групп организмов, она отсутствует у более высокоорганизованных животных. Кроме того, наблюдается почти полное отсутствие люминесцирующих видов среди пресноводных организмов. Замечательным подтверждением этого правила являются динофлагеллаты: из них обладают способностью светиться только виды, обитающие в соленой воде.

У разных организмов биолюминесценция может быть разного цвета: матовая,

зеленоватая, синеватая, красноватая.

Известно множество светящихся видов морских организмов, наиболее мелкими из которых являются бактерии. Светящимися организмами являются простейшие панцирно-жгутиковые организмы - перидинии и ноктилюки (ночесветки), планктонные рачки (крыль), гребневики, медузы, некоторые морские черви, многочисленные ракообразные и веслоногие рачки. Очень сильным является свет рачков эвфаузиид, обладающих специальным излучающим органом (фотофором). Распространено свечение также среди глубоководных рыб.

Биологический смысл свечения еще полностью не ясен. Свет позволяет животным одного вида опознавать друг друга, свечение используется для отпугивания хищника или привлечения жертвы.

Наиболее загадочно так называемое фигурное свечение, когда в океане появляется система вращающихся светящихся полос или кругов. Эта явление, называемое иногда «волшебной мельницей», связывают с реакцией планктонных организмов на движение вод.

К районам с регулярной интенсивной биолюминесценцией относятся тропические широты океанов (северная часть Индийского океана, экваториальная Атлантика, Аравийское и Карибское моря, моря Индонезии). В морях умеренной зоны свечение наиболее интенсивно в летнее время.

Цветением моря называется изменение окраски моря при скоплении в поверхностных слоях мельчайших животных организмов - зоопланктона или растений - фитопланктона.

Обычно цветение происходит при массовом развитии какого-нибудь одного вида планктона. Жгутиковые - перидинии и ноктилюки, развиваясь иногда в огромных количествах, вызывают цветение в виде розовых, буро-красных, желтых или зеленоватых пятен и полос. В тропической зоне океана иногда наблюдается интенсивное развитие сине-зеленой водоросли - триходесмиум, которая окрашивает воду в зеленый цвет. Осенью в Азовском море в результате интенсивного развития одноклеточных диатомовых водорослей вода может принимать коричневую окраску. В полярных районах за счет скопления бледно-розовых рачков нередко наблюдается красное или розовое цветение. Резко падает в это время и прозрачность воды.

В 1997 году в Беринговом море наблюдалось уникальное по масштабам и последствиям цветение воды в результате бурного развития одноклеточных планктонных водорослей - кокколитофорид. Оно было обусловлено явлением Эль Ниньо - положительной температурной аномалией в тропических районах Тихого океана, оказавшей влияние на экосистемы высокоширотных морей, в том числе и Берингова моря. Кокколитофориды достаточно обычны в тропических морях и гораздо менее многочисленны в высоких широтах. В нормальные годы в период наибольшего развития фитопланктона в Беринговом море 95-99% его биомассы составляют различные диатомовые водоросли. Однако в середине лета 1997 г. в результате бурного развития кокколитофорид вода моря стала молочно-аквамариновой. Пятно цветения охватывало весь юго-восточный берингоморский шельф. Толщина охваченной цветением воды составляла до 50 м, прозрачность ее была втрое ниже обычной. Общая численность кокколитофорид составляла 99,8% общей численности фитопланктона. Обычные доминанты этих вод - диатомовые водоросли - практически исчезли.

Цветение воды кокколитофоридами на юго-восточном шельфе Берингова моря в 1997 г. - явление в шкале подобных для всего Мирового океана очень крупное по

своим масштабам. Огромной была и его продолжительность – более 3 месяцев (вспышки численности диатомей длятся обычно 2-4 недели). Произошло радикальное и длительное изменение в составе пищевых цепей. Значительно уменьшилась миграция лососей в море; в районах, занятых цветением, отмечалась массовая гибель морских птиц.

В тропических и умеренных водах иногда также происходит массовое развитие одноклеточных организмов, называемых динофлагеллятами. При этом цвет моря становится красно-коричневым или красно-желтым, в воде падает содержание кислорода и почти все живое погибает от ядовитых веществ, выделяемых динофлагеллятами. Такое явление получило название «красного прилива».

9. Акустические свойства морской воды

9.1. Скорость распространения звука

Морская вода - акустически неоднородная среда. Неоднородность морской воды заключается в изменении плотности с глубиной, присутствии в воде пузырьков газа, взвешенных частиц и планктона. Поэтому распространение акустических колебаний (звук) в морской воде представляет собой сложное явление, зависящее от распределения плотности (температуры, солености, давления), глубины моря, характера грунта, состояния поверхности моря, замутненности воды взвешенными примесями органического и неорганического происхождения и наличия растворенных газов.

Звук в широком смысле - колебательное движение частиц упругой среды, распространяющееся в виде волн в газообразной, жидкой или твердой средах; в узком смысле - явление, субъективно воспринимаемое специальным органом чувств человека и животных. Человек слышит звук с частотой от 16 Гц до $16 \cdot 20 \times 10^3$ Гц. Физическое понятие звук охватывает как слышимые, так и неслышимые звуки. Звук с частотой ниже 16 Гц *называется инфразвуком*, выше 20×10^3 Гц - *ультразвуком*; самые высокочастотные акустические колебания в диапазоне от 10^9 до 10^{12} - 10^{13} Гц относят к *гиперзвуку*.

Распространение звука в воде представляет собой периодические сжатия и разрежения воды в направлении движения звуковой волны. Скорость передачи колебательного движения от одной частицы воды к другой *называется скоростью распространения звука*. Теоретическая формула скорости звука для жидкостей и

газов имеет вид:
$$c = \sqrt{\frac{\alpha \gamma}{k}},$$
 где α – удельный объем, $\gamma = \frac{c_p}{c_v}$ - отношение

теплоемкости воды при постоянном давлении c_p к теплоемкости воды при постоянном объеме c_v , примерно равное единице, k - истинный коэффициент сжимаемости морской воды.

С повышением температуры воды скорость звука растет как за счет увеличения удельного объема, так и за счет уменьшения коэффициента сжимаемости. Поэтому влияние температуры на скорость звука наибольшее по сравнению с другими факторами. При изменении солености воды также изменяются удельный объем и коэффициент сжимаемости. Но поправки на скорость звука от этих изменений имеют разные знаки. Поэтому влияние изменения солености на скорость звука меньше, чем влияние температуры. Гидростатическое давление оказывает влияние только на вертикальное изменение скорости звука, с глубиной скорость звука возрастает.

Скорость звука не зависит от силы источника звука.

По теоретической формуле составлены таблицы, дающие возможность по температуре и солёности воды определить скорость звука и исправить ее на давление. Однако теоретическая формула даёт величины скорости звука, отличающиеся от измеренных в среднем на $\pm 4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Поэтому на практике используются эмпирические формулы, из которых наибольшее распространение получили формулы *Дель-Гроссо* и *У. Вильсона*, обеспечивающие наименьшие ошибки.

Ошибка в скорости звука, рассчитываемая по формуле Дель-Гроссо, не превышает $0.5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ для вод солёностью больше 15‰ и $0.8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ для вод солёностью меньше 15‰.

Формула Вильсона, предложенная им в 1960 году, даёт более высокую точность, чем формула Дель-Гроссо. Она построена по принципу построения формулы Бьеркнеса для расчёта условного удельного объёма *in situ* и имеет вид:

$$c = 1449,14 + \delta c_p + \delta c_t + \delta c_s + \delta c_{\text{stp}},$$

где δc_p – поправка на давление, δc_t – поправка на температуру, δc_s – поправка на солёность и δc_{stp} – суммарная поправка на давление, температуру и солёность.

Среднеквадратичная погрешность расчёта скорости звука по формуле Вильсона составляет $0.3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

В 1971 году была предложена другая формула для вычисления скорости звука по измеренным значениям *T*, *S* и *P* и несколько иными значениями поправок:

$$c = 1449,30 + \delta c_p + \delta c_t + \delta c_s + \delta c_{\text{stp}},$$

При измерении глубин эхолотом рассчитывается осреднённая по слоям скорость звука, которую называют вертикальной скоростью звука. Она определяется

по формуле

$$c_{\text{stp}} = \frac{c_1 h_1 + c_2 h_2 + \dots + c_n h_n}{h_1 + h_2 + \dots + h_n} = \frac{\sum_1^n c_i h_i}{\sum_1^n h_i},$$

где c_i – средняя скорость звука в слое толщиной h_i .

Скорость звука в морской воде при температуре 13°C , давлении 1 атм и солёности 35‰ равна $1494 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$; как уже указывалось, она увеличивается с ростом температуры ($3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на 1°C), солёности ($1,3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на 1 ‰) и давления ($0,016 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на 1 м глубины). Она примерно в 4.5 раза больше скорости звука в атмосфере ($334 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). Среднее значение скорости звука в Мировом океане около $1500 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а диапазон её изменчивости от 1430 до $1540 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на поверхности океана и от 1570 до $1580 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ – на глубинах более 7 км.

9.2. Поглощение и рассеяние звука в море. Реверберация

При распространении звуковой волны происходит постепенное её затухание, т. е. уменьшение интенсивности и амплитуды. Знание законов затухания звука важно для определения предельной дальности распространения звукового сигнала.

Затухание обуславливается рядом факторов, которые проявляются в той или иной степени в зависимости от характеристик самого звука (в первую очередь его частоты) и от свойств водной среды. Эти факторы можно подразделить на две группы. В первую входят факторы, связанные с законами волнового распространения звука в среде. Так, при удалении от источника звука интенсивность его убывает обратно пропорционально квадрату расстояния.

Вторая группа факторов, определяющих затухание звука, связана с физическими процессами в воде - необратимым переходом звуковой энергии в другие формы (главным образом в тепло), т.е. с поглощением звука, обусловленным вязкостью и теплопроводностью среды («классическое поглощение»), а также переходом звуковой энергии в энергию внутримолекулярных процессов (молекулярное или релаксационное поглощение).

Согласно классической теории, поглощение звука вследствие вязкости вызвано сдвиговыми напряжениями, возникающими при движении водных слоев относительно друг друга. Это сдвиговое напряжение пропорционально градиенту скорости и коэффициенту вязкости, обозначаемому через μ_1 . Коэффициент μ_1 существует только при сдвиговых деформациях и называется коэффициентом сдвиговой (стоксовской или первой) вязкости. При этом скорость звука до частот порядка 10^6 Гц практически не зависит от вязкости. Влияние же теплопроводности на затухание звука в воде оказывается ничтожно малым.

Наряду с «классическим поглощением», т.е. влиянием вязкости и теплопроводности, рассматривается поглощение в результате релаксации. Процесс релаксации определяет коэффициент объемной вязкости μ_2 , который проявляется в процессах, сопровождающихся изменением объема жидкости. Его также называют коэффициентом второй вязкости. Вторая объемная вязкость обусловлена сменой фаз сжатия и разряжения акустической волны. Такая смена фаз вызывает изменения структуры молекул воды и приводит к отклонениям внутренней энергии молекул от их значений в невозмущенном состоянии. При этом знаки отклонений при сжатиях и разрежениях противоположны, а сам процесс перехода энергии от одного уровня к другому необратим. Время, необходимое для перестройки молекул, называется временем релаксации. Величина потерь акустической энергии зависит от соотношения времени релаксации и периода звуковой волны. Если время релаксации значительно отличается от периода волны, то величина потерь энергии за период мала. Если же эти величины близки, то потери максимальны.

Таким образом, возникает дополнительная потеря внутренней энергии, и реальный коэффициент поглощения β оказывается больше коэффициента поглощения β_{μ_1} , рассчитываемого по формулам классической теории. Поэтому для реального коэффициента поглощения звуковой энергии можно записать выражение: $\beta = \beta_{\mu_1} + \beta_{\mu_2}$, где β_{μ_2} - поглощение, обусловленное релаксационными процессами.

Коэффициент поглощения β определяет убывание интенсивности звука с расстоянием за счет поглощения. **Интенсивность звука** - это количество энергии, которую переносит звуковая волна в течение секунды через площадь в 1 м^2 , расположенную перпендикулярно направлению распространения волны.

Убывание интенсивности звука определяется экспоненциальным законом: $I_x = I_0 e^{-2\beta \cdot x}$, где I_0 - начальная интенсивность звука; I_x - интенсивность на расстоянии x от излучателя, β - коэффициент поглощения звука. Коэффициент поглощения звука измеряется в децибелах на единицу расстояния ($\text{дБ} \cdot \text{км}^{-1}$).

Кроме поглощения звуковой энергии происходит уменьшение силы звука в заданном направлении вследствие рассеяния энергии звука имеющимися в воде пузырьками газа, частицами органического и неорганического происхождения, а также неоднородностями самой воды.

Затухание звука в море при отсутствии примесей происходит

преимущественно за счет поглощения звуковой энергии, и рассеяние в этом случае играет второстепенную роль. При наличии примесей значение рассеяния возрастает и затухание звука в море происходит значительно быстрее.

В целом, затухание звука в море определяется как его поглощением, так и рассеянием. Поскольку сложно разделить потери звуковой энергии на поглощение и рассеяние, при гидроакустических расчетах применяется *коэффициент затухания* γ , характеризующий суммарное ослабление силы звука. Так же, как и в случае поглощения, затухание звука выражается экспоненциальным законом:

$$I_x = I_0 e^{-\gamma \cdot x}, \text{ где } \gamma \text{ – коэффициент затухания звука (дБ} \cdot \text{км}^{-1}\text{)}.$$

Рассеяние звука неоднородностями, а также неровностями поверхности воды и дна вызывает *явление реверберации* (позднелат. reverberatio - отражение, от лат. reverbero - отбрасываю), которое создает помехи в приеме полезного сигнала гидроакустическими системами.

Реверберация в море (послезвучание) - непрерывное, ослабевающее по интенсивности звучание в результате многократных отражений звуковых волн от неоднородностей окружающей среды. Неоднородностями в толще воды являются воздушные пузырьки, взвешенные частицы, неровности поверхности моря и дна, живые организмы. Эти *объекты называются рассеивателями*. Непрерывность звучания объясняется тем, что рассеиватели находятся близко друг от друга. Звуковые волны отражаются сначала от ближних к излучателю рассеивателей, а затем от рассеивателей, расположенных на большем удалении. Отраженные сигналы слабее, поэтому эхо постепенно затухает. Таким образом, после прекращения действия источника звука в течение некоторого времени (от долей секунды до нескольких секунд) в области пространства, в которой распространялся звук, наблюдается постепенно убывающий по силе звуковой сигнал, обусловленный рассеянием.

Различают послезвучание, наблюдаемое в море в результате отражения и рассеяния исходного звука от дна (донная реверберация), взволнованной поверхности (поверхностная реверберация) и неоднородностей водной среды, рыб и других биологических объектов (объемная реверберация). Интенсивность каждой из них различна.

Приборы для измерения глубины моря – эхолоты иногда показывают дно на глубинах, намного меньших истинных. Контрольные проверки лотами определяют значительно большие глубины. Фиктивное дно получило название явления «призрачного дна».

В толще моря существуют как отдельные дискретные рассеиватели, так и отдельные, простирающиеся горизонтально, биологические скопления, залегающие обычно на глубинах до 1000 м. «Призрачное дно» образовано именно этой полупрозрачной для звука биологической пеленой, которая при заходе Солнца поднимается до глубины 100-150 м, а на рассвете опускается на 300-600 м. Эта живая опускающаяся и поднимающаяся пелена получила название *звукорассеивающего слоя (ЗРС)*. Рассеянное поле в толще моря создается лишь тогда, когда акустические характеристики рассеивающих объектов существенно отличаются от акустических свойств воды. Главными рассеивателями звука в ЗРС являются рыбы с плавательными пузырями, представляющими собой акустические резонаторы. Если частота звука, излучаемого эхолотом, близка к резонансной частоте плавательного пузыря (от 5 до 30 кГц), то он начинает резонировать и создавать сильное рассеянное поле. Эффекты ЗРС создаются небольшим числом рыб (2-5 рыб в 1000 м³ воды).

На частотах 50-100 кГц преобладающую роль в рассеянии звука в ЗРС играют

плотные скопления небольших кальмаров, ракообразных и рыб без плавательных пузырей.

9.3. Рефракция звуковых лучей. Подводный звуковой канал

При распространении звуковых лучей в акустически неоднородной среде наблюдается искривление траектории звукового луча, *называемое рефракцией*. Характер рефракции определяется знаком и величиной градиента скорости звука. Наибольшие градиенты скорости звука в море наблюдаются в вертикальной плоскости, поэтому в этой плоскости отмечается и наибольшая рефракция.

Звуковой луч, падающий на границу раздела двух сред с различной скоростью звука, частично отражается от поверхности раздела и частично преломляется, проникая во вторую среду. Границы раздела могут быть между водой и воздухом, водой и дном, между слоями воды с различной плотностью. Если разница в скорости звука велика, то происходит почти полное отражение звука. Так, через границу раздела вода-воздух проходит примерно одна тысячная доля падающей звуковой энергии, т. е. поверхность моря является практически идеальной для отражения звука. Песчаное дно отражает примерно 13% падающей на него звуковой энергии, остальная энергия проходит в грунт.

Если разница в скорости звука невелика, звук проходит границу раздела двух сред без значительных потерь, испытывая рефракцию.

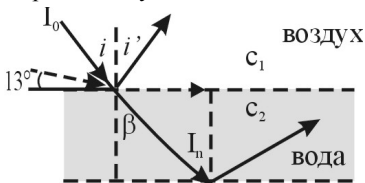
Рассмотрим падение звукового луча под произвольным углом i на границу двух слоев воды с разными скоростями звука c_1 и c_2 (рис. 14). Поведение звуковых волн на этой границе подчиняется законам отражения и преломления:

1) угол падения равен углу отражения, т.е. $i = i'$;

2) отношение синуса угла падения к синусу угла преломления есть величина постоянная и равная отношению скоростей распространения звука в этих средах, т.е.

$$\frac{\sin i}{\sin \beta} = \frac{c_1}{c_2} = n, \text{ где } n\text{-показатель преломления, а } \beta\text{- угол преломления. Если } c_1 >$$

c_2 , то $i > \beta$, а $n > 1$; если $c_1 < c_2$, то $i < \beta$, а $n < 1$. Следовательно, значение показателя преломления зависит от значения и знака вертикального градиента скорости звука. Угол преломления β может быть больше или меньше i в зависимости от соотношения скоростей звука в отдельных слоях. При $c_1 > c_2$ звуковой луч, искривляясь,



приближается к нормали к поверхности раздела слоев, а при $c_1 < c_2$ звуковой луч отдалается от нормали. Таким образом, *звуковые лучи отклоняются в сторону слоев, имеющих меньшую скорость звука*.

Рис. 14. Рефракция звукового луча

При переходе звукового луча из слоя с меньшей скоростью c_1 в слой с большей скоростью c_2 угол i может иметь такое критическое значение, при котором угол $\beta = 90^\circ$, т. е. преломленный луч пойдет вдоль поверхности раздела. Этот луч называется предельным, а угол падения, при котором происходит «полное внутреннее отражение», называется критическим углом. Его значение можно определить, полагая

$$\sin \beta = 90^\circ = 1. \text{ Тогда } \frac{\sin i}{\sin \beta} = \frac{c_1}{c_2} = \frac{\sin i}{1} = \frac{c_1}{c_2}, \text{ откуда } \sin i = \frac{c_1}{c_2}.$$

Например, при переходе звуковых волн на границе воздух ($c_1=334 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) - вода ($c_2=1500 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) критический угол будет равен $\sin i = \frac{334}{1500} = 0,22$; $i = 12,7^\circ$.

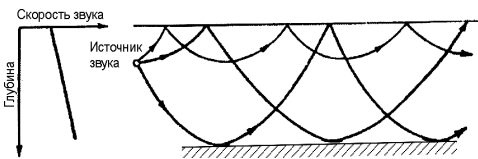
Рефракцию необходимо учитывать при определении дальности распространения звука. Чем больше стратифицировано море, тем больше искривляется звуковой луч, тем меньше дальность распространения звука.

В зависимости от наблюдаемого в море вертикального распределения скорости звука (градиентов скорости звука) выделяется четыре типа рефракции:

- положительная рефракция, наблюдаемая при возрастании скорости звука с глубиной (положительный градиент скорости звука);
- отрицательная рефракция, наблюдаемая при убывании скорости звука с глубиной (отрицательный градиент скорости звука);
- изменение положительной рефракции в поверхностном слое, в котором возрастает скорость звука с глубиной, на отрицательную в нижележащих слоях, в которых скорость звука убывает с глубиной (переход от положительного градиента скорости звука к отрицательному);
- подводный звуковой канал, наблюдаемый при убывании скорости звука в верхнем слое и возрастании в нижнем (переход от отрицательного градиента скорости звука к положительному).

В тех случаях, когда скорость звука с глубиной не меняется, траектории звуковых лучей будут представлять прямые линии - рефракция отсутствует.

При увеличении скорости звука с глубиной (градиент скорости звука положительный) наблюдается положительная рефракция - звуковые лучи



искривляются в сторону поверхности моря (рис. 15).

Рис.15. Рефракция звуковых лучей при увеличении скорости звука с глубиной (положительная рефракция).

Распространение звука сопровождается многократными отражениями от поверхности моря, а потери звуковой энергии ничтожны. Образуется приповерхностный звуковой канал. Звуковые лучи при положительной рефракции «образуют кружево, подвешенное к поверхности моря».



При убывании скорости звука с глубиной (отрицательный градиент скорости звука) наблюдается отрицательная рефракция - звуковые лучи искривляются в сторону дна (рис. 16).

Рис.16. Рефракция звуковых лучей при уменьшении скорости звука с глубиной (отрицательная рефракция).

Звуковые лучи отражаются от дна и при каждом отражении часть звуковой энергии переходит в грунт, что заметно снижает дальность распространения звука. Кроме того, между предельным лучом, выходящим из источника звука, и поверхностью моря образуются зоны, куда не попадают звуковые лучи, независимо от мощности, направленности и ориентации излучателя. Эти зоны называются **зонами**

акустической тени в отличие от зон, в которых распространяются звуковые лучи и которые **называются освещенными зонами**. Наличие зон акустической тени неблагоприятно для работы гидроакустических приборов. Приемники, находящиеся в зоне тени, либо совсем не принимают сигналы излучателя, либо принимают их сильно ослабленными.

При увеличении скорости звука в поверхностном слое и ее убывании от нижней границы этого слоя до дна (изменение положительного градиента скорости звука на отрицательный) наблюдается изменение положительной рефракции в верхнем слое на отрицательную в нижележащих слоях (рис. 17).

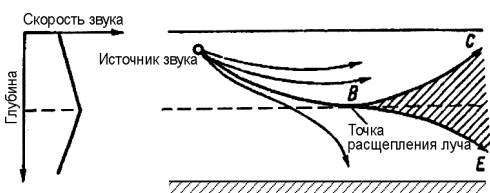


Рис. 17. Рефракция звуковых лучей при увеличении скорости звука в поверхностном слое и ее убывании ко дну (изменение положительной рефракции в верхнем слое на отрицательную в нижележащих слоях).

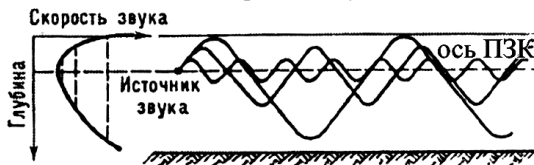
В этом случае происходит расщепление звукового луча (точка В) на два луча, один из которых (BC) после полного внутреннего отражения отклоняется к поверхности моря, а другой (BE) проникает в нижележащие слои и отклоняется ко дну. Между ними создается зона акустической тени, что значительно уменьшает дальность действия гидроакустической аппаратуры.

Подводный звуковой канал (ПЗК) определяется как слой в толще воды, в котором звуковые лучи распространяются, испытывая многократное внутреннее отражение (рис. 18). При этом звуковая энергия концентрируется вдоль оси канала, что создает условия сверхдальнего распространения звука.

Явление сверхдальнего распространения звука в море было открыто независимо американскими учёными М. Ивингом и Дж. Ворцелем (1944) и советскими учёными Л. М. Бреховских и Л. Д. Розенбергом (1946).

Для возникновения подводного звукового канала необходимо, чтобы на некоторой глубине отмечался минимум скорости звука. Выше этой глубины скорость звука увеличивается из-за повышения температуры, а ниже - вследствие увеличения гидростатического давления. Слой с минимальной скоростью звука называется **осью подводного звукового канала**.

Рис. 18. Подводный звуковой канал



Если излучатель помещен на оси звукового

канала, звуковой луч, вышедший из излучателя в сторону поверхности моря, будет описывать параболическую кривую, обращенную своей выпуклостью к поверхности (скорость с глубиной уменьшается - отрицательная рефракция). Испытав полное внутреннее отражение, луч достигнет оси канала, ниже которой закон изменения скорости с глубиной обратный (скорость с глубиной растет - положительная рефракция). Траектория звукового луча изогнется выпуклостью ко дну, и луч, вновь испытав полное внутреннее отражение, достигнет оси канала. Звуковой луч, отклонившийся от оси канала вверх или вниз, вследствие рефракции всегда стремится попасть в него обратно.

Обычно дальность распространения звука в океане составляет десятки или

сотни километров. В зоне подводного звукового канала отмечается сверхдальнее распространение звука. Если поместить излучатель и приемник звука на оси канала, то даже звуки средней интенсивности могут быть зарегистрированы на расстоянии в сотни и тысячи км. Так звук от взрыва заряда массой 22,5 кг на оси канала вблизи Африки был зарегистрирован у берегов Новой Зеландии на расстоянии 10000 км.

Пределы дальности распространения подводных звуков лимитируются собственными шумами моря, имеющими двойное происхождение. Часть шумов возникает от ударов волн на поверхности воды, от морского прибоя, от шума перекачиваемой гальки и т.п. Другая часть связана с морской фауной; сюда относятся звуки, производимые рыбами и некоторыми морскими животными

9.4. Биогидроакустика

Гидроакустика получила широкое практическое применение, т.к. никакие виды электромагнитных волн, включая и световые, не распространяются в воде (вследствие её электропроводности) на сколько-нибудь значительном расстоянии, и *звук поэтому является единственным возможным средством связи под водой*. Для этих целей пользуются как звуковыми частотами от 300 до 10000 гц, так и ультразвуком от 10000 гц и выше.

Биогидроакустика - биологическая гидроакустика изучает звуки, производимые водными организмами.

Биогидроакустика возникла во время 2-й Мировой войны в связи с массовым применением технической гидроакустики - шумопеленгования, эхолокации, связи. Уже тогда было обнаружено большое количество морских организмов, издающих звуки - рыб, млекопитающих и ракообразных. Биологические звуки оказались столь разнообразными и интенсивными, что создавали сильные помехи гидроакустической аппаратуре.

Биогидроакустика имеет большое значение для военно-морского флота. В некоторых странах стали маскировать шумы торпед и подводных лодок под звуки, издаваемые рыбами. Одна из проблем военной гидроакустики - опознавание и классификация обнаруженных объектов и предметов, особенно в связи с появлением малозумящих атомных подводных лодок. Биогидроакустика позволяет определить, действительно ли цель является подводной лодкой, а не косяком рыбы или китом. Интенсивность звуков, издаваемых рыбами (в данном случае источника гидроакустических помех), может быть весьма значительной, поэтому знание физической структуры звуков, их состава и районирования в морях, а также времени, когда они максимально проявляются, важны для правильной организации систем обнаружения и опознавания подводных объектов.

Специальные практические вопросы перед биогидроакустикой поставила гидробионика. На основе данных, полученных биогидроакустикой, создаются устройства для защиты акустических линий подводной связи, устройства для повышения помехоустойчивости систем подводной телеметрии.

Одним из основных разделов биогидроакустики является биоакустика рыб. Результаты исследований показывают, что рыбы способны издавать акустические сигналы в звуковом диапазоне частот от 20-50 гц до 10-12 кгц (табл. 7).

Таблица 7

Характеристика звуков, издаваемых рыбами

Способы образования звуков	Критерии различения звуков		
	Субъективная характеристика	Спектр звуков	Характер шумов

Издаваемые при помощи плавательного пузыря	Барабанный ритмичные карканье, стоны	бой удары	От 40-50 гц до 1.5-2.5 кгц с максимумом в области частот 100-700 гц	Импульсный, резонансный
Возникающие при трении зубов, костных пластинок, шипов плавников	Скрежет, хруст, треск, щёлканье		От 20-50 гц до 10-12 кгц с максимумом в области частот 1-4 кгц	Шумовой, сплошной
Возникающие при движении	Шорохи, шелест		До 1 кгц с максимумом ниже 100 гц	Низкий, шумовой
Возникающие при захвате пищи	Низкие, глухие удары		До 1.5-2 кгц с максимумом ниже 200 гц	Низкий, шумовой

Для многих рыб характерны звуки, присущие только данному виду, поэтому они могут являться биологическими критериями видовой и возрастной диагностики рыб.

При смене биологических циклов у рыб в различные периоды года (размножение, нагул, зимовка), а также при изменении освещённости в течение суток меняется звуковая активность рыб. Особенности поведения рыб (отношение их к орудиям лова, взаимоотношения хищника и жертвы, поддержание контакта в стае, акустическая сигнализация) могут быть поняты и решены только при знании свойств слуха рыб и, соответственно, возможностей восприятия ими различных звуков.

Биогидроакустика перспективна при промысловой разведке некоторых видов рыб и в установлении видовой принадлежности обнаруженных концентраций рыбы. Основная техника для поиска промысловых объектов - гидроакустическая рыбопоисковая аппаратура, использующая методы эхолокации и позволяющая точно определять глубину и размер обнаруженных косяков рыбы, скорость их передвижения, плотность скопления. Однако с помощью этой аппаратуры сложно устанавливать видовую принадлежность рыб, составляющих данное скопление, хотя в некоторых случаях по форме эхозаписей это возможно при условии, что район хорошо изучен и имеется достаточный опыт работы с поисковой аппаратурой.

Поиск некоторых видов рыб, например тунцовых, обычными рыбопоисковыми приборами весьма затруднён из-за больших скоростей их перемещения. Гидролокация недостаточно эффективна и при поиске придонных рыб, обитающих в прибрежных скалистых районах, из-за сложного рельефа дна. Вследствие низкой отражательной способности плохо обнаруживаются рыбопоисковыми эхолотами и некоторые ракообразные, например креветки, имеющие промысловое значение. Во всех этих случаях может быть применен другой акустический способ разведки водных организмов - рыбошумопеленгация (рыбошумоиндикация).

Весьма перспективна биогидроакустика для создания искусственных концентраций рыб и других организмов, управления поведением рыб с целью как рыболовства, так и регулирования их движения в рыбопропускных сооружениях.

Большой интерес представляют данные биогидроакустики по изучению акустических органов китообразных (китов, дельфинов). Они обладают способностью, свойственной очень немногим животным: путём посылки и приёма гидроакустических импульсов определять под водой наличие различных предметов и объектов, представляющих для них опасность или объект питания, а также

осуществлять внутри- и межвидовую связь и сигнализацию. Они могут излучать акустические сигналы в очень широком диапазоне звуковых и ультразвуковых частот, имеют высокоэффективные органы и системы восприятия, обработки и анализа принятой гидроакустической информации.

10. Взаимодействие океана и атмосферы

10.1. Взаимосвязь процессов в океане и атмосфере

Взаимодействие океана и атмосферы определяет погоду и климат различных областей земного шара, тепловой и динамический режим Мирового океана. Практическое значение решения этой проблемы очевидно - оно открывает пути для разработки более совершенного долгосрочного прогноза погоды, прогноза изменения климата, прогноза режима Мирового океана. Сейчас эта проблема стала одной из важнейших проблем.

Океан и атмосфера соприкасаются на пространстве, составляющем около 71% поверхности планеты. На всем этом пространстве между газовой и жидкой оболочками Земли происходит непрерывное взаимодействие в разнообразных процессах. Только приливные явления, из всех происходящих в Мировом океане процессов, могут рассматриваться независимо в океане и атмосфере.

Все процессы в океане и атмосфере возбуждаются единым источником энергии - солнечным излучением - и представляют собой различные части единого механизма, в котором происходит трансформация тепловой энергии Солнца в другие виды энергии.

Тепловое и динамическое взаимодействие, обмен влагой являются основными процессами во взаимодействии океана и атмосферы. Именно эти процессы имеются в виду, когда рассматривается проблема взаимодействия океана и атмосферы. В нее входит и взаимодействие атмосферы с поверхностью материков, без которого крупномасштабное взаимодействие было бы не полным.

В тепловом отношении океан более активен, так как обладает большим запасом тепла, а атмосфера более активна в динамическом - в силу большей подвижности и больших запасов кинетической энергии.

В ряде отдельных процессов можно видеть преобладание определенно направленного воздействия атмосферы на океан или океана на атмосферу. Однако в *целом процессы взаимодействия в системе океан-атмосфера происходят с активной обратной связью*. Поэтому причины и следствия в цепи взаимодействия могут меняться местами, и в большинстве случаев невозможно указать, находятся причины в атмосфере или в океане.

В результате теплового и динамического взаимодействия газообразной и жидкой оболочек Земли создается основной фон жизни океана и атмосферы, на котором развиваются все остальные физические, а также химические, биологические и геологические процессы, поглощающие несравненно меньшую часть приходящей на Землю солнечной энергии.

Воздействие атмосферы на океан проявляется в основном в передаче ему количества движения. Под действием касательного напряжения и пульсаций давления турбулизированного ветрового потока в океане возникают дрейфовые течения, ветровое волнение, внутренние волны. Энергией циркуляции атмосферы, т.е. режимом преобладающих ветров над океанами, обусловлены главные черты системы общей циркуляции вод океана, ветрового волнения, уровенной поверхности. Кроме

того, колебания атмосферного давления, особенно при прохождении циклонов, создают в океане градиентные течения, долгопериодные внутренние волны, сгонно-нагонные изменения уровня.

Воздействие океана на атмосферу проявляется главным образом в передаче ей тепла и влаги. Существенную роль при этом играет скрытая теплота, содержащаяся в водяном паре и реализуемая атмосферой в районах конденсации. Тепло океана передается в атмосферу процессами испарения, турбулентного теплообмена и длинноволнового излучения с поверхности океана.

Благодаря большой тепловой инерции деятельного слоя океана его тепловое состояние более стабильно и меняется во времени медленнее, чем тепловое состояние атмосферы. Поэтому крупномасштабные движения в атмосфере стремятся приспособиться к тепловому состоянию океана.

Распределение величин результирующего теплообмена океана с атмосферой определяет районы наибольшего поступления тепловой энергии в атмосферу, а следовательно, определяет и районы наибольшей термодинамической активности в атмосфере. Такими районами являются, в частности, системы течений Гольфстрим и Кур시오.

Важную роль регулятора в процессах взаимодействия океана с атмосферой играет облачность. В облачности при конденсации выделяется скрытая теплота испарения, но в то же время она экранирует прямую солнечную радиацию. Поэтому распределение облачности создает неравномерность в прогреве верхних слоев океана. Длительные аномалии в количестве облаков над данным районом океана способствуют образованию аномалий теплосодержания деятельного слоя. При этом изменяется испарение, турбулентный и лучистый теплообмен океана с атмосферой, что соответствующим образом изменяет облачность и другие характеристики атмосферы. Таким образом, облачность осуществляет обратную связь в процессах воздействия океана на атмосферу и может придавать этим процессам колебательный характер.

В районах частой повторяемости штормов резко увеличиваются турбулентные потоки тепла и влаги, в результате чего эти области являются очагами интенсивного взаимодействия океана и атмосферы.

Морской лед также играет роль своеобразного регулятора в теплопередаче от океана в атмосферу в полярных областях, уменьшая теплообмен между океаном и атмосферой.

10.2. Изменчивость процессов в океане

Проблема взаимодействия океана с атмосферой сложна, а форма и содержание взаимодействия многообразны. Поэтому необходимо классифицировать процессы взаимодействия по масштабам. Строго говоря, эти процессы не делимы, но в то же время деление процессов по масштабам не произвольно - оно определяется масштабом неоднородностей граничных условий на поверхности планеты.

Многообразные внутренние процессы в океане связаны между собой. Эта взаимосвязь прослеживается как между малыми объемами воды, так и между водными массами всего океана. ***В основе этой взаимосвязи лежат циркуляционные процессы.*** Спектр их широк - от процессов на молекулярном уровне до процессов всего океана.

Для океанов специфичны динамические, химические, биологические и геохимические процессы формирования вертикальной и горизонтальной структуры водных масс, сообществ морских организмов и их продуктивность. Циклические

процессы в основе формирования этих структур проявляются в виде почти замкнутых круговоротов массы и вещества. Эта не полная замкнутость имеет принципиальное значение для взаимосвязанности явлений. Именно передача энергии от одного цикла в другой и осуществляет эту взаимосвязь.

Наиболее детально изучены динамические циклы переноса вод. Эти циклы получили название *изменчивости вод*.

Советским ученым А.С.Мониным (1974 г.) предложена классификация изменчивости вод океана.

1. Мелкомасштабная изменчивость с временным масштабом от долей секунд до десятков минут. К ней относятся поверхностные и внутренние волны, турбулентность и процессы эволюции вертикальной микроструктуры.

Поверхность океана практически всегда деформирована волнами. Высота волн в океане может достигать 20-30 м. Волны играют большую роль в перемешивании верхнего слоя океана, в создании верхнего однородного слоя.

Переслоенность плотностной структуры океана - основа развития внутренних волн, которые могут возбуждаться приливообразующими силами, изменением атмосферного давления, ветром, течениями.

Турбулентность играет важную роль в вертикальном перемешивании вод, в обмене количеством движения и тепла с атмосферой.

2. Мезомасштабная изменчивость с периодами от часов до суток. К ней относятся приливные и инерционные колебания, возникающие под действием гравитационного притяжения Луны и Солнца, сил инерции. Этим же интервалом характеризуются суточные вертикальные миграции планктона, которые в некоторых районах океана достигают сотен метров.

3. Синоптическая изменчивость от нескольких суток до месяцев. Проявляется в океане в виде горизонтальных вихрей размером в сотни километров. Главным управляющим фактором синоптической изменчивости является накапливающийся эффект воздействий на океан ветра и тепла. Синоптическая изменчивость отражается также в температурных колебаниях, которые могут достигать местами нескольких градусов. Синоптический период имеет смена влаги в атмосфере и воды в реках. Так, вода в атмосфере сменяется за год 37 раз, т.е. примерно каждые 10 дней. Обновление вод в реках происходит каждые 11 дней.

4. Сезонная изменчивость с годовым периодом и кратными ему частями. Причиной этих колебаний является годовое движение Земли вокруг Солнца и связанный с этим годовой ход солнечной радиации в различных широтных зонах. Сезонная изменчивость прослеживается в биологической продуктивности отдельных районов Мирового океана, а также в годовых колебаниях температуры воды на поверхности. Так, в северо-западных районах Атлантического и Тихого океанов амплитуда годовых колебаний температуры воды достигает 16-20°C. Пространственные масштабы сезонных колебаний находятся в зависимости от меридиональной протяженности природных зон и их особенностей. Продолжительность отдельных сезонов меняется с широтой. Климатические и гидрологические сезоны в основном совпадают. Однако, между ними существуют и определенные различия, которые увеличиваются в направлении от экватора к полюсам.

5. Межгодовая изменчивость. В ней наиболее ярко выражены колебания во взаимодействии океана и атмосферы. Проявляется в согласованных изменениях состояния больших акваторий океана и всей атмосферы от года к году. Примерами могут служить колебания положения и интенсивности северной ветви Гольфстрима с

периодом около 3.5 лет, квазисемилетнее явление "Эль Ниньо" – появление аномально высоких температур воды на поверхности экваториальной части Тихого океана, а также перемещения тепловых аномалий по океаническим круговоротам.

6. Внутривековая изменчивость с периодами в десятки лет, связанная с колебаниями климата, одновременно охватывает океан и атмосферу. Примером может служить произошедшее в первой половине XX века потепление вод Арктики и одновременное похолодание в низких широтах. Среди внутривековых наиболее четкими оказались колебания продолжительностью 11 и 20-30 лет. Широко распространены на земном шаре климатические изменения с периодом 30-35 лет. В течение одного такого колебания серия влажных и прохладных лет сменяется серией теплых и сухих.

7. Межвековая изменчивость с периодами в сотни лет. Проявляется в виде межвековых колебаний климата и изменения средней температуры воды значительных акваторий океана. Одно из таких изменений происходило во время так называемого "малого ледникового периода" в XVII-XIX веках. В этот период Саргассово море было на 2-3°C теплее, а акватория у Исландии на 1°C холоднее современной нормы. Эти отклонения явились результатом ослабления теплообмена в процессах взаимодействия океана и атмосферы.

Сотнями лет оценивается "время жизни" глубинных вод океана: Тихого и Индийского - 1300 лет, глубинных вод северной части Атлантики - 600 лет, Антарктики - 100 лет, поверхностных вод северной Атлантики - 10 лет. Таким образом, межвековая изменчивость связана также с обменными процессами во всей толще океанических вод, т.е. с общей вертикальной циркуляцией.

10.3. Теплообмен в системе океан-атмосфера

Поверхность моря представляет собой зону взаимодействия океана и атмосферы. Она является транзитной, поскольку через нее осуществляется обмен веществом и энергией. Тепло- и газообмен происходит непосредственно между Мировым океаном и атмосферой, однако в глобальном круговороте влаги и солей необходимо учитывать также обмен с сушей. Количество влаги, уносимой с океана на материи, относительно невелико, но эта влага является главным источником для суши. Планетарный обмен солями также, несмотря на их малый объем, является важнейшим процессом, определяющим различие химического состава вод суши и океана.

Между различными видами обмена существует сложная взаимосвязь. Особенно тесно взаимосвязаны планетарные круговороты тепла и влаги. Так, испарение определяет не только количество влаги, вовлекающейся в планетарный обмен, но и расходование большей части солнечной энергии, поглощаемой поверхностью земного шара. Выделение тепла в атмосфере, происходящее при конденсации влаги, является важнейшим энергетическим фактором циркуляции воздушных масс.

Академик В.В.Шулейкин, рассматривая океан и атмосферу с точки зрения термодинамики, считает, что в них «работают» своеобразные мощные тепловые машины первого и второго рода. Для тепловой машины первого рода в течение всего года нагревателем служит тропическая зона, а холодильником являются Арктика и Антарктика. Ее «работа» проявляется в пассатной циркуляции воздуха. Для тепловой машины второго рода в холодное время года нагревателем служит поверхность океана, а холодильником – поверхность материков. В теплое время года нагреватели и холодильники меняются местами. Машина второго рода проявляет свою деятельность

в муссонной циркуляции. Зимой, когда температура воздуха над океаном выше, чем над сушей, создается поток воздуха с суши на океан (зимний муссон). Летом наблюдается обратная картина (летний муссон). Особенно четко прослеживается муссонная циркуляция у восточных и южных берегов Азии.

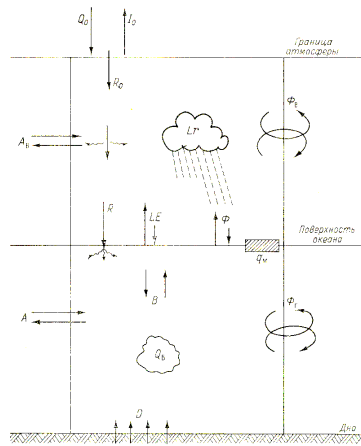
Неравномерность нагревания поверхности океана обуславливает теплообмен между низкими и высокими широтами, осуществляемый морскими течениями, которые иногда называют «водяным отоплением умеренных и высоких широт». Вынос теплых вод к восточным берегам материков на широтах $25-40^{\circ}$ и к западным берегам в более высоких широтах ($50-60^{\circ}$) создает условия для значительного обогривания этих районов. Так, средняя январская температура воздуха над Западной Европой на 60° с.ш. превышает среднюю температуру для этой широты на $15-20^{\circ}\text{C}$. Тепло в эти районы выносят также атлантические циклоны. Зимой интенсивной циклонической деятельности благоприятствует Северо-Атлантическое течение, которое усиливает Исландский минимум атмосферного давления.

В районах холодных течений, напротив, отмечается понижение температуры воздуха. Так, например, Перуанское течение у западных берегов Южной Америки понижает температуру воздуха почти на 4°C .

Различия в особенностях нагревания поверхности океана и суши сказываются на температурном режиме, облачности и осадках, что создает различные типы климата, получившие название морского и континентального. Последний характеризуется в умеренных широтах большой годовой амплитудой температуры воздуха и пониженной влажностью. Благодаря западному переносу в Евразии континентальность климата возрастает с запада на восток. Так, в Великобритании на 52° с.ш. годовая амплитуда температуры воздуха составляет всего 8°C , а на той же широте в Северном Казахстане - более 45°C .

Основной источник физических процессов, происходящих в атмосфере и океане, - солнечная энергия. Чтобы проследить потоки энергии, выделим часть пространства в виде вертикального столба от верхней границы атмосферы до дна океана (рис. 19).

Рис. 19. Схема потоков тепла (Жуков, 1976)



через боковые поверхности столба в него приносятся и выносятся массы воды и воздуха. Тепловое состояние масс воздуха и воды в столбе характеризуется теплосодержанием, которое непрерывно изменяется в результате теплообмена через верхнюю границу атмосферы, поверхность океана, боковые границы столба и толще атмосферы и океана могут происходить процессы, связанные с выделением или поглощением тепла. Общую схему теплообмена можно представить следующим образом.

На верхнюю границу атмосферы поступает поток солнечной радиации Q_0 . В мировое пространство излучается длинноволновая радиация I_0 . Результирующий поток радиации R_0 поступает в атмосферу.

Приход коротковолновой и длинноволновой радиации на поверхность океана составляют результирующий поток энергии - радиационный баланс R .

При соприкосновении воды и воздуха, имеющих различную температуру, между ними возникает турбулентный теплообмен Ф.

При испарении или конденсации поверхность океана соответственно теряет или получает тепло, количество которого выражается произведением LE (L - скрытая теплота парообразования, E - испарившаяся или сконденсировавшаяся масса воды).

При фазовых превращениях воды в лед выделяется, а при таянии льда поглощается тепло в количестве $qm = L_k M$ (L_k - скрытая теплота кристаллизации, M - масса образовавшегося или растаявшего льда).

В результате процессов теплообмена через поверхность нагревается или охлаждается поверхностный слой воды. Перемешиванием это нагревание или охлаждение передается в глубину в виде турбулентного потока тепла В.

Через дно в океан постоянно поступает поток внутреннего тепла Земли D.

Теплообмен через боковые границы выделенного пространства в атмосфере осуществляется в результате приноса и выноса масс воздуха с различным теплосодержанием – адвекция тепла A_b , а также при перемешивании воздуха, заключенного в столбе, и окружающего воздуха - горизонтальный турбулентный обмен теплом Фв.

В океане теплообмен через боковые границы столба осуществляется адвекцией тепла течениями А и горизонтальным турбулентным обменом с окружающей водой Фг. В адвекцию тепла входит и тепловой эффект речного стока.

В атмосфере происходит конденсация паров, при которой тепло испарения, отданное океаном, передается воздуху. По аналогии с потерей тепла при испарении этот приход тепла в атмосферу определяется как произведение L_g , где g - масса сконденсировавшейся воды, принимаемая равной количеству выпадающих осадков.

Внутри столба воды теплосодержание в какой-то степени могут изменять диссипация механической энергии течений, переходящей вследствие трения в тепло, а также выделение и поглощение тепла при биохимических процессах Q_b .

Из перечисленных потоков тепла не все имеют одинаковое значение. Наибольшие величины имеет поглощаемая солнечная радиация – радиационный баланс R. Радиационный баланс является положительной величиной в бюджете тепла Мирового океана и только в полярных областях в осенне-зимнее время радиационный баланс отрицателен. Поскольку в южном полушарии океан занимает большую акваторию, в нем поглощается 55% всей радиации, остальная часть приходится на северные широты. Средняя величина прихода солнечного тепла на поверхность Мирового океана в умеренных широтах составляет около $+29.7 \cdot 10^{16}$ ккал/год, уменьшаясь к северу и возрастая к экватору.

Следующими по величине являются затраты тепла на испарение воды - LE. В Мировом океане на испарение расходуется в 6.5 раза больше тепла, чем с суши. Общее его количество составляет $-26.8 \cdot 10^{16}$ ккал/год. Из них на южное полушарие приходится 54% общего количества тепла, что определяется различием акваторий по обе стороны экватора. Доля тепла, затрачиваемого на испарение, составляет примерно 90% чистого притока тепла.

Турбулентный теплообмен океана с атмосферой для умеренных широт составляет в среднем 5-10% и для тропиков 1-3%. Интенсивность турбулентного теплообмена определяется в основном разностью температуры между воздухом и водой. Доля турбулентного теплообмена в расходной части бюджета тепла составляет $-2.7 \cdot 10^{16}$ ккал/год. Турбулентный теплообмен оказывается определяющим в глобальном теплообмене. На турбулентный теплообмен с атмосферой расходуется в среднем лишь около 5% всей радиации, поглощаемой океаническими водами, однако

именно эта составляющая бюджета тепла Мирового океана является важнейшим источником нагревания приповерхностных воздушных масс. Поэтому теплообмен океана и атмосферы оказывает огромное влияние на термические процессы всей планеты.

Из остальных процессов теплообмена заметную роль в тепловом балансе океана играют адвекция и тепло фазовых превращений воды. Адвекция тепла (или холода) обычно велика в районах, находящихся под влиянием постоянных течений. Так, в области мощного теплого течения Гольфстрим в западной части Атлантического океана в среднем за год приносится тепла даже больше, чем поступает здесь радиационного тепла. В этом районе океана баланс тепла поддерживается за счет увеличенной теплоотдачи с поверхности теплого течения при испарении и турбулентном теплообмене с атмосферой.

Тепло, связанное с образованием и таянием льдов, играет важную роль в тепловом балансе полярных районов океана и северных морей.

Что касается остальных составляющих теплообмена, то их роль в тепловом балансе океана мала. Так, поток внутреннего тепла Земли через дно океана оказывает влияние лишь на слой воды, непосредственно прилегающий ко дну. Пренебрежимо малы также потоки тепла от диссипации энергии течений, от биохимических процессов, нагревания или охлаждения океана выпадающими осадками, от поступления грунтовых вод и других процессов.

Тепловой баланс поверхности Мирового океана представляет собой разность между приходом и расходом тепла, определяющуюся тем, накапливает или отдает океан энергию, получаемую от Солнца. В низких широтах за счет превышения приходной части бюджета над расходной происходит накопление тепла, а в высоких – его потеря.

Количественное соотношение между приходом и расходом тепла в процессах теплообмена выражается **уравнениями теплового баланса**. Эти уравнения в математической форме выражают закон сохранения тепловой энергии в процессах ее трансформации в системе океан-атмосфера. Уравнения теплового баланса могут быть записаны для поверхности океана, для атмосферы и океана отдельно или совместно. Вид этих уравнений зависит также от промежутков времени, для которых рассматриваются тепловые потоки.

Уравнение теплового баланса поверхности океана выражает количественное соотношение между потоками тепла, пересекающими единичную площадку. Поскольку тепловые потоки имеют различные направления относительно поверхности, их суммирование выполняется алгебраически, т. е. каждому потоку придается положительный или отрицательный знак. Обычно положительный знак приписывают потокам тепла, направленным в океан и повышающим его теплосодержание, отрицательный – потокам тепла из океана. Относительно атмосферы знаки назначают по такому же принципу, т. е. потокам тепла, направленным в атмосферу, придается положительный знак, и наоборот. Таким образом, одни и те же потоки тепла у метеорологов и океанологов имеют разные знаки.

Итак, алгебраическая сумма потоков тепла, пересекающих единичную площадь поверхности океана (без тепла ледовых процессов), в соответствии с рис. 19 выражается уравнением:

$$R + LE + \Phi + L_{KM} = B$$

Это уравнение справедливо для любого промежутка времени.

В среднем за год количество льда и теплосодержание Мирового океана в целом не изменяются, т. е. $L_{KM} = 0$, $B = 0$, и **уравнение теплового баланса для**

поверхности Мирового океана имеет вид:

$$R+LE+\Phi = 0$$

Баланс за год достигается тем, что радиационный приход тепла в океан уравновешивается испарением и турбулентным теплообменом с атмосферой, т. е. в последнем уравнении R положительно, LE и Φ отрицательны.

Составим *уравнение теплового баланса для толщи воды от поверхности океана до дна или до глубины h* . Учитывая наиболее существенные потоки тепла, имеем:

$$B+A+\Phi_1+D = C,$$

где C - скорость изменения теплосодержания в столбе воды в результате того, что сумма в левой части уравнения в общем случае не сбалансирована. С учетом предыдущих уравнений, последнее уравнение запишется так:

$$R+LE+\Phi+L_kM+A+\Phi_1+D = C$$

Уравнение справедливо и для столба воды, нижняя граница которого может быть выбрана на любой глубине h . В этом случае D выражает турбулентный теплообмен через нижнюю границу столба с глубже лежащими водами.

В среднем за год теплосодержание столба воды постоянно, $C = 0$, и уравнение принимает вид:

$$R+LE+\Phi+A+\Phi_1+D = 0$$

Если рассматривать весь Мировой океан в целом, то вследствие замкнутости общей циркуляции $A = 0$, а также $\Phi_1 = 0$, и последнее уравнение принимает вид:

$$R+LE+\Phi+D = 0$$

Здесь D положительно, следовательно, сумма $R+LE+\Phi$ отрицательна, т. е. Мировой океан отдает поток тепла D в атмосферу. Это указывает на то, что океан в целом практически не имеет источников тепла, кроме турбулентного теплообмена через поверхность.

Уравнение теплового баланса для атмосферы во многом аналогично уравнению для океана и имеет вид:

$$R_0+R+L_r+\Phi+A_B+\Phi_B = C_B,$$

где C_B - изменение теплосодержания столба воздуха в единицу времени. Положительные знаки теперь придаются потокам тепла, направленным в атмосферу.

В среднем за год теплосодержание атмосферы, как и океана, не меняется, т. е. $C_B = 0$, и уравнение принимает вид:

$$R_0+R+L_r+\Phi+A_B+\Phi_B = 0,$$

В целом для всей атмосферы $A_B = 0$ (общая циркуляция воздушных масс замкнута) и $\Phi_B = 0$, что приводит к упрощению уравнения:

$$R_0+R+L_r+\Phi = 0$$

Для столба, заключенного между верхней границей атмосферы и дном океана, считая положительными входящие в него потоки тепла, уравнение теплового баланса для небольших промежутков времени будет:

$$R_0+L(r-E)+A+A_B+\Phi_1+\Phi_B+D+L_kM = C+C_B$$

В среднем многолетнем для системы в целом за год

$$r = E, A = 0, A_B = 0, \Phi_1 = 0, \Phi_B = 0, C = 0, C_B = 0,$$

и уравнение принимает вид:

$$R_0 + D = 0$$

Это *уравнение теплового баланса для земного шара в целом*. При этом поток тепла D имеет место и в районах материков.

Уравнение констатирует, что внутреннее тепло Земли отдается в конце концов излучением через верхнюю границу атмосферы. При этом атмосфера и океан остаются в среднем в тепловом равновесии.

Если бы поток тепла D отсутствовал или из-за малости им пренебречь, то последнее уравнение примет простой вид

$$R_0 = Q_0 + I_0 = 0.$$

Это означает, что на верхней границе нашей планеты имеет место лучистое равновесие – сколько тепла приходит на верхнюю границу атмосферы, столько же его уходит обратно в космическое пространство.

Таким образом, вследствие большой прозрачности атмосферы значительная часть приходящей на ее верхнюю границу радиации проходит к поверхности Земли и поглощается океаном или сушей. В последующем это тепло атмосфера получает в трансформированном виде в результате конденсации водяных паров L_g и теплообмена Φ . Тепловой поток Земли, поступающий в океан и атмосферу, в конечном итоге оказывается излученным в пространство.

10.3.1. Составляющие теплового баланса океана

Поток солнечной радиации, поступающий на поверхность океана – радиационный баланс R , расходуется главным образом на теплообмен между океаном и атмосферой Φ , затраты тепла на испарение LE , горизонтальный перенос тепла морскими течениями A и изменение теплосодержания в толще воды B , т.е.

$$R = \Phi + LE + A + B.$$

Другие процессы, например, диссипация турбулентной энергии за счет сил вязкости, биологические процессы требуют меньшей затраты энергии, и ими обычно пренебрегают.

Определим составляющие приходной и расходной частей самого **радиационного баланса R** . Для его определения необходимо знать приход суммарной радиации на поверхность океана, эффективное длинноволновое излучение и альbedo поверхности.

На верхнюю границу атмосферы падает поток прямых солнечных лучей, средняя годовая величина которого - **солнечная постоянная** - составляет около $1,9$ кал/см²·мин ($1,33 \cdot 10^3$ Дж/м²·с). Часть его отражается обратно в космическое пространство, часть рассеивается в толще атмосферы, часть поглощается атмосферой и непосредственно нагревает ее. В итоге к поверхности океана подходит поток прямой Q и рассеянной радиации q , т.е. суммарной радиации $(Q+q)$, которая поглощается верхним деятельным слоем океана.

Поверхность океана, как и любое тело, температура которого отличается от абсолютного нуля, излучает длинноволновую радиацию. Разность между собственным длинноволновым излучением океана и встречным длинноволновым излучением атмосферы составляет эффективное излучение.

Отражательная способность поверхности океана – отношение количества отраженной радиации к упавшей – определяется величиной альbedo. Приблизительно считается, что альbedo для прямой и рассеянной радиации одинаково.

Радиационный баланс R представляет разность поглощенной поверхностью океана суммарной радиации и эффективного излучения:

$$R = (Q+q)(1-A) - I,$$

где Q - поток прямой радиации, q - поток рассеянной радиации, A – альbedo поверхности океана, I – эффективное излучение.

Оценить члены уравнения нелегко, поскольку систематических измерений

радиации над океаном до сих пор недостаточно. Выявлены лишь общие закономерности сезонного распределения радиационного баланса. Так, зимой его отрицательные значения наблюдаются в умеренных и высоких широтах и примерно зональное распределение. Летом, наоборот, значения радиационного баланса отклоняются от зонального распределения, что обусловлено широтными изменениями облачности и температуры морской поверхности.

Поверхность океана и атмосфера имеют различную температуру, в результате чего между ними происходит **турбулентный теплообмен Φ** . Физический механизм турбулентного теплообмена состоит в том, что, соприкасаясь с поверхностью океана, частицы воздуха нагреваются или охлаждаются, в зависимости от знака разности температуры воды и воздуха. Так как частицы воздуха находятся в хаотическом турбулентном движении, то тепло уносится или приносится ими к поверхности воды. Поскольку температура поверхности воды и воздуха в горизонтальном направлении различается намного меньше, чем в вертикальном, результирующий поток тепла направлен по вертикали.

Для расчета турбулентного теплообмена океана с атмосферой применяется формула советского ученого М.И.Будыко:

$$\Phi = \rho_v \cdot \zeta \cdot c_p \cdot (T_0 - T_z) \cdot U_z,$$

где c_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, ρ_v – плотность воздуха, ζ – коэффициент сопротивления, зависящий от высоты, на которой измеряется скорость ветра, T_0 – температура на поверхности моря, T_z – температура на уровне z , U_z – скорость ветра (в $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) на уровне z . Φ в формуле выражается в $\text{кал}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$.

В среднем за год поверхность океана теплее прилегающего воздуха, и поэтому за счет турбулентного теплообмена океан теряет тепло. В летние месяцы потоки явного тепла, как правило, всюду малы, кроме районов, примыкающих к ледяным полям. Над холодными течениями в субтропических зонах они направлены из воздуха в воду. Интенсивность турбулентного теплообмена зависит от скорости ветра, волнения, изменения плотности воздуха по вертикали, разности температур воды и воздуха.

Если на морскую поверхность приходит воздух, который значительно холоднее этой поверхности, следует ожидать сильного потока тепла, направленного из океана в атмосферу. Особенно значительная турбулентная теплоотдача наблюдается в районах теплых течений Куроиси и Гольфстрима, где в зимнее время происходит адвекция холодных воздушных масс из Азии и Северной Америки и образуются большие контрасты температуры между водой и воздухом. С приближением к восточным берегам океанов воздух постепенно прогревается, разность температуры между водой и воздухом уменьшается, турбулентный поток тепла в атмосферу ослабевает.

В отличие от радиационного баланса турбулентный теплообмен не имеет выраженного зонального, но имеет хорошо выраженный сезонный ход.

При испарении с поверхности океана **расходуется тепло в количестве LE** . L – скрытая теплота испарения, равная $539 \text{ кал}\cdot\text{г}^{-1}$. Это тепло идет на увеличение кинетической энергии молекул воды, переходящих в фазу пара. При конденсации пара в атмосфере это тепло затем передается воздуху.

Для оценки потоков скрытого тепла при испарении М.И.Будыко предложил простую полуэмпирическую формулу для определения скорости испарения:

$$E = 0.134 (e_0 - e_z) \cdot U_z,$$

где E – скорость испарения (в мм·сут⁻¹), e_0 – абсолютная влажность воздуха у поверхности воды (в мбар), e_z – абсолютная влажность воздуха на уровне z , U_z – скорость ветра на уровне z .

В холодную половину года наблюдается увеличение затрат тепла на испарение, что связано с усилением в это время роли теплых течений и, наоборот, снижение затрат тепла на испарение в теплую половину года, когда активны холодные течения. Главным фактором в увеличении потерь на испарение в холодный период года является приток тепла к поверхности океана, связанный с мощным горизонтальным переносом тепла морскими течениями.

Максимальные значения потерь тепла на испарение наблюдаются зимой у западных границ Северной Атлантики и в северной части Тихого океана, где сильные зимние ветры выносят холодный сухой континентальный воздух на теплые океанские течения и скорость испарения велика.

Годовые значения испарения, a , значит, и потери тепла убывают от экватора к полюсам, что обусловлено общим понижением температуры воды и воздуха и соответствующим уменьшением влажности. Морские течения и атмосферная циркуляция нарушают широтный ход испарения.

Горизонтальный перенос тепла морскими течениями A (адвекция тепла) является наиболее трудно определяемой составляющей теплового баланса океана. Для ее оценки пользуются так называемым «замыканием» уравнения теплового баланса для всей толщи воды океана $R+LE+\Phi+A=0$. При известных за год величинах R , LE и Φ из этого уравнения получают годовую адвекцию A .

Мировой океан аккумулирует тепло в экваториальной области, откуда оно разносится в высокие широты. Наиболее интенсивный перенос тепла осуществляется западными интенсифицированными теплыми течениями Гольфстримом, Курисио, Бразильским, Восточно-Австралийским. Однако в южном полушарии из-за меньшей площади суши и более слабых теплых течений такой мощной адвекции тепла, как в северном полушарии, не происходит.

Адвекция холода течениями проявляется только в областях холодных течений – Канарского, Бенгельского, Курило-Камчатского, Калифорнийского и Перуанского.

В процессе теплообмена через поверхность океана участвует сравнительно тонкий слой воды. Турбулентным перемешиванием тепло поверхностного слоя передается глубже лежащим слоям. Слой, в котором наблюдается годовой ход температуры, связанный с теплообменом через поверхность моря, **называется деятельным слоем**. Однако в целом средние условия системы океан-атмосфера почти не меняются от года к году, поэтому при расчетах среднего годового теплового баланса можно пренебречь **изменением теплосодержания в океане B** и считать $B=0$. Вековые изменения теплосодержания хотя и незначительные, все же играют важную роль в механизме изменения климата.

Теплозапас Мирового океана на три порядка превышает теплозапас земной атмосферы: соотношение между ними составляет приблизительно 1600:1. Это объясняется как большей массой и большей плотностью вод океана по сравнению с воздухом атмосферы, так и значительно большей теплоемкостью воды. Относительно малый тепловой запас атмосферы обуславливает и меньшую ее способность сохранять неизменным свое состояние, то есть большую изменчивость во времени ее основных характеристик, или, другими словами, большую нестабильность. Инерция в развитии процессов в водах океана в десятки раз большая, чем в воздухе атмосферы.

Соответственно и влияние атмосферы на состояние воды в океанах менее устойчиво и менее значительно, чем влияние океана на состояние атмосферы.

Таким образом, зная значения основных составляющих теплового баланса океанской поверхности можно выполнить расчет теплового баланса Мирового океана. Этот расчет и выявление основных пространственно-временных связей составляющих теплового баланса необходимы для понимания физических процессов, происходящих в системе океан-атмосфера. Решение этой задачи позволяет выяснить относительную роль переноса тепла к полюсам в океане и атмосфере, судьбу атмосферного «горючего» - водяного пара – и его значение в циркуляции атмосферы, образование ветровых систем различных масштабов и их влияние на обмен и на океанические течения.

10.4. Влагообмен в системе океан-атмосфера

Планетарный обмен влаги складывается из количества испаряющейся воды, массы выпадающих осадков, материкового стока и вод, образующихся при таянии льда. Разность между испарением и осадками определяет бюджет пресных вод в любой точке Мирового океана. Общий баланс пресных вод в пределах всего океана вычисляется с учетом материкового стока и количества талых вод (рис.20).

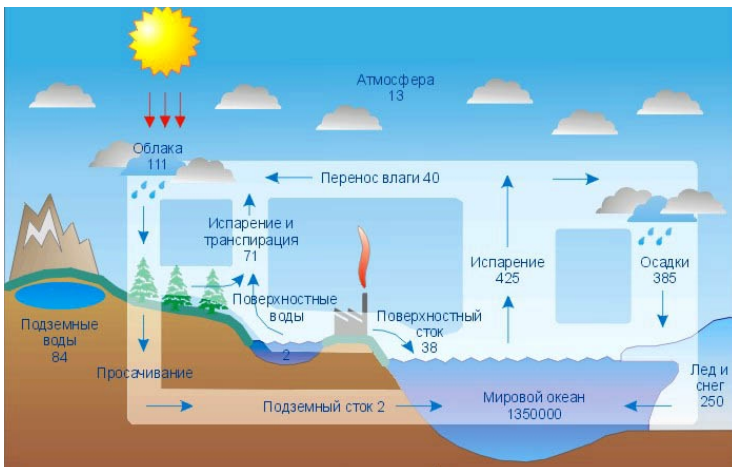


Рис. 20. Планетарный обмен влагой (тыс.км³) (ВМО, 2002)

Затраты тепла на испарение, отнимающего воду с поверхности океана, непосредственно являются составляющей его теплового баланса. Осадки, возвращающие влагу в океан, являются результатом конденсации пара в атмосфере, при которой тепло испарения передается воздуху. Таким образом, влага, участвующая в непрерывном цикле испарение-конденсация, является своеобразным теплоносителем, передающим от океана атмосфере большую часть тепла солнечной радиации, поглощаемой океаном.

Влияние самих осадков на теплосодержание океана незначительно, так же как и стока с суши, возвращающего часть осадков, выпавших над материками.

Если выделить в океане вертикальный столб пространства от поверхности до дна, то баланс влагообмена для него выразится весьма просто (рис. 21).

На любой акватории океана испарение I и осадки O не равны как за небольшие промежутки времени, так и за год в среднем. Возникающие вследствие этого изменения уровня создают горизонтальные градиенты давления, которые перемещают

воду и быстро компенсируют изменения уровня. Эти компенсирующие движения накладываются на течения, существующие по другим причинам, но могут быть выделены из наблюдающегося суммарного течения как разность вносимого в столб и выносимого из него объемов воды.

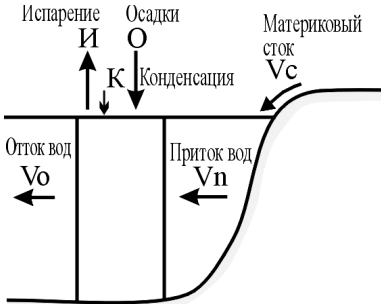


Рис. 21. Схема влагообмена

Таким образом, постоянство количества воды в столбе поддерживается балансом испарения, бокового притока V_n и оттока V_o воды, в которых присутствует и материковый сток V_c :

$$O + V_n = I + V_o$$

Уравнение является уравнением *водного баланса*, которое определяет количественное соотношение между составляющими водного баланса. Водный

баланс - соотношение прихода и расхода воды с учетом изменения ее запасов за выбранный интервал времени для рассматриваемой акватории.

Уравнение не вполне корректно, поскольку V_n и V_o содержат соли, а O и I не содержат. Разность $O-I$ компенсируется только пресной частью V_n и V_o и результирующий водообмен $V_n - V_o$ не равен $O - I$. В испарении и осадках участвует только пресная вода, поэтому разность $O - I$ *называют пресным балансом*.

Для океана или моря в целом, так же как и для отдельного столба, в среднем соблюдается постоянно масса воды, поэтому уравнение водного баланса справедливо и для них. Только в этом случае члены водообмена выражают водообмен с соседними водоемами, и, кроме того, в уравнение следует ввести сток с суши V_c . Пресный баланс для моря в целом выразится так: $O + V_c - I = П$.

Основными составляющими водного баланса являются осадки и испарение. Речной сток дает всего 10% притока. В Тихом и Северном Ледовитом океанах приток пресных вод за счет осадков и речного стока превышает испарение, вследствие чего в них образуется излишек вод, стекающих в Атлантический и Индийский океаны. Поступление пресной воды в океаны происходит в основном в экваториальной зоне и в умеренных широтах южного полушария. В тропических широтах обоих полушарий испаряется влаги больше, чем выпадает осадков. В экваториальной зоне конвергенция пассатов вызывает восходящие потоки воздуха и обильные осадки. В субтропических районах высокого атмосферного давления количество осадков убывает и дефицит воды компенсируется морскими течениями. В умеренных широтах частые циклоны приводят к превышению осадков над испарением.

Определение испарения с поверхности океана является трудным делом. Измерение осадков хотя в принципе и проще, однако на пространстве океана оно систематически выполняется только метеостанциями на островах и берегах. Поэтому в настоящее время данные по пресному балансу океанов весьма схематичны.

10.5. Явления Эль Ниньо и Ла Нинья

В Мировом океане наблюдаются особые явления (процессы), которые можно рассматривать как аномальные. Эти явления распространяются на громадные акватории и имеют большое эколого-географическое значение. Такими аномальными явлениями, охватывающими океан и атмосферу, являются Эль Ниньо и Ла Нинья. Однако следует различать течение Эль Ниньо и явление Эль Ниньо.

Течение Эль Ниньо - постоянное, небольшое по океаническим масштабам течение у северо-западных берегов Южной Америки. Оно прослеживается от района Панамского залива и следует на юг вдоль берегов Колумбии, Эквадора, Перу примерно до 5⁰ ю.ш. Однако приблизительно один раз в 6 - 7 лет (но бывает чаще или реже) течение Эль Ниньо распространяется далеко на юг иногда до северного и даже среднего Чили (до 35-40⁰ ю.ш.). Теплые воды Эль Ниньо оттесняют холодные воды Перуанско-Чилийского течения и берегового апвеллинга в открытый океан. Температура поверхности океана в прибрежной зоне Эквадора и Перу повышается до 21–23⁰С, а иногда до 25–29⁰С. Аномальное развитие этого теплого течения, продолжающегося почти полгода - с декабря по май и которое обычно появляется к католическому Рождеству, получило название «Эль Ниньо» - от испанского «El Niño - младенец (Христос)». Впервые оно было замечено в 1726 г.

Этот чисто океанологический процесс имеет ощутимые, а часто и катастрофические экологические последствия на суше. Из-за резкого потепления воды в береговой зоне (на 8-14⁰С) существенно уменьшается количество кислорода и, соответственно, биомасса холодолюбивых видов фито- и зоопланктона, основной пищи анчоусовых и других промысловых рыб Перуанского региона. Огромное количество рыб или погибает, или исчезает из этой акватории. Уловы перуанского анчоуса падают в такие годы в 10 раз. Вслед за рыбой исчезают и птицы, которые его питаются. В результате этого природного катаклизма разоряются южноамериканские рыбаки. В прежние годы аномальное развитие Эль Ниньо приводило к голоду сразу в нескольких странах тихоокеанского побережья Южной Америки. К тому же при прохождении Эль Ниньо резко ухудшаются погодные условия в Эквадоре, Перу и северном Чили, где случаются мощные ливни, приводящие к катастрофическим наводнениям, селям и эрозии почв на западных склонах Анд.

Однако последствия аномального развития течения Эль Ниньо ощущаются только на тихоокеанском побережье Южной Америки.

Главным виновником участвовавших в последние годы погодных аномалий, которые охватили практически все континенты, называют **явление Эль Ниньо/Ла Нинья**, проявляющееся в значительном изменении температуры верхнего слоя воды в восточной тропической части Тихого океана, что вызывает интенсивный турбулентный тепло- и влагообмен между океаном и атмосферой.

В настоящее время термин «Эль Ниньо» используют применительно к ситуациям, когда аномально теплые поверхностные воды занимают не только прибрежную область возле Южной Америки, но и большую часть тропической зоны Тихого океана вплоть до 180 меридиана.

В обычных погодных условиях, когда фаза Эль Ниньо еще не настала, теплые поверхностные воды океана удерживаются восточными ветрами - пассатами - в западной зоне тропической части Тихого океана, где формируется так называемый тропический теплый бассейн (ТТБ). Глубина этого теплого слоя воды достигает 100-200 метров, и именно формирование такого большого резервуара тепла - главное и необходимое условие перехода к режиму феномена Эль Ниньо. В это время температура поверхности воды на западе океана в тропической зоне составляет 29-30⁰, тогда как на востоке - 22-24⁰С. Такое различие в температуре объясняется подъемом холодных глубинных вод на поверхность океана у западного побережья Южной Америки. При этом в экваториальной части Тихого океана формируется акватория с громадным запасом тепла и наблюдается равновесие в системе океан-атмосфера. Это ситуация нормального баланса.

Примерно раз в 3-7 лет баланс нарушается, и теплые воды западного бассейна Тихого океана движутся на восток, и на огромной акватории в экваториальной восточной части океана происходит резкое повышение температуры поверхностного слоя воды. Наступает фаза Эль Ниньо, начало которой ознаменывается внезапными шквальными западными ветрами (рис. 22). Они меняют обычные слабые пассаты над теплой западной частью Тихого океана и препятствуют подъему на поверхность холодных глубинных вод у западного побережья Южной Америки. Сопутствующие Эль Ниньо атмосферные явления были названы Южным колебанием (ЭНИЮК – Эль Ниньо – Южное колебание), так как впервые наблюдались в Южном полушарии. Из-за теплой водной поверхности интенсивный конвективный подъем воздуха отмечается в восточной части Тихого океана, а не в западной, как обычно. В результате область сильных дождей смещается из западных районов Тихого океана в восточные. На Центральную и Южную Америку обрушиваются дожди и ураганы.

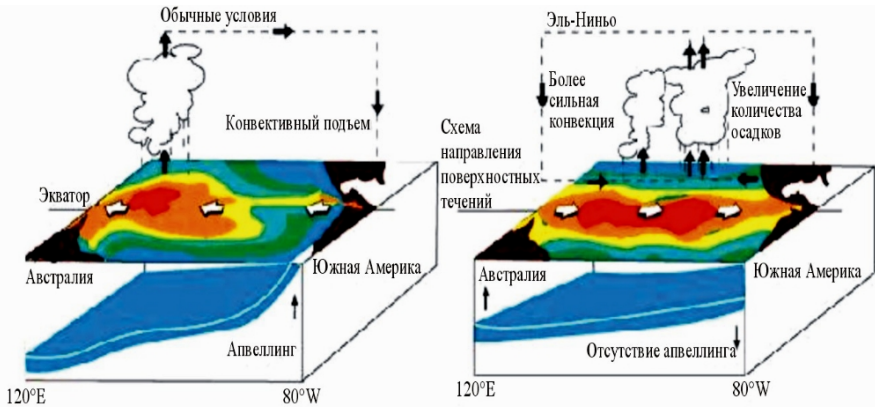


Рис. 22. Обычные условия и фаза наступления Эль Ниньо

За последние 25 лет отмечены пять активных циклов Эль Ниньо: 1982-83, 1986-87, 1991-1993, 1994-95 и 1997-98 гг.

Механизм развития феномена Ла Нинья (по испански La Niña - «девочка») - «антипода» Эль Ниньо несколько другой. Явление Ла Нинья проявляется как понижение поверхностной температуры воды ниже климатической нормы на востоке экваториальной зоны Тихого океана. Здесь устанавливается непривычно холодная погода. Во время формирования Ла Нинья восточные ветры с западного побережья обеих Америк значительно усиливаются. Ветры сдвигают зону теплой воды (ТТВ), и «язык» холодных вод растягивается на 5000 километров именно в том месте (Эквадор - острова Самоа), где при Эль Ниньо должен быть пояс теплых вод. Этот пояс теплых вод смещается на запад Тихого океана, вызывая мощные муссонные дожди в Индокитае, Индии и Австралии. Страны Карибского бассейна и США при этом страдают от засух, засухов и смерчей.

Циклы Ла Нинья отмечались в 1984-85, 1988-89 и 1995-96 гг.

Хотя атмосферные процессы, развивающиеся при Эль Ниньо или Ла Нинья, в большинстве своем действуют в тропических широтах, однако их последствия ощутимы на всей планете и сопровождаются экологическими катастрофами: ураганами и ливнями, засухами и пожарами.

Эль Ниньо возникает в среднем один раз в три-четыре года, Ла Нинья - раз в шесть-семь лет. Оба явления несут с собой повышенное количество ураганов, но во время Ла Нинья их бывает в три-четыре раза больше, чем при Эль Ниньо.

Достоверность наступления Эль Ниньо или Ла Нинья можно предсказать, если:

1. В районе экватора в восточной части Тихого океана образуется акватория более теплой воды, чем обычно (явление Эль Ниньо) или более холодной (явление Ла Нинья).

2. Сравнивается тенденция атмосферного давления между портом Дарвин (Австралия) и островом Таити (Тихий океан). При Эль Ниньо давление на Таити будет низким, а в Дарвине высоким. При Ла Нинья - наоборот.

Исследования позволили установить, что явление Эль Ниньо это не только простые согласованные колебания приземного давления и температуры воды океана. Эль Ниньо и Ла Нинья - наиболее выраженные проявления межгодовой изменчивости климата в глобальном масштабе. Эти явления представляют собой крупномасштабные изменения океанской температуры, осадков, атмосферной циркуляции, вертикальных движений воздуха над тропической частью Тихого океана и приводят к аномальным погодным условиям на земном шаре.

В годы Эль Ниньо в тропиках происходит увеличение осадков над районами к востоку от центральной части Тихого океана и уменьшение их на севере Австралии, в Индонезии и на Филиппинах. В декабре-феврале осадки больше нормы наблюдаются по побережью Эквадора, на северо-западе Перу, над южной Бразилией, центральной Аргентиной и над экваториальной, восточной частью Африки, в течение июня-августа на западе США и над центральной частью Чили.

Явление Эль Ниньо также ответственно за крупномасштабные аномалии температуры воздуха во всем мире.

В годы Эль Ниньо увеличивается перенос энергии в тропосферу тропических и умеренных широт. Это проявляется в увеличении термических контрастов между тропическими и полярными широтами, активизацией циклонической и антициклонической деятельности в умеренных широтах.

В годы Эль Ниньо:

1. Ослаблены Гоголульский и Азиатский антициклоны;

2. Заполнена летняя депрессия над югом Евразии, что является главной причиной ослабления муссона над Индией;

3. Больше, чем обычно развиты зимние Алеутский и Исландский минимумы.

В годы Ла Нинья усиливаются осадки над западной экваториальной частью Тихого океана, Индонезией, Филиппинами и почти полностью отсутствуют в восточной части океана. Больше осадков выпадает на севере Южной Америки, в Южной Африке и юго-восточной Австралии. Более сухие, чем нормальные, условия наблюдаются на побережье Эквадора, северо-западе Перу и экваториальной части восточной Африки. Во всем мире отмечаются крупномасштабные температурные отклонения от нормы с наибольшим количеством областей, испытывающих аномально прохладные условия.

За последнее десятилетие достигнуты большие успехи в комплексном исследовании явления Эль Ниньо. Это явление не зависит от солнечной активности, а связано с особенностями в планетарном взаимодействии океана и атмосферы. Установлена связь между Эль Ниньо и Южным колебанием (Эль Ниньо-Южное колебание – ЭНЮК) приземного атмосферного давления в южных широтах. Эта смена атмосферного давления приводит к существенным изменениям в системе

пассатных и муссонных ветров и, соответственно, поверхностных океанических течений.

Явление Эль Ниньо все ощутимее влияет на мировую экономику. Так, этот феномен 1982-83 гг. спровоцировал страшные ливни в странах Южной Америки, нанес колоссальные убытки, экономика многих государств была парализована. Последствия Эль Ниньо ощутила половина населения Земли.

Самым сильным за весь период наблюдений было Эль-Ниньо 1997-1998 годов. Оно вызвало самый мощный за всю историю метеорологических наблюдений ураган, пронесшийся над странами Южной и Центральной Америки. Ураганный ветер и ливни смели сотни домов, были затоплены целые районы, уничтожена растительность. В Перу в пустыне Атакама, где дожди вообще случаются один раз в десять лет, образовалось огромное озеро площадью в десятки квадратных километров. Необычно теплая погода была зарегистрирована в Южной Африке, на юге Мозамбика, Мадагаскаре, а в Индонезии и Филиппинах царил небывалая засуха, приведшая к лесным пожарам. В Индии фактически не было обычных муссонных дождей, тогда как в засушливом Сомали количество осадков значительно превышало норму. Общий ущерб от стихии составил около 50 миллиардов долларов.

Эль Ниньо 1997-1998 годов существенным образом повлияло на среднюю глобальную температуру воздуха Земли: она превысила обычную на 0.44°C. В том же 1998 году на Земле была отмечена самая высокая средняя годовая температура воздуха за все годы инструментальных наблюдений.

Собранные данные свидетельствуют о регулярности возникновения Эль Ниньо с интервалом, колеблющимся от 4 до 12 лет. (рис. 23). Продолжительность самого Эль Ниньо изменяется от 6–8 месяцев до 3 лет, чаще всего она составляет 1–1.5 года. В этой большой изменчивости заключены трудности прогнозирования феномена.

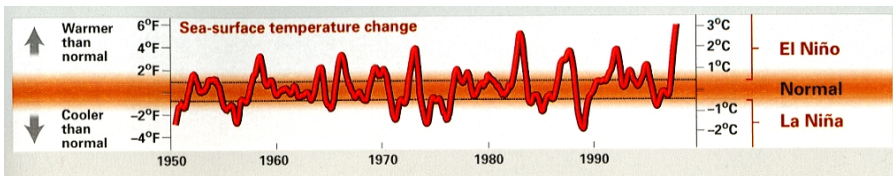


Рис. 23. Изменения поверхностной температуры воды в центральной экваториальной части Тихого океана с 1950 по 1998 гг. (National Geographic, march 1999)

Влияние климатических явлений Эль Ниньо и Ла Ниња, а значит, и количество неблагоприятных погодных условий на планете, по данным специалистов-климатологов, будет возрастать. Поэтому человечество должно внимательно следить за этими климатическими феноменами и изучать их.

10.6. Глобальное потепление: реальность и прогноз

Глобальное потепление - процесс постепенного увеличения среднегодовой температуры атмосферы Земли и Мирового океана.

Последнее десятилетие XX века стало самым теплым за 100 лет наблюдений, а 1998 г. - самым теплым годом на Земле за все годы наблюдений. Темпы повышения температуры составляют примерно 0.15°C в десятилетие. Диапазон суточных температур уменьшается во многих точках земного шара. В среднем минимальные температуры возрастают примерно в два раза быстрее максимальных (0.2 против 0.1°C в десятилетие). Изменение климата сопровождается не только потеплением, но

и возрастанием (в некоторых регионах уменьшением) количества выпадающих осадков.

С конца 60-х годов XX века наблюдается уменьшение продолжительности снежного и ледяного покрова на 10-15%, сокращение на две недели ежегодной продолжительности покрытия льдом озер и рек. Происходит повсеместное отступление горных ледников, а толщина льда в Арктике сократилась почти на 40%.

За XX столетие уровень Мирового океана повысился на 10-20 см. Причиной этого повышения явилось таяние полярных льдов, обусловленное глобальным потеплением. Глобальное потепление выражается и в росте числа особо жарких дней, засух, наводнений, резких оттепелей и заморозков, селей, сильных ветров.

Межправительственная группа экспертов по проблеме изменения климата (МГЭПКИК) ООН и национальные академии наук стран «Большой восьмёрки» пришли к выводу, что с конца XIX века средняя температура по Земле поднялась на $0.6 \pm 0.2^\circ\text{C}$ (рис. 24). Тем не менее, точно неизвестно, насколько значительными будут дальнейшие изменения климата и что должно предпринимать человечество в свете этой проблемы.

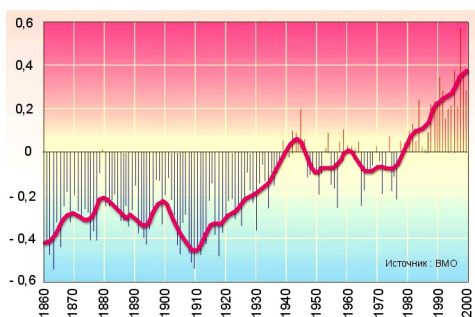


Рис. 24. Изменение глобальной температуры с конца XIX века (ВМО, 2002)

Климатические системы изменяются как в результате естественных внутренних процессов, так и в ответ на внешние воздействия, как антропогенные, так и не антропогенные (рис. 25). Среди основных внешних воздействий - изменения орбиты Земли, солнечной активности, вулканические выбросы и парниковый эффект. Климатологи согласны в том, что в последнее время температура на Земле повысилась. Более спорной является причина этого повышения. Однако большинство ученых сходятся во мнении, что происходящее изменение климата вызвано деятельностью человека, в первую очередь выбросом газов, вызывающих парниковый эффект, таких как углекислый газ (CO_2) и метан (CH_4).

Изменение газового состава атмосферы способно существенно влиять на радиационный баланс Земли и, следовательно, изменять климат. Основным механизмом этого влияния является парниковый эффект. Приблизительно 30% приходящего солнечного излучения отражается от верхних слоев атмосферы и уходит назад в космос, но большая часть проходит сквозь атмосферу и нагревает поверхность Земли. Нагретая поверхность испускает инфракрасное излучение. Некоторые газы, входящие в состав атмосферы в относительно небольших количествах (0.1%) способны задерживать инфракрасное излучение. Их называют парниковыми газами, а само явление – *парниковым эффектом*.

Парниковые газы присутствовали в атмосфере почти на всем протяжении истории Земли, их баланс поддерживался за счет естественного круговорота в природе. В отсутствие парниковых газов температура воздуха у поверхности Земли была бы примерно на 30-33°C ниже, чем сейчас. Однако с интенсивным развитием промышленности концентрация парниковых газов начала экспоненциально расти. Тепловые электростанции, автомобильные выхлопы, заводские трубы и другие созданные человечеством источники загрязнения вместе выбрасывают в атмосферу около 22 миллиардов тонн углекислого газа и других парниковых газов в год. Животноводство, применение удобрений, сжигание угля и другие источники дают около 250 миллионов тонн метана в год. Около половины всех парниковых газов, выброшенных человечеством, осталось в атмосфере.

Рис. 25. Изменения в климатической системе (МГЭПИК, 2002)

До начала эпохи промышленного развития (середина XVIII века) концентрации углекислого газа в атмосфере была равна

280 ppm (частиц на миллион), а теперь она увеличилась на 30% и достигла 368 ppm. Концентрация метана увеличилась на 149%. Эти величины самые высокие за последние 420 000 лет - периода, для которого известны надёжные данные, полученные из ледников Земли. Около трёх четвертей всех антропогенных выбросов парниковых газов за последние 20 лет вызваны использованием нефти и угля. Большая часть остального обусловлена изменениями ландшафтов, в первую очередь вырубкой лесов.

Если естественный парниковый эффект поддерживал атмосферу Земли в состоянии теплового баланса, благоприятного для существования животных и растений, то антропогенное увеличение концентрации парниковых газов в атмосфере нарушает естественный тепловой баланс планеты за счет усиления парникового эффекта, и как следствие, вызывает *глобальное потепление*.

Прогнозы будущего роста концентрации углекислого газа в атмосфере существенно зависят от выбора стратегии развития промышленности, энергетики, транспорта и т.п. Согласно сценариям, к концу XXI столетия можно ожидать возрастание концентрации углекислого газа более чем в два раза по сравнению с современным. Эти прогнозы основаны на достаточно надёжных теориях и моделях углеродного цикла и данных мониторинга CO₂. Однако ситуация может существенно обостриться из-за антропогенного выброса других парниковых газов: метана, фреонов и др. В прошлом, при такой концентрации парниковых газов (средний плейстоцен, 3-5 миллионов лет назад) климат существенно отличался от настоящего: среднеглобальная температура была на 4-5°C выше, отсутствовало оледенение Антарктиды, уровень океана был выше на несколько метров и т.п. Установление



такого климата за короткий промежуток времени в несколько десятилетий привело бы к глобальной климатической катастрофе.

Возникает естественный вопрос: насколько опасны возможные изменения климата при том или ином сценарии развития глобальной экономики и каков безопасный уровень установившейся концентрации CO_2 ? Очевидно, только ответив на эти вопросы, можно обоснованно выбрать стратегию по предотвращению возможных негативных последствий изменения климата.

Для оценки изменения климата разрабатывают численные модели общей циркуляции атмосферы и океана, которые называются **глобальными климатическими моделями**. В моделях поведение климатической системы Земли рассчитывается по основным законам физики.

Глобальные климатические модели могут численно оценить влияние увеличения концентрации парниковых газов в атмосфере на радиационный баланс Земли и позволяют использовать их для оценки будущего климата.

Если в моделях учитываются и естественные, и антропогенные факторы, то они вполне правдоподобно описывают уже произошедшие климатические изменения.

Распределение ожидаемых изменений во времени и пространстве называют **климатическими сценариями**. Разброс в оценках определяется сложностью моделирования и неопределенностью будущих концентраций парниковых газов в атмосфере.

Оценки, полученные по климатическим сценариям, на которые ссылается МГЭПИК, говорят, что средняя температура Земли между 1990 и 2100 годами может повыситься на величину от 1,4 до 5,8 °С (рис. 26). Это приведет к другим климатическим изменениям - подъёму уровня Мирового океана, изменениям в количестве и распределении атмосферных осадков. В результате могут участиться природные катаклизмы - наводнения, засухи, ураганы, понизиться урожай сельскохозяйственных культур и исчезнуть многие биологические виды. Хотя потепление должно, по всей вероятности, увеличивать частоту и размах таких явлений, очень трудно однозначно связать какое-то конкретное событие с глобальным потеплением.

Рис. 26. Ожидаемый рост глобальной температуры (МГЭПИК, 2002)

Последствия потепления климата будут ощущаться на Северном и Южном полюсах, где увеличившаяся температура приведет к таянию ледников и ледовых полюсных шапок. В северном полушарии снежный покров, вечная мерзлота и

протяженность морского льда будут интенсивно уменьшаться. Уровень Мирового океана повысится на 9-88 см, что увеличит риск наводнений, произойдет затопление земель в прибрежных и островных государствах и, особенно, в дельтах рек.

Климатические зоны будут сдвигаться к полюсам. Среднее количество атмосферных осадков увеличится, но в отдельных регионах возможно как увеличение, так и уменьшение осадков. На большинстве территорий, где вероятно



увеличение среднего количества осадков, будут наблюдаться значительные межгодовые колебания, чередование засух и наводнений.

Негативные воздействия, согласно прогнозам, будут преобладать на большей части земного шара, особенно в зоне тропиков и субтропиков, в которой находится большинство развивающихся стран. Ожидается обострение проблемы недостатка воды в засушливых регионах.

Потепление и повышение уровня моря приведут к изменению экологической продуктивности экосистем при возрастающем риске исчезновения некоторых видов растений и животных. Наибольшая опасность грозит особенно чувствительным экосистемам, таким как коралловые рифы, мангровые леса, высокогорные экосистемы, природные пастбища и экосистемы районов вечной мерзлоты. В первую очередь пострадают коренные народы и местные сообщества, которые напрямую зависят от среды обитания.

Воздействие увеличения концентрации CO₂ повысит первичную продуктивность растений. Однако ожидается, что в экосистемах будет происходить больше значительных нарушений из-за пожаров, засухи, нашествия вредителей.

На территориях с умеренным климатом урожай будут возрастать при небольших повышениях температуры, но начнут снижаться при более значительных изменениях. В большинстве тропических и субтропических регионов урожай будет снижаться практически при любом повышении температуры.

Рыболовство - отрасль мирового хозяйства, которая чутко реагирует на изменения климата. Влияние глобальных климатических изменений на морское рыболовство еще мало исследовано. Считается, что быстрое изменение температуры воды и содержания в ней растворенного кислорода приведут к увеличению популяций мелких, не имеющих высокой экономической ценности рыб. Ухудшатся условия воспроизводства проходных лососевых рыб, заходящих для нереста в реки. В то же время потепление климата благоприятно скажется на развитии аквакультуры.

Глобальные изменения климата затронут энергетику. Возрастет потребление электроэнергии на нужды охлаждения. Сокращение речного стока в целом может негативно сказаться на выработке электроэнергии на ГЭС. Резко усложнятся условия добычи нефти и природного газа в районах с вечной мерзлотой.

Существенные изменения затронут и сферу транспорта. Прежде всего увеличится продолжительность навигации по морям Северного Ледовитого океана, и Северный морской путь станет функционировать дольше - до 4 месяцев в году. Снизятся расходы на проведение ледокольных операций. Но таяние вечной мерзлоты на огромных пространствах Евразии сопряжено с риском нарушения инженерно-геологических условий, что может резко увеличить финансовые затраты на поддержание железных и автомобильных дорог в безопасном состоянии.

Лесные и торфяные пожары приведут к увеличению загрязнения атмосферного воздуха в городах и, следовательно, к увеличению риска хронических заболеваний и смертности среди больных. Изменение климата отрицательно повлияет на здоровье людей, особенно в тропических и субтропических странах при увеличении стресса от воздействия жары, при наводнениях и штормах, через воздействие переносчиков болезней. Ожидается увеличение смертности от инфекционных болезней, таких как малярия, лихорадка, холера.

Однако существует и другие мнения о причинах потеплении климата, в том числе:

- наблюдаемое потепление находится в пределах [естественной изменчивости климата](#) и не нуждается в отдельном объяснении;

- потепление явилось результатом выхода из холодного [Малого ледникового периода](#);

- потепление наблюдается слишком непродолжительное время, поэтому нельзя достаточно уверенно сказать, происходит ли оно вообще.

В настоящее время ни одно из этих альтернативных мнений не имеет заметного числа сторонников среди учёных-климатологов, а часть ученых вообще полагает, что влияние человеческой деятельности на изменения климата незначительно.

Возможные последствия глобального потепления климата многоплановы и взаимосвязаны, они затрагивают многие стороны жизни и деятельности человека. Несмотря на неопределенность многих климатических прогнозов, проявления современного потепления климата будут разными в различных регионах планеты. Не все изменения будут иметь отрицательный характер, некоторые из них могут оказаться полезными для людей. Вопрос состоит лишь в том, сможет ли человек эффективно адаптироваться к ним и научиться жить в изменившейся окружающей среде.

11. Распределение температуры и солености в Мировом океане

Температура и соленость – важнейшие океанологические характеристики морской воды. Их распределение во времени и пространстве определяет основные черты гидрологического состояния и динамику вод Мирового океана.

11.1. Распределение температуры

Распределение температуры на поверхности Мирового океана зависит в первую очередь от прихода солнечного тепла в соответствии с его широтным поступлением, переносом (адвекцией) тепла и холода поверхностными течениями. Пределы изменений температуры на поверхности Мирового океана от -1.9°C (температура замерзания морской воды с соленостью 35‰) до $+36^{\circ}\text{C}$.

Примерно 1/5 поверхности океана занимают воды экваториально-тропического пояса с температурой $26-28^{\circ}\text{C}$, а около 1/10 - холодные антарктические воды с температурой воды ниже $+4^{\circ}\text{C}$. Наиболее теплым океаном является Тихий (средняя температура поверхностных вод 19.37°C), а наиболее холодным - Северный Ледовитый (-0.75°C) (табл.8).

Таблица 8

Температура и соленость на поверхности океанов

Океан	Температура, $^{\circ}\text{C}$	Соленость, ‰
Тихий	19.37	34.56
Атлантический	17.58	35.30
Индийский	17.85	34.68
Северный Ледовитый	-0.75	-
Мировой	17.82	34.84

Средняя температура воды на поверхности Мирового океана составляет 17.82°C – на 3.6°C выше, чем средняя температура воздуха у поверхности Земли, а средняя температура всей его толщи 3.52°C . В северном полушарии средняя температура воды на поверхности океана примерно на 3°C выше, чем в южном. Воды с температурой ниже $+4^{\circ}\text{C}$ занимают почти 76 % объема вод океана. Только 8% вод океана теплее 10°C , более половины холоднее 2.3°C .

Таким образом, **в целом все океаны холодные**. Вода в них прогревается только у самой поверхности, а с глубиной она становится все холоднее. Можно сказать, что по особенностям температуры океан представляет собой холодную массу воды с тонким теплым слоем у поверхности.

Зона наиболее высоких температур - термический экватор - смещена к северу относительно географического экватора и находится между 5 и 10° с.ш. Это связано с неравномерным распределением суши и воды на Земле, их различной теплоемкостью и теплопроводностью. Максимальные температуры в районе термического экватора достигают 27-27.5°C. В Красном море и Персидском заливе отмечается еще более высокая температура – до 36°C. Самая низкая температура наблюдается в замерзающих морях Мирового океана. В морях Амундсена, Карском, Лаптевых отмечалась температура -1.8°C, а в бассейне Фокса и Гудзоновом заливе до -1.9°C.

Если бы весь земной шар был покрыт водой океана, в котором не было бы течений, то распределение температуры по поверхности совпало бы с астрономическим распределением нагревания земного шара солнечными лучами. Температура воды зависела бы только от широты, т. е. изотермы совпадали бы с параллелями.

Действительно, в южном полушарии, начиная с 40⁰ ю. ш. и далее к югу вплоть до Антарктиды, изотермы распределяются почти по параллелям. Здесь нет, если не считать южной оконечности Америки, больших массивов суши, а имеющиеся течения лишь в слабой степени искажают плавный ход изотерм.

Влияние материков, преобладающих ветров и океанических течений резко нарушают характер распределения температуры на поверхности океанов. Отклонение изотерм от зонального расположения отмечается в районах постоянной адекватности теплых или холодных вод, а также в районах выхода на поверхность холодных глубинных вод (апвеллинга). Пассатные течения в западных частях океанов расходятся к северу и к югу, что обуславливает удаление изотерм от экватора. В восточных частях океанов (между 30⁰ с.ш. и 30⁰ ю.ш.) изотермы приближаются к экватору, что связано с влиянием холодных течений. В умеренных широтах Северной Атлантики под влиянием теплого Северо-Атлантического течения изотермы располагаются к меридианам под углом до 45⁰.

В распределении температуры на поверхности океана можно выделить четыре особенности: 1) противоположность между западной и восточной частями Тихого, Индийского и Атлантического океанов в низких и средних широтах; 2) противоположность между западной и восточной частями Тихого и Атлантического океанов в высоких широтах; 3) различие между атлантическо-индийским и тихоокеанским секторами Антарктики; 4) сравнительно высокие температуры в Северной Атлантике.

Первая особенность объясняется развитием в трех океанах субтропических антициклонических круговоротов, благодаря которым западные части этих океанов (в низких и средних широтах) являются более теплыми, чем восточные. Кроме того, в восточных частях океанов в результате действия ветра происходит постоянный подъем холодных глубинных вод (апвеллинг).

Вторая особенность объясняется развитием в Тихом и Атлантическом океанах субполярных циклонических круговоротов, благодаря которым восточные части океанов (в высоких широтах) являются более теплыми, чем западные.

Третья особенность объясняется не симметричным положением Антарктиды по отношению к Южному полюсу. В Атлантическом и Индийском океанах берега

Антарктиды располагаются примерно на 65-66° ю.ш., а в Тихом - на 73° ю.ш. Поэтому южная часть Тихого океана из-за большей акватории с высокой теплоемкостью воды является более теплой.

Четвертая особенность связана с переносом системой Гольфстрима громадного объема теплых вод в Северную Атлантику. При этом Южная Атлантика является более холодной, так как часть теплых вод Южного Пассатного течения отклоняется восточным выступом Южной Америки в северное полушарие.

Течения формируют аномалии в распределении температуры воды (отклонения от среднего широтного значения температуры в сторону уменьшения или увеличения).

Наибольшие постоянные отрицательные аномалии температуры наблюдаются в районах постоянного апвеллинга и холодных течений у западных берегов Америки и Африки (Калифорнийский и Перуанский, Канарский и Бенгельский), где температура ниже средней широтной на 8-9°C. Наибольшие постоянные положительные аномалии находятся в северо-восточных районах Атлантического и Тихого океанов (Фареро-Исландский и Аляскинский), где температура на 6-9°C выше средней широтной.

В некоторых районах океана имеют место эпизодические аномалии температуры. Так, у тихоокеанского побережья Южной Америки (побережье Перу) при ослаблении юго-восточного пассата наблюдается аномальное продвижение теплых экваториальных вод (усиление течения Эль Ниньо) далеко на юг (до 35° ю.ш.). Это явление принадлежит к числу стихийных бедствий: прекращение подъема холодных глубинных вод приводит к массовой гибели промысловых рыб. Велико влияние явления Эль Ниньо и на атмосферные процессы

Поскольку океан в противоположность атмосфере нагревается сверху, температура в нем с глубиной обычно понижается. Однако благодаря интенсивному волновому перемешиванию верхний слой океана толщиной около 30-50 м оказывается однородным. Под ним располагается сезонный термоклин, т.е. слой, в котором вертикальные градиенты температуры повышены по сравнению с градиентами выше- и нижележащих слоев. Часть термоклина с особенно резким изменением температуры по вертикали называется **слоем скачка температуры**. Ниже слоя скачка температура заметно понижается в слое толщиной 1000-1500 м, называемом главным термоклинном или просто термоклинном. Границы этих поверхностных слоев в океане в течение года по глубине их расположения изменяются.

На больших глубинах температура понижается, достигая в придонных слоях океана 1-2°C.

Однако в отдельных районах Мирового океана в придонных слоях может наблюдаться аномально высокая температура, обусловленная поступлением внутреннего тепла Земли. Так, в центральной части Красного моря обнаружены две изолированные котловины глубиной более 2 км, у дна которых находится слой воды толщиной 200-300 м с температурой до 64,8°C и соленостью более 300‰ (так называемые «горячие рассолы»).

В океане В.Н.Степанов и В.А.Некрасова выделили пять наиболее распространенных типов вертикального распределения температуры воды: 1 - полярный, 2 - субантарктический, 3 - субарктический атлантический, 4 - субарктический тихоокеанский, 5 - умеренный тропический (рис. 27).

Наиболее отличается полярный тип, в котором вертикальное распределение температуры связано с сезонным ослаблением тепла на поверхности океана в полярных областях, а главное, с практически постоянным выхолаживанием его поверхности, в результате чего возникает глубоко проникающая нисходящая конвекция.

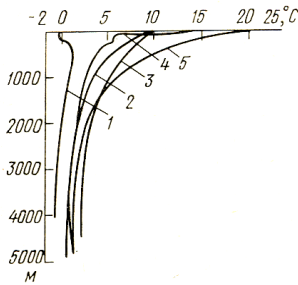


Рис. 27. Типы вертикального распределения температуры воды в Мировом океане

Приведенные на рис. 27 кривые вертикального распределения температуры являются результатом осреднения и сглаживания, маскирующих детали изменений, существующих в действительности.

Годовые колебания температуры воды на поверхности океанов достигают больших величин. Годовая амплитуда определяется как разность средней месячной температуры воды в августе, когда средняя месячная температура наивысшая, и в феврале, когда она наименьшая. Максимум годовой амплитуды отмечается на 40° с.ш. и 30-40° ю.ш. При этом в северных частях Атлантического и Тихого океанов годовая амплитуда больше, чем в южных, и это особенно заметно в западных районах океанов. Преобладающие здесь западные ветры выносят в океан холодные воздушные массы, которые вызывают увеличение годовой амплитуды до 18°C. Вместе с тем в южных частях океанов отмечается более тесная связь между широтными изменениями годовой амплитуды температуры воды и суммами тепла по сравнению с северными частями, в которых на распределении температуры больше сказывается влияние континентов, а также циркуляция атмосферы и вод океана.

В экваториальных областях, так же как и в полярных, годовая амплитуда температуры наименьшая - около 2°C.

Суточные колебания температуры воды на поверхности в открытом океане не велики 0.2-0.3°C, увеличиваясь в тропической зоне океанов до 0.3-0.4°C. Амплитуда суточных колебаний изменяется в течение года, уменьшаясь зимой и увеличиваясь летом. Она зависит также от облачности и волнения, с увеличением которых суточные колебания уменьшаются.

Глубина проникновения суточных колебаний определяется глубиной ветрового перемешивания и обычно не превышает нескольких десятков метров. Одновременно амплитуда суточных колебаний с глубиной уменьшается, достигая на горизонте 50 м примерно 20% амплитуды на поверхности, а время наступления максимума суточной температуры на этом горизонте смещается по отношению ко времени максимума на поверхности (14-15 часов) примерно на 5-6 часов.

Годовые колебания температуры распространяются на значительно большие глубины, чем суточные. При этом характер изменения температуры на различных глубинах зависит от годовых изменений количества солнечного тепла, турбулентной теплопроводности, вертикального движения вод, от горизонтальных перемещений холодных и теплых течений в районах их соприкосновения. Поверхностный слой в океане или море, находящийся в непосредственном взаимодействии с атмосферой, в котором заметна годовая изменчивость океанографических характеристик **называется деятельным слоем**. Толщина деятельного слоя обычно не превышает 200 метров.

Измерения температуры воды на буйковых станциях позволили выявить микромасштабные изменения температуры, определяемые часами и минутами – так называемую **тонкую структуру океана**.

В некоторых морях в вертикальном распределении температуры воды обнаруживаются теплые и холодные промежуточные слои адвективного и конвективного происхождения. В Черном море на глубине 75 м наблюдается холодный промежуточный слой с температурой 8°C, который формируется в холодную половину года и существует в море примерно до середины лета.

Слои скачка температуры на границах промежуточных слоев служат своеобразными "тепловыми экранами", предохраняющими промежуточные слои от уничтожения. Чем резче верхний слой скачка, тем медленнее происходит уничтожение промежуточного слоя.

Промежуточные слои имеют большое биологическое значение. Так, холодный промежуточный слой, резко отделенный от теплого поверхностного слоя, играет существенную роль в биологических циклах. На его границах часто отмечается бурное развитие жизни, так как он насыщен кислородом и богат органическими веществами. Кроме этого, холодный промежуточный слой является естественной преградой для морских организмов, избегающих резкой смены температуры воды.

11.2. Распределение солёности

Солёность на поверхности океана определяется соотношением осадков и испарения (пресным балансом), речным стоком, переносом солей морскими течениями, образованием и таянием льда.

На распределение солёности в поверхностном слое Мирового океана оказывают влияние процессы, как уменьшающие, так и увеличивающие солёность. Речной сток оказывает значительное местное влияние на солёность морей (особенно внутренних) и приустьевых участков океанов. Таяние льда влияет на солёность лишь в высоких широтах в определенное время года. Поэтому ведущим процессом в формировании солёности поверхностного слоя является соотношение значений испарения и осадков, интенсивность которых в отдельных районах и в разные сезоны не одинакова и зависит от климатических условий.

Средняя солёность на поверхности океанов без учета ледовых районов и морей близка к 35‰, и эту величину часто принимают как характерную среднюю солёность всего Мирового океана.

Солёность поверхностных вод колеблется, если не считать полярных и приустьевых районов, в сравнительно небольшом диапазоне (32-38‰) Однако даже самые незначительные изменения общего содержания солей (солёности) оказывают большое влияние на процессы, протекающие в океане (перемешивание, градиентные течения, устойчивость слоев и др.)

В морях пределы колебания солёности гораздо более широкие (примерно от 1 до 42‰), что существенно сказывается на их гидрологическом режиме.

Распределение солёности на поверхности океанов в основных чертах симметрично относительно экваториальной области пониженной солёности.

Пониженная солёность в экваториальных областях океанов объясняется значительным положительным пресным балансом. В этих областях встречаются пассаты обоих полушарий, что приводит к восходящим движениям, образованию мощной кучевой облачности и сильным ливням. В то же время, несмотря на высокую температуру, в условиях высокой влажности испаряется всего около 4 мм в сутки. Поэтому солёность в экваториальной зоне Мирового океана понижена и составляет в

среднем 34.43‰. При этом она наиболее низка в Тихом океане (34.04‰), выше в Индийском (34.62‰) и еще выше в Атлантическом океане (35.01‰). В Индийском океане из-за смещения штилевой зоны в южное полушарие минимум солёности также смещен и отмечается между 10 и 15° ю. ш.

Самой характерной особенностью поля солёности являются тропические области максимальной солёности, совпадающие с областями отрицательного пресного баланса. Воды с наиболее высокой солёностью формируются в районах максимумов атмосферного давления и пассатных ветров, где наиболее благоприятны условия для сильного испарения. Нисходящие движения в антициклонах препятствуют образованию облачности; прозрачная атмосфера способствует сильному прогреву воды солнцем, а устойчивые пассатные ветры постоянно выносят испарившуюся влагу. В результате в северной тропической области Атлантического океана летом испаряется слой до 8 мм в сутки, или до 3 м в год. Это приводит к повышению солёности на поверхности до 37.9‰ (максимум на поверхности открытого океана).

Таким образом, солёность большей части океана находится под непосредственным влиянием пресного баланса.

В умеренных и полярных областях пресный баланс также положителен, и солёность в общем понижается с увеличением широты. Но здесь на поле солёности сильный отпечаток накладывают течения. Система Гольфстрима и ее северные ветви выносят воды высокой солёности в Норвежское море и Северный Ледовитый океан. Восточно-Гренландское и Лабрадорское течения, перенося распресненную таянием льдов и осадками воду, значительно понижают солёность в северо-западной части Атлантического океана. При встрече этих течений с Гольфстримом образуются большие горизонтальные градиенты солёности – субарктический фронт.

Из других особенностей поля солёности следует отметить хорошо выраженное у берегов распресняющее влияние таких крупных рек, как Амазонка и Конго, а также осолонение поверхностных вод в областях подъема глубинных вод у западного побережья Африки, Северной и Южной Америки.

Солёность поверхностных вод Северного Ледовитого океана понижена вследствие положительного пресного баланса, обусловленного стоком сибирских рек, и сильно зависит от образования и таяния морского льда. Летом между плавающими и тающими льдами в центральной части океана солёность снижается до 30‰ и менее. Зимой при ледообразовании солёность повышается до 34‰.

Вокруг Антарктиды преобладает зональный перенос вод, поэтому распределение солёности имеет хорошо выраженный широтный характер с понижением значений к Антарктиде из-за таяния льдов и положительного пресного баланса.

Распределение солёности на поверхности морей характеризуется большими контрастами и разнообразием, обусловленным влиянием речного стока и климатическими условиями окружающих материков. Так, вблизи устьев рек солёность падает до нескольких промилле, тогда как в условиях сильного осолонения при испарении солёность доходит до 42‰ (Красное море, Персидский залив). В Средиземном море высокая солёность (до 40‰) наблюдается в восточной части, в то время как сообщаемое с ним Черное море имеет солёность поверхностного слоя всего около 17‰, а Азовское - 12‰ из-за значительного речного стока в эти моря.

Еще большие контрасты солёности наблюдаются в отдельных районах морей. Так, в заливе Акаба (Красное море) солёность достигает 46.5‰ (абсолютный максимум на поверхности Мирового океана).

Распределение солёности по вертикали имеет сложный характер. Значительные изменения солёности происходят в поверхностном слое океана до глубины 1500-2000 м. Ниже 2000 м изменения солёности заключены в диапазоне 34.6-35.8‰, а в придонном слое солёность сохраняется в пределах 34.7-34.9‰.

В Мировом океане В. Н. Степанов и В. А. Шагин выделили семь наиболее характерных типов распределения солёности с глубиной (рис. 28).

Рис. 28. Типы вертикального распределения солёности в Мировом океане

1. Полярный тип. Изменение солёности с глубиной характеризуется сильным опреснением поверхностного слоя (50-100 м), увеличением солёности до глубины 300-500 м и малой изменчивостью ее с дальнейшим увеличением глубины.

2. Субполярный тип. Отличается от полярного меньшим опреснением, но большей глубиной (1000-1500 м) погружения поверхностных вод.

3. Умеренно-тропический тип. Встречается в тропических и субтропических широтах, где высокая солёность на поверхности океана связана с отрицательным пресным балансом. Опресненная прослойка на глубине 800-1000 м создается водными массами полярного и субполярного происхождения.

4. Экваториально-тропический тип. Характеризуется сложным изменением солёности по глубине. Поверхностный слой распреснен вследствие положительного пресного баланса, а на глубине 800-1000 м прослеживается распресненная прослойка, обусловленная водными массами полярного и субполярного происхождения. Между ними на глубине 100-200 м располагается подповерхностный слой высокой солёности, образование которого связано с опусканием в низких широтах поверхностных вод высокой солёности и перемещением их глубинными течениями.

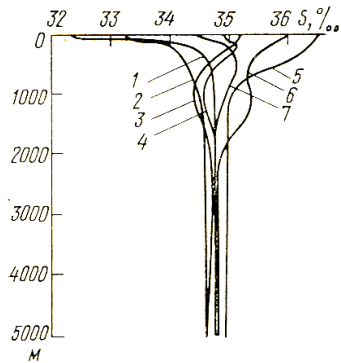
5. Североатлантический тип. Характеризуется высокой солёностью на поверхности и отсутствием промежуточных опресненных вод.

6. Присредиземноморский тип. Имеет прослойку высокосолёных вод, поступающих из Средиземного, Красного морей и Персидского залива. В Атлантическом океане высокосолёная прослойка располагается на глубине 1000 м, а в Индийском - на глубине 500 м.

7. Индомалайский тип. На поверхности имеет низкую солёность вследствие превышения осадков над испарением, а на глубине 200-500 м солёную прослойку, обусловленную глубинными течениями.

В целом, в изменении солёности по вертикали имеются большие различия как между океанами, так и между отдельными их частями.

Слой в океане (море), в котором вертикальные градиенты солёности повышены по сравнению с градиентами выше- или нижележащих слоев, **называется галоклином**. Резко выраженный постоянный слой скачка солёности наблюдается в таких морях, как Черное и Балтийское, где он обусловлен распреснением поверхностных вод речным стоком и поступлением в придонные слои более солёных вод из соседних бассейнов.



В высоких широтах Мирового океана наблюдается хорошо выраженный сезонный слой скачка солёности, образование которого связано с периодом интенсивного таяния льда.

Колебания солёности в течение года (годовые амплитуды, под которыми понимается разность максимальных и минимальных значений солёности за год) в открытом океане незначительны и не превышают 0.2‰. Исключение составляют полярные области, где в летнее время наблюдается уменьшение солёности вследствие таяния льдов. Годовые амплитуды солёности здесь могут превышать 0.7‰.

В морях и прибрежных районах океанов, где отмечается интенсивный береговой сток, колебания солёности могут составлять нескольких промилле.

Суточные изменения солёности могут достигать ещё больших величин, особенно в прибрежных районах после выпадения интенсивных осадков и усиленного выноса пресных вод.

12. Термохалинный анализ вод океана

12.1. T,S-кривые

При перемешивании вод в море происходит одновременный обмен физическими, химическими и биологическими свойствами. При смешении двух типов вод с различной температурой и солёностью, которые являются главными физическими характеристиками морской воды, очевидно, что результат смешения должен рассматриваться в T,S-координатах (на T,S-диаграмме) в общем случае в виде **T,S-соотношений** (рис. 29). Каждый тип однородной воды с парой характеристик температуры и солёности на T,S-диаграмме изображается точкой. Построение натуральных T,S-соотношений вод Мирового океана (они *называются T,S-кривые*) и их анализ составляют содержание *термохалинного анализа (T,S-анализа) морских вод*. Этот анализ позволяет выявить влияние процессов перемешивания на формирование основных водных масс Мирового океана.

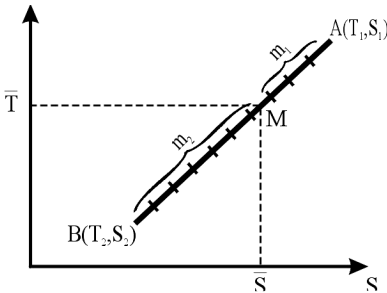


Рис. 29. T,S-соотношение и прямая смешения двух водных масс

T,S-кривую можно построить по данными распределения с глубиной температуры и солёности какой-либо океанологической станции. Для этого на T,S-диаграмму наносятся T,S-точки по температуре и солёности, которые наблюдались на каждом из горизонтов. Подписывая у точек значения глубины соответствующих горизонтов и соединя эти точки плавной кривой, получим T,S-кривую океанологической станции.

Метод интерпретации океанологических наблюдений в виде T,S-кривых был введен Гелланд-Ганzenом (1918) и оказался весьма эффективным средством океанографического анализа. Первые опыты построения T,S-кривых, предпринятые Гелланд-Ганzenом и другими исследователями, показали, что T,S-кривые многих океанологических станций, лежащих в одном и том же районе, даже очень большом по площади, зачастую весьма сходны между собой. Именно это обстоятельство позволяет идентифицировать на T,S-диаграмме водные массы, обладающие вполне определенным сочетанием температуры и солёности, а также смеси этих водных масс.

T,S-кривая по параметру глубины z является самым важным типом T,S-соотношения вод океана. Для сравнения T,S,z-кривых между собой строят совокупности кривых (в виде "пучков"- в одной и той же шкале). Кроме того, на T,S-диаграмме можно оконтурить область, в которую ложатся все T,S-кривые того или иного района Мирового океана.

Поля T,S-кривых для всех океанов изображены на обобщенной T,S-диаграмме Дитриха (1962), воспроизведенной на рис. 30. Рисунок демонстрирует геометрическую интерпретацию термохалинного поля океана. "Образы" водных масс, показанные на этом рисунке, должны быть подвергнуты количественному анализу, в физической основе которого лежат представления о смешении между собой "первоначальных" двух, трех или четырех водных масс, однородных по температуре и солености.

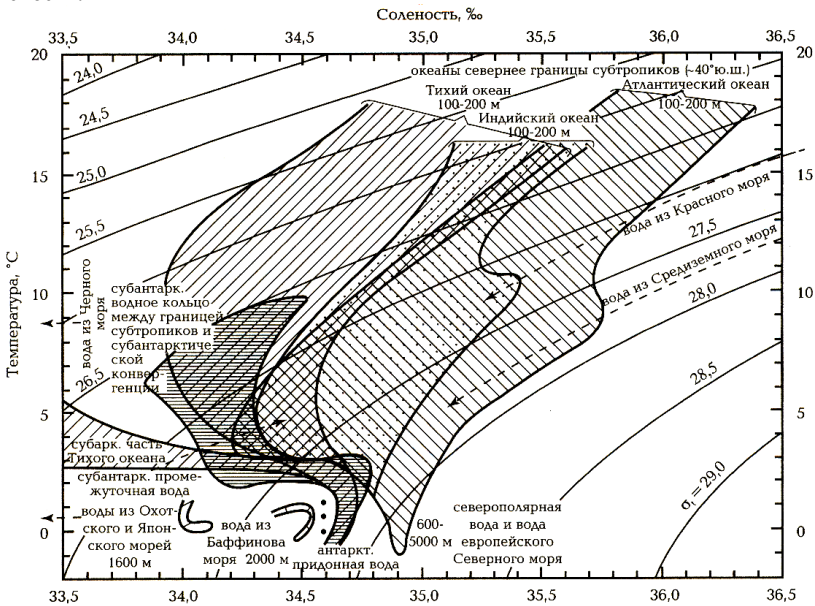


Рис. 30. Обобщенные T,S-соотношения водных масс Мирового океана (Дитрих, 1962)

Помимо глубины z , в качестве параметра на T,S-кривых могут выступать и другие величины, например, время t , расстояние по горизонтали x , повторяемость p . В частности, T,S,t-кривые характеризуют либо изменение температуры и солености в какой-либо точке океана за счет периодических процессов, либо их изменение в процессе трансформации на каком-нибудь горизонте. T,S-соотношения по параметру p представляют основу для объемного статистического T,S-анализа.

12.2. Смещение двух и трех водных масс

Наиболее общим случаем смешения водных масс в реальных условиях Мирового океана является вертикальное перемешивание двух, трех и четырех наложенных друг на друга водных масс.

Обратимся к вопросу о смешении двух и трех водных масс, важному для понимания аналитической теории T,S,z-кривых.

Рассмотрим две однородные водные массы А и В; пусть температура и соленость водной массы А равны $T_1 S_1$, водной массы В – $T_2 S_2$. На T,S-диаграмме эти водные массы будут определяться соответствующими T,S-точками (рис.29). В океанологии T,S-точки, соответствующие однородным водным массам, называются **термохалинными индексами**.

Рассмотрим вопрос о смешении между собой этих двух водных масс и об определении температуры и солености результирующей смеси.

Результат полного смешения водных масс А и В изображается T,S-точкой М, лежащей на прямой АВ, **называемой прямой смешения**. Температура и соленость смеси определяются формулами смешения

$$\bar{T} = \frac{m_1 T_1 + m_2 T_2}{m_1 + m_2}; \quad \bar{S} = \frac{m_1 S_1 + m_2 S_2}{m_1 + m_2}$$

где m_1 и m_2 - пропорции водной массы А и водной массы В. Результирующая точка М лежит на прямой смешения на расстояниях от точек А и В, пропорциональных m_1 и m_2 . Точке М соответствует 36% водной массы А и 64% водной массы В, т.е. мы определили в этой точке процентное содержание каждой из двух смешивающихся водных масс.

Так обстоит дело в случае полного смешения. В реальных условиях полного смешения между различными водными массами может не происходить - вследствие того, что помимо процесса смешения, стремящегося выровнять температуру и соленость, в океане происходят процессы, поддерживающие начальные температуру и соленость этих водных масс. К ним, прежде всего, относятся процессы теплообмена с атмосферой, адвекция (перенос) "первоначальных" водных масс из других районов океана и другие. Поэтому в стационарном случае водные массы находятся в состоянии **непрерывного частичного смешения**, а их T,S-характеристики в разных точках одной вертикали определяются на прямой смешения. Прямая смешения, таким

образом, в рассмотренном частном случае смешения двух водных масс является T,S-прямой, т.е. частным случаем T,S-кривой.

Рассмотрим случай смешения трех однородных водных масс А, В и С, имеющих температуру и соленость $T_1 S_1$, $T_2 S_2$, $T_3 S_3$ соответственно. На T,S-диаграмме (рис. 31) индексы этих трех водных масс, если они не лежат на одной прямой, образуют **треугольник смешения**.

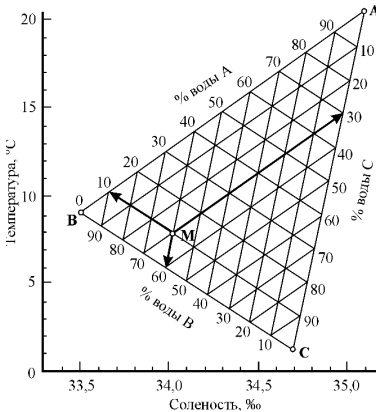
Рис. 31. Треугольник смешения (номограмма для определения процентного соотношения трех водных масс)

Продукт полного смешения трех водных масс будет иметь температуру и соленость,

определяемые формулами смешения

$$\bar{T} = \frac{m_1 T_1 + m_2 T_2 + m_3 T_3}{m_1 + m_2 + m_3}; \quad \bar{S} = \frac{m_1 S_1 + m_2 S_2 + m_3 S_3}{m_1 + m_2 + m_3}$$

где m_1 , m_2 и m_3 пропорции водной массы А, водной массы В и водной массы С, участвующих в смешении.



Результат полного смешения трех водных масс будет изображаться T,S-точкой M, лежащей внутри треугольника смешения. Зная положение результирующей T,S-точки в пределах треугольника смешения, можно определить содержание каждой из водных масс в смеси. Для удобства графического определения процентного соотношения каждой из водных масс в смеси строится соответствующая процентная номограмма. Так, например, точке M на рис. 30 соответствует 10% воды A, 60% воды B и 30% воды C.

В Мировом океане широко распространены промежуточные водные массы, характеризующиеся либо экстремумом солености (средиземноморская промежуточная водная масса в Атлантическом океане, красноморская водная масса в Индийском океане), либо экстремумом температуры (атлантическая теплая прослойка в Северном Ледовитом океане). Поэтому при анализе перемешивания трех водных масс и выяснения их процентного содержания, T,S-кривая, укладываемая в пределах треугольника смешения, своим экстремумом будет указывать на промежуточную водную массу, а ее концевые ветви будут принадлежать термохалинным индексам поверхностной и глубинной водным массам. Такой тип T,S-кривой, указывающий на смешение трех водных масс, характерен для океана и является интересным с точки зрения анализа водных масс. Наличие экстремумов на T,S-кривых видно также на обобщенной T,S-диаграмме, изображенной на рис. 30.

12.3. Смешение четырех водных масс

Рассмотрим вопрос о смешении четырех водных масс океана, когда по меньшей мере две из четырех водных масс находятся в процессе горизонтального смешения, и выясним, насколько правомерно построение треугольников смешения для изучения перемешивания более чем трех водных масс.

В этом случае треугольники смешения можно построить на термохалинных индексах как на вершинах таким образом, что они имеют одну общую сторону. Так, в случае смешения четырех водных масс A, B, C и D можно построить два треугольника, имеющих одну общую сторону BD (рис. 32). В основе таких построений лежит допущение, что в тех или иных океанографических условиях одна из четырех водных масс принимает - по сравнению с тремя другими - ничтожное участие в процессе взаимного смешения вод.

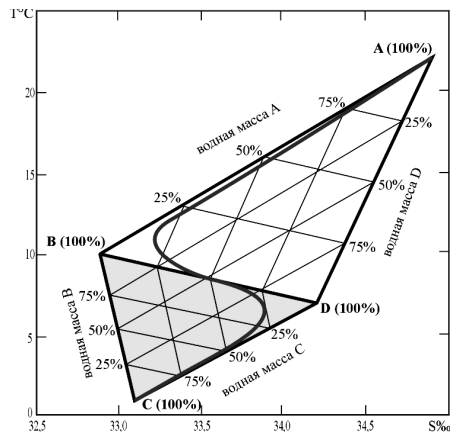
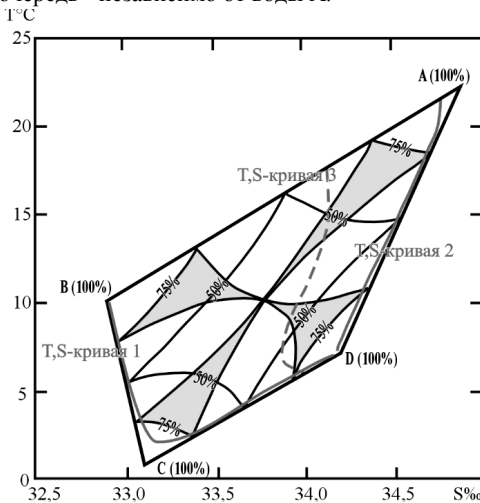


Рис. 32. Два треугольника смешения для определения процентного содержания четырех водных масс, перемешивающихся по вертикали. Жирной линией показана типовая T,S, z-кривая.

Остановимся вначале на примере вертикального перемешивания четырех наложенных одна на другую водных масс океана - приповерхностной, двух промежуточных и глубинной (или придонной). Так, рис.32 может соответствовать случаю, когда в условиях устойчивой стратификации перемешиваются поверхностная водная масса А, промежуточные водные массы В (верхняя) и D (нижняя) и глубинная вода С. При таком перемешивании возникает типовая Т,S-кривая, изображенная на рисунке жирной линией. В этом примере две промежуточные водные массы образуют своеобразный стратификационный экран, препятствующий непосредственному вертикальному контакту водной массы А с водной массой С. Смешение вод А, В и D рассматривается независимо от водной массы С, смешение вод В, С и D в свою очередь - независимо от воды А.



Рассмотрим случай, когда между собой смешиваются две поверхностные водные массы А и В и две промежуточные (или глубинные) водные массы С и D. Типовые Т,S,z-кривые, соответствующие этому варианту, изображены на рис. 33 сплошными жирными линиями - «крайние», а штриховой линией - промежуточная, возникающая в процессе взаимной трансформации первых двух.

Рис. 33. Четырехугольник смешения и номограмма для определения процентного содержания четырех водных масс.

В этом случае преобладает вертикальное смешение вод А и D и вод В и С соответственно; это смешение образует структуры AD и BC. Одновременно имеет место горизонтальное смешение отдельных элементов этих структур, образующее различные промежуточные структуры. Таким образом, все водные массы находятся в процессе «равноправного» смешения, и выделение треугольников смешения становится неправомерным.

В этом случае необходимо построить четырехугольник смешения ABCD, в качестве вершин которого должны быть взяты термохалинные индексы четырех смешивающихся водных масс, и номограмму их процентного содержания. Номограмма должна удовлетворять условию, что в любой ее точке сумма частей смешивающихся вод должна составлять 100%. Это условие выполняется только в том случае, если предполагается, что равные объемы поверхностных вод А и В смешиваются с равными объемами вод С и D; в свою очередь возникшие в результате вертикального перемешивания элементы структур AD и BC смешиваются в горизонтальном направлении вдоль поверхностей равного их процентного содержания. Сформулированное ограничение о смешении вод в равных пропорциях с океанографической точки зрения выглядит достоверным: положение поверхностей равного процентного содержания вод, вдоль которых предполагается «горизонтальное» перемешивание близко соответствует положению изопикнических поверхностей, т.е. соблюдается принцип изопикнического перемешивания. Такой подход, предложенный О.И.Мамаевым, дает возможность построить соответ-

ствующую номограмму для определения процентного содержания каждой из четырех смешивающихся водных масс (рис. 33).

Случай смешения четырех водных масс широко распространен в Мировом океане.

12.4. Аналитическая геометрия T,S- кривых

Основой для изучения вертикального перемешивания вод на T,S-диаграмме является аналитическая теория T,S-кривых, разработанная В.Б.Штокманом (1943, 1944) и развитая в дальнейшем другими исследователями.

Практическим выходом из аналитической теории T,S-кривых являются правила, вытекающие из «геометрии T,S-кривых». Эти правила (теоремы) были предложены Штокманом, и их можно сформулировать следующим образом:

1) границей между двумя водными массами следует считать глубину, на которой процентное содержание, определяемое по прямой смешения, треугольнику или четырехугольнику смешения, составляет 50% для каждой из водных масс;

2) если T,S-кривая близка к прямой линии, то для ее анализа следует пользоваться прямой смешения. В этом случае термохалинные индексы двух смешивающихся водных масс лежат на концах кривой и соответствуют поверхностной и глубинной водным массам;

3) если T,S-кривая состоит из двух и более прямых (или почти прямых) участков, сопряженных между собой, то имеются три и более водные массы. Количество водных масс равно количеству экстремумов плюс два;

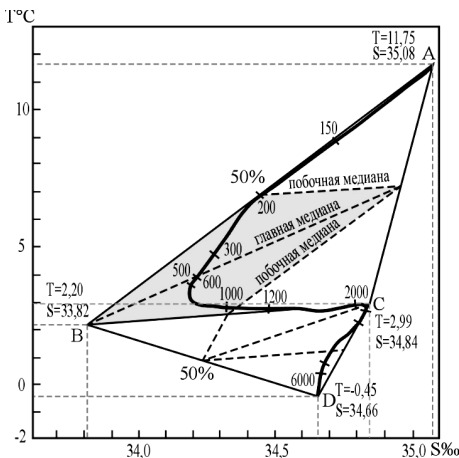
4) определение T,S-индексов производится проведением касательных к выпрямленным участкам T,S-кривых. В этом случае пересечение касательных в области экстремума указывает на T,S-индекс промежуточной водной массы (водные массы В и С на рис. 34), а концы ветвей T,S-кривой соответствует приповерхностной и придонной водным массам А и D;

5) для определения границ и процентного содержания водных масс на разных глубинах на T,S-индексах, как на вершинах, строятся треугольники (треугольники ABC и BCD на рис. 32) или четырехугольник смешения ABCD (рис. 33);

6) главная медиана треугольника смешения, проведенная из той его вершины, которая соответствует промежуточной водной массе, к середине противоположной стороны (называемой основанием треугольника смешения), пересекает T,S-кривую в той точке, где параметр глубины z характеризует положение ядра промежуточной водной массы;

Рис. 34. Графический анализ T, S-кривой океанологической станции

7) побочные медианы треугольника смешения, проведенные из середины основания треугольника смешения к двум другим сторонам, где параметр глубины z соответствует границам промежуточной водной массы. Часть T,S-кривой, заключенная между



пересекают T,S-кривую в тех ее точках, где параметр глубины z соответствует границам промежуточной водной массы.

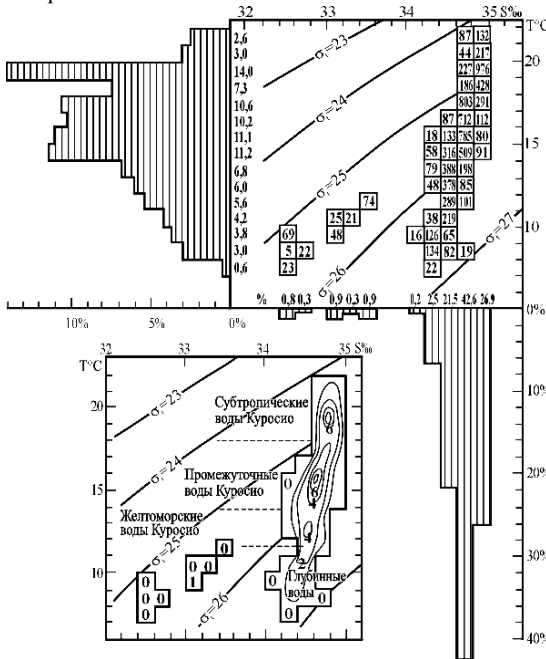
побочными медианами треугольника смешения, соответствует промежуточной водной массе.

На рис. 34 затемненный параллелограмм характеризует область трансформации промежуточной водной массы В, а побочные медианы соответствуют линиям 50% содержания этой водной массы.

Аналитическая геометрия T,S-кривых В.Б.Штокмана представляет основу для анализа натуральных T,S-кривых. Этот анализ заключается в восстановлении на T,S-кривых треугольников смешения, определении термохалинных индексов «первоначальных» (материнских) водных масс и границ процентного содержания смешивающихся водных масс.

12.5. Статистический T,S- анализ

Если T,S-диаграмму морских вод, точнее T,S-плоскость, разбить прямоугольной сеткой на клетки (классы) $\Delta T \times \Delta S$, в каждой из которых нанесено какое-либо значение T,S-соотношения реальных вод океана, то такая диаграмма носит название *статистической T,S-диаграммы*. Числа, попадающие в клетки такой диаграммы представляют значения частоты или вероятности появления значения температуры или солёности того или иного класса. Размер клеток-классов $\Delta T \times \Delta S$ определяется достаточностью (репрезентативностью) океанографической информации, если же некоторые клетки-классы окажутся пустыми, это означает, что воды с данными интервалами солёности и температуры на исследуемой акватории не встречаются.



Статистический T,S-анализ был предложен Р.Монтгомери (1955), а его целью является, например, определение объема вод какого-либо бассейна, температура и солёность которых лежат в диапазонах ΔT и ΔS , повторяемость наблюдений за температурой и солёностью в одной точке или в пределах определенной акватории в течение какого-либо отрезка времени, попадающих в тот же интервал и т.д.

В качестве примера на рис.35 представлена статистическая T,S-диаграмма объемов водных масс Восточно-Китайского моря.

Рис. 35. Статистическая T,S-диаграмма объемов водных масс Восточно-Китайского моря

Для ее построения все наблюдения за температурой и солёностью были разбиты на классы – каждый класс с интервалом 1°C по температуре и 0.2% по солёности. Например, вода с характеристиками 15°<T<16° и 34.4%<S<34.6%

попадала в одну клетку-класс, независимо от того, где она наблюдалась; вода с характеристиками $15^0 < T < 16^0$ и $34.6\% < S < 34.8\%$ – в соседний класс и т.д.

Цифры в клетках - суммарные значения объемов вод с характеристиками определенного класса.

Таким образом, статистическая T,S-диаграмма показывает поле повторяемости определенных T,S-пар вод Восточно-Китайского моря, в котором выделяются участки (классы) с большей повторяемостью, и эти классы соответствуют T,S-индексам основных водных масс моря, а числа в классах показывают объемы этих водных масс, выраженных в кубических километрах.

Суммирование повторяемостей по вертикали и горизонтали дает возможность построить также одномерные распределения – гистограммы отдельно для солености и для температуры. Эти гистограммы изображены на полях T,S-диаграммы. Так, цифры, проставленные слева T,S-диаграммы, являются суммарными объемами и процентным содержанием вод соответствующего изотермического слоя, а цифры внизу – соответствующего изохалинного слоя.

В нижней части T,S-диаграммы изображена картина рельефа рассматриваемой функции – процентного содержания вод соответствующих классов.

Таким образом, статистическая T,S-диаграмма является средством количественного анализа повторяемости определенных T,S-пар любой акватории Мирового океана, точного определения T,S-индексов основных водных масс и решении вопроса об их происхождении, расчета тепла и солей в изотермических и изохалинных слоях. В классы статистических T,S-диаграмм можно также наносить значения геострофических расходов воды (если диаграмма построена для разреза), значения других характеристик водных масс – содержания кислорода, биогенных элементов, биомассы планктона.

Наконец, статистический T,S-анализ можно применять и к вычислению объемов морей и океанов. Так, Д.Кокрейн (1958) применил его для вычисления объема Тихого океана, М.Поллак – Индийского, Р.Монтгомери (1958) и Л.Уортингтон (1982) - Атлантического и Мирового океана.

Интересно отметить, что 42.2% всего объема вод Мирового океана принадлежит классу $0^0 < T < 2^0$ и $34.0\% < S < 35.0\%$.

13. Водные массы Мирового океана

Воды Мирового океана разделяются по физико-химическим свойствам и составу живущих в них организмов на различные, сравнительно однородные крупные объемы. Эти океанические аналоги природных ландшафтов суши получили название "водные массы".

Наиболее полное определение водной массы дано советским океанологом А.Д. Добровольским (1961): *"Водной массой следует называть сравнительно большой объем воды, формирующийся в определенном районе Мирового океана - очаге, источнике этой массы, - обладающий в течение длительного времени почти постоянным и непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик, составляющих единый комплекс, и распространяющийся как одно единое целое."*

Водная масса отражает физико-географические черты района своего формирования, где она получила свои характерные свойства, и пути распространения.

Обычно водные массы называют по месту их расположения или формирования. Так, водные массы, образовавшиеся вокруг Антарктиды, называются

антарктическими, в высоких широтах северного полушария - арктическими и субарктическими и т.д.

Главными показателями той или иной водной массы являются ее термохалинные характеристики - температура и соленость. В том случае, когда по этим характеристикам невозможно произвести выделение водных масс, в качестве дополнительных привлекаются химические и биологические параметры.

Представление о первоначальных однородных по температуре и солености водных массах (изображаемых на T,S-диаграмме в виде отдельных термохалинных индексов), лежащее в основе аналитических теорий T,S-кривых, не соответствует действительности, поскольку в Мировом океане наблюдается непрерывное распределение температуры и солености по вертикали и горизонтали. Из T,S-диаграммы можно видеть (рис.30), что в самом общем виде водные массы подразделяются на два типа. К первому типу, называемому **океанической тропосферой**, относятся теплые поверхностные воды, охватывающие слой, в котором наблюдается годовой ход океанологических характеристик, и промежуточные воды. Ко второму типу - **океанической стратосфере** относятся холодные глубинные и придонные воды.

Деление на тропосферу и стратосферу предложено немецким океанографом Дефантом и применяется только для районов низких и умеренных широт.

Определенный набор и взаимодействие различных водных масс по вертикали, типичные для данной области или зоны океана, **образуют структуру водных масс.** Та или иная структура может состоять из поверхностных (до глубины 150-200 м), подповерхностных (от 150-200 до 600-800 м), промежуточных (от 600-800 до 1000-1500 м), глубинных (от 1000-1500 до 2500-3000 м) и придонных (более 3000 м) водных масс. К этим определениям присоединяют еще дополнительные, показывающие их географическую принадлежность или район формирования.

Среди поверхностных водных масс выделяют следующие важнейшие водные массы: экваториальные, тропические, субтропические (в каждом полушарии), субарктическую, субантарктическую, арктическую и антарктическую. При этом **название той или иной структуры водных масс дается по названию поверхностной водной массы.** Таким образом, рассматривается трехмерная структура Мирового океана, в которой поверхностные водные массы вместе с лежащими ниже подповерхностными, промежуточными, глубинными и придонными водными массами составляют **экваториальную, тропические, субтропические, субарктическую и субантарктическую, арктическую и антарктическую структуры водных масс.**

Области распространения этих структур разделяются океаническими фронтами. Поскольку фронты представляют собой зоны раздела между водными массами с различными физико-химическими характеристиками, то в них отмечаются наибольшие градиенты температуры и солености.

Промежуточные водные массы образуют своеобразную жидкую границу между тропосферой и стратосферой океана. Они подразделяются на:

- промежуточные воды с минимумом солености, образующихся в субарктических и субантарктических широтах (например, субарктическая водная масса в Атлантике, субарктическая - в Тихом океане, антарктическая - во всех трех океанах);
- промежуточные воды с максимумом солености, образующихся в результате водообмена океана с замкнутыми морями (например, средиземноморская водная масса в Атлантике, красноморская - в Индийском);

- промежуточные воды с максимумом температуры, проникающие в высокие широты (например, атлантическая теплая прослойка в Северном Ледовитом океане, антарктическая промежуточная водная масса в Южном океане).

Стратосферные (глубинные и придонные) водные массы подразделяются на:

- воды, образующиеся в высоких широтах Северного полушария и характеризующиеся максимумом солености;

- воды, образующиеся в высоких широтах Южного полушария и характеризующиеся минимумом солености.

Стратосферные воды перемещаются из областей высоких широт навстречу друг другу и там, где они приходят в соприкосновение, воды Северного полушария оказываются глубинными (например, североатлантическая глубинная водная масса), а воды Южного полушария - придонными (например, антарктическая придонная водная масса). Термохалинные характеристики этих вод таковы, что антарктические воды, как более плотные и тяжелые, всегда оказываются ниже водных масс северного происхождения.

Большинство промежуточных, глубинных и придонных водных масс формируется из поверхностных. Опускание поверхностных вод происходит в основном за счет вертикальных движений, которые вызываются увеличением плотности этих вод при осенне-зимнем охлаждении. Особенно благоприятны условия для образования водных масс в высоких широтах, где развитию интенсивных нисходящих движений по периферии циклонических систем способствуют высокая плотность вод и небольшие вертикальные ее градиенты.

Может быть выделено различное количество водных масс в зависимости от критериев, которые для этого привлекаются. Рассмотрим важнейшие из них.

Антарктическая придонная водная масса самая большая по объему в Мировом океане. Занимает придонный слой вокруг Антарктиды, распространяясь в Атлантическом океане на север за экватор до 35-40° с.ш. (рис. 36). На меридиональном разрезе эта водная масса выделяется более низкой температурой и соленостью по сравнению с вышележащими водами. Формируется в основном в море Уэдделла и в меньших количествах на шельфе вокруг Антарктиды.

Летом прибрежные воды Антарктики прогреты выше температуры замерзания и разбавлены таянием льдов до солености ниже 34‰. Осенью охлаждение и ледообразование вызывают интенсивное конвективное перемешивание, достигающее глубины 300 м. При этом ледообразование повышает соленость перемешавшейся толщи лишь до 34,51‰, так что плотность не позволяет этим прибрежным водам опуститься ниже 300 м. Глубже прибрежных вод к Антарктиде подходят с севера воды высокой солености. Смесь прибрежных вод с этими солеными водами благодаря уплотнению при смешении становится плотнее обеих компонент и имеет соленость выше 34,51‰. Эта смесь в результате высокой плотности сползает по материковому склону до самого дна и образует антарктическую придонную водную массу.

Условия для образования антарктической придонной водной массы зимой возникают на всей материковой отмели Антарктиды, но в море Уэдделла эти условия наиболее благоприятны.

У дна вблизи Антарктиды антарктическая придонная водная масса имеет характерные значения температуры $-0,4^{\circ}\text{C}$ и солености 34,66‰. Плотность этой воды наибольшая в океане ($\sigma_t=27,89$). Из района формирования она медленно движется к северу в Атлантику, одновременно участвуя в генеральном переносе вокруг

Антарктиды и в горизонтальной циркуляции вод океанов, в которые она распространяется.

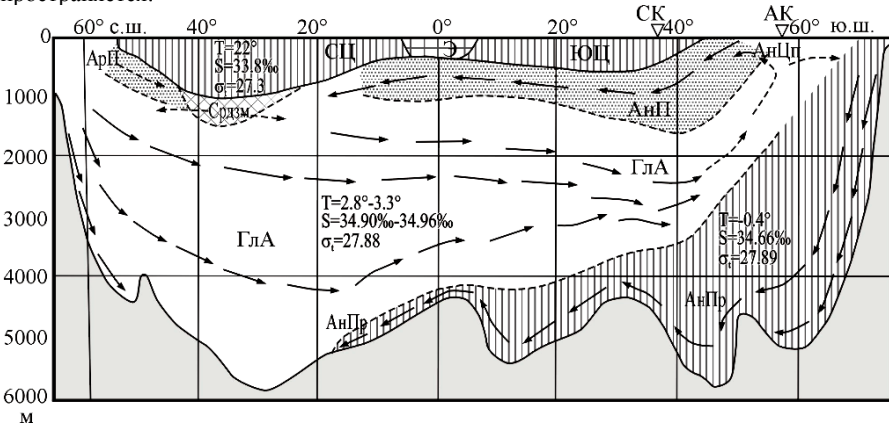


Рис. 36. Схема водных масс на меридиональном разрезе через Атлантический океан
 АнПр - антарктическая придонная; ГЛА - североатлантическая глубинная и придонная; АнЦп - антарктическая циркумпольярная; Срдзм - средиземноморская; СЦ - северная центральная; ЮЦ - южная центральная; АнП - антарктическая промежуточная; АрП - североатлантическая промежуточная; Э - экваториальная; АК - антарктическая конвергенция; СК - субтропическая конвергенция.

Североатлантическая глубинная и придонная водная масса вторая по объему в Мировом океане после антарктической придонной воды, формируется зимой в море Лабрадор и между Гренландией и Исландией. В этих районах теплая и соленая вода Северо-Атлантического течения смешивается с более холодной и распресненной водой, переносимой Восточно-Гренландским течением. Осенью и зимой сильная теплоотдача в атмосферу охлаждает смесь и повышает ее плотность до $\sigma_t=27,88$, что заметно выше плотности обеих составляющих смеси и близко к плотности, постоянно наблюдающейся в этом районе на глубине более 1000 м. В результате тяжелые поверхностные воды опускаются зимой до глубины более 1000 м. Так как условия охлаждения от года к году отличаются, плотность опускающейся воды также варьирует, благодаря чему водная масса заполняет как придонные, так и глубинные слои, формируя североатлантическую глубинную и придонную водную массу. Ее температура в районах формирования изменяется с глубиной от 2,8 до 3,3°C, соленость - от 34,90 до 34,96‰.

Из районов формирования североатлантическая глубинная и придонная вода растекается к югу. Ее перемещению в северном направлении препятствуют поднятия дна, к югу же эта масса движется на глубинах 2000-4000 м поверх антарктической придонной воды, и прослеживается вплоть до антарктической области. На меридиональном разрезе через Атлантический океан североатлантическая глубинная и придонная вода выражена языком высокой солености - от 34,96‰ в районе формирования до 34,70‰ вблизи Антарктики. Поднимаясь в антарктической области в верхние слои, североатлантическая глубинная и придонная водная масса является той составной частью, которая вместе с прибрежными водами формирует осенью и зимой антарктическую придонную воду. Этим объясняется то, что антарктическая придонная водная масса формируется главным образом в атлантическом секторе антарктической области.

В Тихом океане нет условий для формирования водной массы, подобной североатлантической глубинной и придонной. Глубинные и придонные слои Индийского и Тихого океанов содержат североатлантическую глубинную и придонную воду, которая в общем движении вод проходит в южные секторы этих океанов и растекается в них к северу.

Антарктическая промежуточная водная масса представляет собой поверхностную воду, опускающуюся в зоне антарктической конвергенции и растекающуюся к северу на глубинах от 400 до 1000-1500 м. В Атлантике она заметна до 10-15°с.ш. Антарктическая конвергенция наблюдается на 50-60°ю.ш. и является непреодолимым препятствием для антарктических льдов и айсбергов, которые здесь тают. Поэтому на меридиональном разрезе антарктическая промежуточная вода выделяется минимальной соленостью $S=33,8\%$ и пониженной температурой $T=2,2^{\circ}\text{C}$.

Центральные водные массы формируются в областях стационарных субтропических максимумов атмосферного давления. Характерная особенность этих вод - максимумы солености. На перифериях центральных масс (северных в северном полушарии и южных в южном) в периоды охлаждения развивается интенсивная конвекция. Благодаря этому центральные массы увеличивают свою мощность до 200-300 м в Тихом океане и до 900 м в Саргассовом море Атлантического океана.

Экваториальные водные массы формируются в районе экватора трех океанов. Благодаря положительному пресному балансу этих районов они сильно распреснены по сравнению с центральными водными массами, между которыми расположены. В Атлантическом океане экваториальная водная масса выражена слабее, чем в двух других океанах, вследствие переноса вод из южного полушария в северное.

Средиземноморская водная масса играет заметную роль в формировании глубинных вод Атлантического океана. Эта вода при температуре 13.0-13.6°С и солености 38.4-38.7‰ имеет высокую плотность ($\sigma_t=27,60$), благодаря чему переливаясь через порог Гибралтарского пролива, она опускается по материковому склону до глубины 1000 м и на этом уровне веерообразно растекается на большом пространстве Северной Атлантики, формируя слой с максимумом солености. В ядре она имеет температуру 11.9°С и соленость 36.5‰.

Аналогичную роль в северо-западной части Индийского океана играет красноморская водная масса, имеющую температуру 23°С и соленость 40‰.

Антарктическая циркумполярная водная масса образуется в результате того, что к поднимающейся вблизи Антарктиды североатлантической глубинной и придонной воде примешиваются некоторые количества антарктической промежуточной и антарктической придонной, между которыми эта вода движется. Образующаяся смесь поднимается в верхний слой океана уже как самостоятельная водная масса и занимает пространство между антарктическими прибрежными водами и антарктической конвергенцией. В круговом переносе вод антарктическая циркумполярная вода образует кольцо, опоясывающее Антарктиду. Характеристики ее имеют преимущественно зональный характер изменения. Для антарктической циркумполярной воды в верхнем слое характерна дивергенция зонального переноса: в течении имеется составляющая, направленная к северу - к антарктической конвергенции, а зимой еще и к югу, компенсируя опускание придонной воды. Именно эта дивергенция течений в определенной степени обуславливает подъем североатлантической глубинной и придонной воды в антарктической области.

Субантарктическая водная масса расположена между антарктической конвергенцией и южными границами центральных водных масс. Перемещается в общем движении антарктических вод с запада на восток, образуя замкнутое кольцо.

Сформирована эта вода смешением центральных водных масс на их южных перифериях с антарктической промежуточной водой.

Субарктическая водная масса в северном полушарии занимает большое пространство Тихого океана севернее 40° с.ш. Образована эта вода процессами охлаждения и распреснения океанских вод в районах Берингова и Охотского морей и прилегающей части океана. В Атлантическом океане субарктическая вода образуется в малых количествах.

В Северном Ледовитом океане присутствуют четыре водные массы, а вся толща воды сверху и с низу имеет отрицательную температуру, разграниченную тонкой прослойкой воды с положительной температурой.

Поверхностная водная масса с отрицательной температурой до глубины 200-250 м представляет деятельный слой океана, содержащий распресненные воды. Зимой этот слой полностью охвачен конвекцией, причем его температура понижается почти до температуры замерзания (около -1.7°C). Летом между плавающими льдами отрицательная температура чуть выше температуры замерзания. На поверхности этой водной массы соленость около 31.3-31.5‰, благодаря положительному пресному балансу - осадкам и речному стоку.

Теплая атлантическая прослойка - уникальное явление в Мировом океане. Эта водная масса формируется из теплого Западно-Шпицбергенского течения. При высокой солености - до 34.75‰ достаточно охлаждения этой воды до $3-4^{\circ}\text{C}$, чтобы благодаря своей высокой плотности она опустилась под поверхностный слой Северного Ледовитого океана. Далее теплая атлантическая прослойка растекается по всей акватории Северного Ледовитого океана на глубинах 200-500 м, сохраняя даже у Берингова пролива в своем ядре высокую соленость и температуру не ниже $+0.4^{\circ}\text{C}$.

Глубинные и придонные водные массы образуются в Гренландском море. При осенне-зимнем охлаждении в центральной части Гренландского моря смесь вод теплого, соленого Западно-Шпицбергенского течения и холодного, распресненного Восточно-Гренландского течения достигает высокой плотности, погружается и переваливает через порог между Гренландией и Шпицбергенем, заполняя глубины ниже 500 м. Типичные значения температуры глубинной толщи Северного Ледовитого океана от -1.2 до -0.8°C , солености - от 34.92 до 34.89‰.

Водные массы и их структуры, формирующиеся в определенных районах Мирового океана, четко отражают вертикальную и горизонтальную зональность как одну из основных географических закономерностей природы Земли.

14. Фронтальные зоны и фронты в Мировом океане

Фронтальная зона - пространство в океане, в котором происходит взаимодействие вод с различными океанологическими характеристиками. Во фронтальных зонах океана образуются новые водные массы, которые в соответствии с их плотностью погружаются на различные глубины, определяя основные черты вертикальной структуры океана. Фронтальные зоны являются следствием развивающейся в верхнем слое океана циркуляции вод. Поскольку циркуляция в этом слое отражает в общих чертах циркуляцию атмосферы над океаном, то и географическое положение основных фронтальных зон в океане в общем случае совпадает с положением основных атмосферных фронтов.

Океанический фронт - наклонная поверхность раздела между водами с различными физико-химическими и динамическими характеристиками, пересечение которой с поверхностью океана образуют линию фронта. В качестве отличительного

признака фронта на поверхности и в глубинах океана обычно принимаются максимальные градиенты океанологических характеристик.

По аналогии с метеорологией введено понятие *главного океанического фронта* (рис. 37). Оно предполагает квазистационарную зону определенного океанического фронта (например, субарктического фронта).

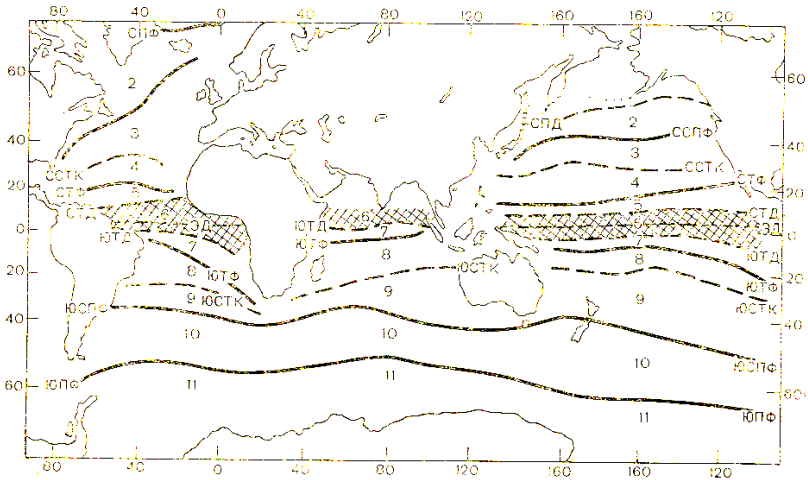


Рис. 37. Главные океанические и динамические фронты в Мировом океане (Грузинов, 1986)

Главные океанические фронты Мирового океана являются границами между различными структурами водных масс. Они расположены на границах планетарных круговоротов и их можно принимать в качестве границ физико-географических зон в океане.

Наряду с главными океаническими фронтами выделяют *динамические фронты*, к которым относят зоны конвергенции и дивергенции.

Динамические фронты - это фронты, связанные с осями планетарных (например, субтропических антициклонических) круговоротов и развивающимися в них восходящими и нисходящими движениями вод. Динамические причины (подъем или опускание вод), приводят к созданию значительных градиентов океанологических характеристик. В отличие от главных океанических фронтов, они могут располагаться внутри одной структуры водных масс и поэтому вторичны по отношению к главным океаническим фронтам.

Принята следующая классификация главных океанических фронтов (с севера на юг):

- северный полярный (арктический) - СПФ;
- северный субполярный (субарктический) - ССПФ;
- северный тропический - СТФ;
- экваториальный - ЭФ;
- южный тропический - ЮТФ;
- юный субполярный (субантарктический) - ЮСПФ;
- южный полярный (антарктический) - ЮПФ.

Эти фронты расположены на границах основных круговоротов. Между ними расположены динамические фронты или зоны конвергенции и дивергенции.

К ним относятся (с севера на юг):

- арктическая конвергенция - АК
- северная субполярная (субарктическая) дивергенция - ССПД;
- северная субтропическая конвергенция - ССТК;
- северная тропическая дивергенция - STD;
- северная тропическая конвергенция - СТК;
- экваториальная дивергенция - ЭД;
- южная тропическая конвергенция - ЮТК;
- южная тропическая дивергенция - ЮТД;
- южная субтропическая конвергенция - ЮСТК;
- субполярная (субантарктическая) дивергенция (совпадает с субантарктическим фронтом) - ЮСПД;
- антарктическая конвергенция (совпадает с южным полярным или антарктическим фронтом) - АнтК;
- антарктическая дивергенция - АнтД.

Все перечисленные выше главные океанические и динамические фронты относятся к планетарным.

Синоптические фронты не носят стабильного характера. Они перемещаются в пространстве, возникают, разрушаются и регенерируют за отрезки времени, сравнимые с синоптическим масштабом. Иногда их появление носит сезонный характер. Поперечный масштаб таких фронтов может колебаться от 100 м до 10 км, а протяженность не превышает 100 км.

Мелкомасштабные фронты могут быть связаны со стоком речных вод в океан, сбросом термальных вод в море от электростанций, конвергенций приливных течений в узкостях и проливах. Ширина таких фронтов составляет 10-100 м, а протяженность зависит от конфигурации берега, рельефа дна и других местных условий.

15. Физико-географическое районирование Мирового океана

Природа Мирового океана, также как и природа суши, подчинена закону географической зональности. Зональность океана - основная закономерность распределения всех свойств в водах Мирового океана, проявляющаяся в смене физико-географических поясов до глубины 1500-2000 м. Но наиболее отчетливо эта закономерность наблюдается в верхнем деятельном слое океана до глубины 200 м.

Прежде всего выделяются крупнейшие единицы районирования: Атлантический, Северный Ледовитый, Тихий, и Индийский океаны. Океаны разделяются на физико-географические пояса, которые характеризуются специфичностью протекающих природных процессов. Границы этих поясов в ряде случаев существенно отклоняются от широтного направления, что связано, в основном, с характером горизонтальной циркуляции в том или ином районе Мирового океана. В конкретных частях географических поясов выделяют районы, в которых природные процессы обуславливаются своеобразием географического положения этих районов по отношению к материкам и островам, их глубинами, системами ветров и т.д. Это своеобразие особенно ярко проявляется в приматериковых частях поясов.

В физико-географическом районировании океана с 50-х гг. прошлого века преобладал зональный подход, основанный на распределении солнечного тепла в поверхностном слое. Но часть ученых предпочитала применять азональный (морфоструктурный) принцип, основанный на строении земной коры и отличавшийся стремлением к объемному разделению всей водной толщи.

Попытку снять противоречия предпринял в 1985 г. советский ученый Д.В.Богданов. Он пришел к идее разделения океана на районы однородные в отношении преобладающих в них природных процессов.

В предложенной им схеме за основной критерий принята характеристика термохалинной структуры и, в определенной мере, основные течения (рис. 38).

Д.В. Богданов в Мировом океане выделил (с севера на юг) следующие природные зоны, хорошо согласующиеся с природными зонами суши:

- северную полярную (арктическую) СП, совпадающую с Арктическим бассейном Северного Ледовитого океана; она соответствует арктической зоне (ледяной пустыне);

- северную субполярную (субарктическую) ССП, охватывающую районы океана в пределах сезонных колебаний кромки льда; соответствует субарктической (тундре и лесотундре) зоне;

- северную умеренную СУ с температурой вод 5-15°C; соответствует умеренной (тайге, широколиственными лесам, степи) зоне;

- северную субтропическую ССТ, совпадающую с квазистационарными областями высокого давления (Азорским и Гавайским максимумами); соответствует сухим и влажным субтропикам и северным областям пустынь;

- северную тропическую (пассатную) СТ, находящуюся между среднегодовыми северной и южной границами пассата; соответствует тропическим пустыням и саваннам;

- экваториальную Э, несколько сдвинутую к северу вместе с термическим экватором и характеризующуюся очень теплыми (27-29°C) распресненными водами; соответствует влажным экваториальным лесам;

- южную тропическую (пассатную) ЮТ; соответствует саваннам и тропическим пустыням;

- южную субтропическую ЮСТ, проявляющуюся менее отчетливо, чем в северном полушарии; соответствует сухим и влажным субтропикам;

- южную умеренную ЮУ, расположенную между субтропической конвергенцией и антарктической конвергенцией; соответствует умеренной, безлесной зоне;

- южную субполярную (субантарктическую) ЮСП между антарктической конвергенцией и антарктической дивергенцией; соответствует субполярной сухопутной зоне;

- южную полярную (антарктическую) ЮП, включающую в основном шельфовые моря вокруг Антарктиды; соответствует ледяной зоне Антарктиды.

Несмотря на то, что схема Д.В. Богданова соответствовала общим географическим принципам зональности, она нуждается в уточнении пространственного положения различных зон и их границ.

По-видимому, в основу зональной классификации должны быть положены главные океанические и динамические фронты в океане, которые будут являться достаточно четкими границами между физико-географическими зонами в океанах.

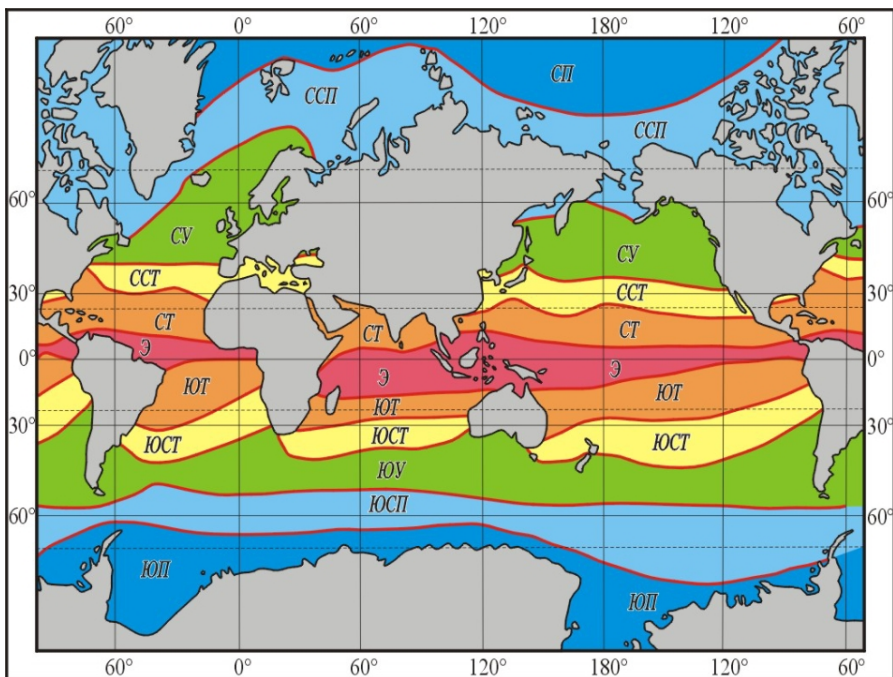


Рис. 38. Районирование Мирового океана (Д.В.Богданов, 1985).

В.М.Грузинов (1986) с учетом естественных границ между широтными поясами разработал схему географических зон Мирового океана (с севера на юг):

- полярная зона, находящаяся в пределах Северного Ледовитого океана; ее южной границей является полярный фронт, совпадающий с кромкой льда;
- субполярная зона, расположенная между полярным и субполярным фронтами;
- умеренная зона, находящаяся между северным субполярным фронтом и северной субтропической конвергенцией;
- субтропическая зона, расположенная между северной субтропической конвергенцией и северным тропическим фронтом; северная граница зоны размыта;
- тропическая зона, ограниченная северным тропическим фронтом и северной тропической дивергенцией;
- экваториальная зона, расположенная между северной и южной тропическими дивергенциями,
- южная тропическая зона, находящаяся между южной тропической дивергенцией и южным тропическим фронтом;
- южная субтропическая зона, ограниченная южным тропическим фронтом и южной субтропической конвергенцией;
- южная умеренная зона, расположенная между южной субтропической конвергенцией и южным субполярным фронтом;
- южная субполярная зона, находящаяся между южным субполярным и южным полярными фронтами;
- южная полярная зона, расположенная к югу от южного полярного фронта.

Границы географических зон в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах имеют некоторые отличия в своем пространственном расположении.

Наконец, В.Л. Лебедевым (1986) была предложена схема физико-географического районирования Мирового океана на основе главнейших особенностей географической структуры, которая формируется в процессе взаимодействия гидрологической, гидрофизической, химической и биологической структур океана. На схеме определяющее значение имеют океанические фронты, между которыми располагаются морские пограничные зоны, отличающиеся своими структурами водных масс, интенсивностью природных процессов, химической активностью и высокой биологической продуктивностью. Особо выделяются области прибрежных морских ландшафтов или комплексов, соответствующих повышенному значению контактной прибрежной зоны.

Сравнение определенных схем физико-географического районирования показывает, что они основываются на зонально-азональном принципе районирования поверхностных вод Мирового океана, при этом акцент делается на поясно-зональное деление океанов и выделение в них акваторий, примыкающих к материкам.

Природные зоны океанов и материков отличаются неодинаковой дробностью. Более однородная водная поверхность расчленена меньше, чем поверхность суши. В.Г. Богоров (1960) отмечает, что в океане зональность выражена проще и яснее, чем на суше. Зоны океанические из-за большой однородности примерно соответствуют географическим поясам суши.

Но несмотря на однородность океанических зон, внутри них различают восточные и западные части. В результате этого каждая природная зона Мирового океана может быть разделена на провинции. Каждая провинция зональна, т.е. относится только к определенной зоне. В этом и заключается поясно-зональное деление природных комплексов на акватории Мирового океана.

Таким образом, на разных уровнях физико-географического районирования Мирового океана необходимо учитывать определенные ведущие факторы и процессы.

Так, положение географических поясов определяется солнечной радиацией, границы природных зон - структурой водных масс и характером течений. Наконец, гидрологические условия, зависящие от прилегающей суши и циркуляции атмосферы, определяют более мелкие акватории в океане - провинции и области. Однако существует важная закономерность природы - единство зон на суше и на океане. Каждый географический пояс (или зона) простирается вокруг земного шара, захватывая различные районы суши и океана. Различия подстилающих поверхностей океана и суши только более резко подчеркивают региональность природы в каждой зоне, состоящей из материковых и океанических провинций. Острова в океане являются как бы связующим звеном между провинциями океаническими и материковыми. Они представляют своеобразные индикаторы, указывающие к какой единой природной зоне относится тот или иной район Мирового океана.

В настоящее время наиболее принятой схемой физико-географического районирования Мирового океана является схема Д.В. Богданова (рис.38).

Таким образом, анализ опыта районирования Мирового океана показывает, что эта важная научная и практическая проблема является чрезвычайно сложной и многоплановой. Несмотря на достигнутый прогресс, природное районирование Мирового океана продолжает оставаться наиболее слабым звеном в общей научной систематизации пространственной структуры географической оболочки. Это касается как принципиальных основ, так и прикладной методики океанического районирования. Хотя на сегодняшний день имеются многочисленные схемы

отраслевого (компонентного или частного) районирования океана, теоретический уровень и практические наработки географии океана по комплексному физико-географическому районированию заметно отстают от уровня, достигнутого соответствующим разделом географии суши.

16. Морские льды

Образование льда в море, кроме наступления устойчивой морозной погоды, зависит от нескольких факторов:

- поверхностной солености, обуславливающей температуру замерзания морской воды;
- переохлаждения воды, т.е. понижение ее температуры несколько ниже температуры замерзания;
- наличие в воде ядер кристаллизации – мельчайших взвешенных частиц органического и неорганического происхождения.

Замерзание пресной и морской воды происходит различно.

Температура наибольшей плотности воды составляет 4°C. Вследствие этого в пресных водах перемешивание происходит при понижении температуры только до 4°C. При дальнейшем охлаждении плотность воды уменьшается, перемешивание прекращается, и при достижении поверхностным слоем температуры 0°C в пресной воде начинается льдообразование.

Температура замерзания и температура наибольшей плотности морских вод зависят от солености. Поэтому морские воды, соленость которых менее 24.695‰ (солончатые воды), при охлаждении вначале достигают состояния наибольшей плотности, как и пресные воды, а при дальнейшем охлаждении в отсутствие перемешивания быстро достигают температуры замерзания.

Воды соленостью больше 24.695‰ (солончатые воды) охлаждаются до температуры замерзания при постоянном увеличении плотности, что сопровождается непрерывным перемешиванием, т. е. обменом между верхними и нижними, более теплыми слоями, что препятствует быстрому выхолаживанию и замерзанию воды. Лед образуется только после длительных осенних холодов, когда вся толща воды, охваченная вертикальной циркуляцией, охладилась до температуры замерзания. Таким образом, при равных погодных условиях морские воды замерзают позже солончатых.

Началу льдообразования благоприятствует спокойное море, наличие опресненного таянием льдов или речным стоком поверхностного слоя воды, большая отдача тепла в атмосферу.

16.1. Классификация льдов

По происхождению льды подразделяются на морские, материковые и речные.

Морской лед образуется из морской воды, когда ее температура понижается до температуры замерзания. Он может быть поверхностным, образовавшимся в поверхностном слое воды, и внутриводным. Характерным свойством этих льдов является наличие в них солей, попадающих с морской водой.

Материковый лед образуется из снега на суше и попадает в океан в виде айсбергов, их обломков и так называемых ледяных островов. Этот лед пресный, содержит сравнительно мало примесей и имеет в большинстве случаев голубоватый цвет. Основная масса материкового льда попадает в Мировой океан из антарктических ледников. В меньшем количестве он встречается в Северном Ледовитом океане, откуда течениями выносятся в северную часть Атлантического океана.

Речной лед образуется в реках и при весеннем ледоходе выносятся в море.

Этот лед содержит много примесей, тоньше материкового льда и совершенно пресный. Основная масса речного льда встречается в морях Северного Ледовитого океана, куда он выносится многочисленными реками. В течение лета речной лед тает.

По динамике выделяются подвижные (дрейфующие) льды, меняющие свое положение на акватории под действием ветра и течений, и неподвижные льды. К неподвижным льдам относят припай и стамухи.

Припай - это морской лед, прикрепленный к берегу или отмели и испытывающий лишь вертикальные колебания при изменениях уровня. Ширина и длина припая может достигать десятки километров. Припай может взламываться и переходить в дрейфующий лед.

Стамуха - это сидящее на мели ледяное нагромождение.

По возрасту морской лед подразделяется на:

1. Начальные виды льда.

Ледяные иглы - отдельные кристаллы, взвешенные в поверхностном слое воды.

Ледяное сало - концентрация ледяных игл, образующих сплошной слой или пятна серовато-свинцового цвета.

Снежура - кашеобразная масса, образующаяся при выпадении снега на замерзающую воду.

Шуга - скопления ледяного сала, снежуры или всплывшего внутриводного льда, образующиеся при ветре и волнении.

При слабом волнении из ледяного сала, снежуры и шуги образуется **блинчатый лед** - пластины льда округлой формы от 30 см до 3 м в диаметре с приподнятыми краями, толщиной 10-15 см.

2. Нилас - тонкий, эластичный лед толщиной до 10 см, изгибающийся на волне. Нилас разделяют на темный, имеющий толщину до 5 см, и светлый - более толстый и имеющий большую отражательную способность. В заливах и бухтах образуется склянка - хрупкая, блестящая корка льда, легко ломающаяся под действием ветра и волнения.

3. Молодой лед. Подразделяется на серый лед, имеющий толщину 10-15 см, и серо-белый лед толщиной от 15 до 30 см. Молодой лед под действием ветра ломается, образуя нагромождения - торосы.

4. Однолетний лед - морской лед, просуществовавший не более одной зимы. Его поверхность покрыта снегом, который на ровных местах располагается сравнительно ровным слоем, а около торосов образует сугробы. Тем не менее торосы остаются хорошо заметными. Летом в понижениях льда скапливается талая вода, образуя озера - снежницы.

5. Старый лед - морской лед не успевший растаять в течение одного лета. Подразделяется на остаточный однолетний, двухлетний и многолетний лед. К началу нового периода нарастания в зависимости от климатических условий толщина однолетнего льда колеблется от 0.5 до 1.5 м и более. Толщина двухлетних и многолетних льдов превышает 2 м, достигая в центральных районах Северного Ледовитого океана 3.5-4.0 м.

В морфологическом отношении дрейфующий лед подразделяется на ледяные поля - плоские льдины размером более 20 м в поперечнике, и битый лед - совокупность льдин размером менее 20 м. Среди ледяных полей выделяются собственно ледяные поля размером более 500 м в поперечнике, их обломки размером от 100 до 500 м в сечении и крупнобитый лед, а битые льды делятся на мелкобитый лед и тертый, размеры льдин которого менее 2 м.

Важной характеристикой распределения льда по акватории является его сплоченность. Она определяется отношением общей площади льдин в области, где они распределены более или менее равномерно, к площади рассматриваемой области. Это отношение берется в долях единицы, которые называются баллами сплоченности, и меняется от 0 при отсутствии льда до 10 для сплошного ледяного покрова.

16.2. Соленость льда

Под соленостью морского льда понимается соленость воды (в г/кг), полученной при плавлении льда.

Морской лед, в отличие от морской воды, имеет принципиально иную соленость, что объясняется спецификой образования морского льда. Как известно, температура замерзания воды понижается по мере увеличения солености. В диапазоне солености от 30 до 35‰ точка замерзания меняется от -1.6°C до -1.9°C .

Механизм образования морского льда можно представить как замерзание пресной воды с вытеснением солей в ячейки морской воды внутри толщи льда. Когда температура достигает точки замерзания, образуются ледяные кристаллы, которые “окружают” незамерзшую воду. Незамерзшая вода обогащается солями, вытесненными кристаллами льда, что приводит к дальнейшему понижению точки замерзания воды в этих ячейках. Если кристаллы льда не полностью окружают обогащенную солями незамерзшую воду, она будет опускаться и смешиваться с нижележащей морской водой. Если процесс замерзания растянут во времени, то почти весь обогащенный солями рассол уйдет из льда и его соленость окажется близкой к нулю. При быстром замерзании большая часть рассола захватится льдом и его соленость будет почти такой же, как и соленость окружающей воды.

Таким образом, морской лед (особенно вновь образованный) представляет собой конгломерат кристаллов чистого пресного льда и включений рассола (соленостью более 50‰), заполняющего полости и капилляры.

Соленость морского льда примерно в 4 раза меньше солености воды, из которой он образовался. В большинстве случаев она находится в диапазоне от 2 до 20‰ со средними значениями 3-8‰.

Соленость морского льда зависит от следующих факторов:

- 1) От солености воды, из которой образовался лед: чем больше соленость воды, тем большую соленость будет иметь лед, образованный из этой воды;
- 2) От скорости льдообразования. При быстром льдообразовании меньшее количество рассола успевает стечь в море, и поэтому лед будет иметь большую соленость. Лед, образующийся при более низких температурах, будет иметь большую соленость;
- 3) От интенсивности перемешивания. Лед, образовавшийся при интенсивном перемешивании (волнение, сильные течения и др.), обладает большей соленостью, чем лед, образовавшийся при спокойном море;
- 4) От возраста льда. Чем старше лед, тем меньше его соленость, так как с течением времени количество рассола во льду уменьшается и лед становится менее соленым. Многолетние льды имеют соленость от 1 до 0.01‰, т. е. практически могут считаться пресными.

Таким образом, соленость морского льда обусловлена количеством рассола во льду. Его количество уменьшается при понижении температуры льда, так как находящиеся в рассоле соли имеют различную температуру кристаллизации и последовательно выкристаллизовываются. Первыми при температуре -2°C из рассола выпадают карбонаты, затем при температуре около -8°C сульфаты, при температуре

-23°C начинают интенсивно выпадать хлориды, на долю которых приходится более 90% всех солей.

Продолжающееся понижение температуры ведет к дальнейшей выкристаллизации солей, которое в основном заканчивается при температуре -43°C с выпадением из рассола хлористого магния. Однако кристаллизация отдельных солей (хлористого кальция) продолжается до -55°C . После этого рассола во льду почти нет, а лед представляет собой смесь кристаллов льда и солей - криогидрат. При этом на поверхности льда при наличии на нем рассола образуются небольшие (3-4 см) белоснежные кустики, называемые ледяными цветами.

16.3. Физические свойства льда

Во льду всегда имеются полости с рассолом и полости, заполненные воздухом или газами. Отношение объема пузырьков с газом или воздухом к общему объему образца льда, выраженное в процентах, называется *пористостью льда*. Пористость морских льдов может колебаться от 5 до 13%.

Пористость льда влияет на его плотность. Чем больше пористость, тем меньше плотность льда. Наиболее плотными являются средние части льдин и торосов, многократно подвергшихся сжатию.

Плотность пресного льда, лишенного пузырьков воздуха, при температуре 0°C равна $0.918 \text{ г}\cdot\text{см}^{-3}$, а удельный объем при этом равен $1.090 \text{ см}^3\cdot\text{г}^{-1}$. Следовательно, при льдообразовании удельный объем увеличивается (плотность уменьшается) примерно на 9%.

Плотность морского льда зависит от температуры, солености и пористости.

При изменении температуры плотность морского льда изменяется аномально, что и определяет его отличие от пресного льда. Плотность пресного льда с понижением температуры увеличивается. Плотность соленого льда при понижении температуры от 0 до -23°C , наоборот, уменьшается за счет увеличения объема льда при образовании новых кристалликов льда из рассола. Аномалия объясняется тем, что в этом температурном интервале действуют одновременно два взаимно противоположных процесса: процесс нормального увеличения плотности льда за счет понижения его температуры и процесс уменьшения плотности за счет вымораживания из рассола дополнительных порций льда, плотность которых меньше плотности рассола. До температуры -23°C преобладает второй процесс, а затем, когда начинается выпадение хлоридов и количество рассола резко сокращается, преобладает первый процесс, приводящий к увеличению плотности льда и сокращению его объема.

С возрастом плотность льда уменьшается, так как после вытекания рассола ячейки заполняются воздухом.

Плотность льда определяет осадку (погруженность) плавучих льдов, которая для пресных льдов составляет около 9/10, а для морских - до 5/6 их толщины.

Чистый пресный лед при 0°C обладает удельной теплоемкостью, равной $2.056 \text{ кДж}/(\text{кг}\cdot\text{K})$ и зависит только от температуры. С понижением температуры теплоемкость пресного льда понижается.

Удельная теплоемкость морского льда включает в себя теплоту фазовых преобразований и, в отличие от принятой в физике теплоемкости, называется эффективной теплоемкостью морского льда. Эффективная удельная теплоемкость морского льда зависит как от температуры, так и от солености льда: с повышением солености значительно увеличивается, достигая при температуре -2°C и солености 15‰ $70.80 \text{ кДж}/(\text{кг}\cdot\text{K})$, и резко уменьшается с понижением температуры. Это

объясняется тем, что при изменении температуры меняется соотношение твердой и жидкой фаз рассола, которое сопровождается выделением или поглощением тепла. Причем с ростом солёности, приводящим к возрастанию массы рассола, теплота фазовых преобразований играет все более заметную роль. С понижением температуры льда рассол постепенно вымерзает и теплоемкость морского льда приближается к теплоемкости пресного.

Образование (кристаллизация) морского льда происходит не при какой-то фиксированной температуре, как у пресного льда, а непрерывно от температуры замерзания морской воды до температуры, при которой весь рассол замерзнет. Так же непрерывно при повышении температуры происходит плавление (таяние) льда. Поэтому теплоту, затрачиваемую на плавление морского льда или выделяемую при замерзании морской воды, нельзя отождествлять с удельной теплотой кристаллизации воды.

Впервые на такой характер плавления морского льда обратил внимание шведский геофизик Ф.Мальмгрен участник океанографических и арктических экспедиций на судне "Мод" (1922-25), дирижаблях "Норвегия" (1926) и "Италия" (1928). Он известен своими трудами по физическим и химическим свойствам морского льда, в которых предложил вместо понятия теплоты плавления использовать некоторое эффективное тепло, затрачиваемое на плавление единицы массы морского льда, взятого при некоторой температуре. Это эффективное тепло зависит от собственной теплоты, расходуемой на плавление чистого льда, и от тепла, необходимого на повышение температуры льда и рассола до температуры полного плавления морского льда.

Теплота плавления морского льда изменяется в значительных пределах - от 150 до 397 кДж/кг и зависит от температуры и солёности. С понижением температуры и солёности теплота плавления льда повышается.

Плавление морского льда происходит постепенно, и к началу лета он за счет внутреннего таяния представляет собой разъединенную изнутри массу, легко разрушающуюся под действием тепловых или механических факторов.

Теплопроводность морского льда примерно в пять раз выше, чем воды, в восемь раз больше, чем снега, и почти в сто раз больше, чем воздуха. Характерная теплопроводность кристаллов пресного льда составляет 2.22 Вт/(м·К), а морского льда около 2.10 Вт/(м·К), так как теплопроводность рассола примерно в четыре раза меньше, чем пресного льда.

Температура верхней поверхности льда близка к температуре воздуха и в течение года может меняться в значительных пределах. При ясном безоблачном небе температура льда вследствие интенсивной радиации может быть даже ниже температуры воздуха. В то же время температура нижней поверхности льда, соприкасающейся с водой, близка к температуре замерзания, т. е. почти постоянна.

Перепад температуры двухметрового льда по его толщине может достигать 20°C и более, что создает во льду большие напряжения.

Минимальные температуры в осенне-зимний период наблюдаются в верхнем слое льда, а в весенне-летний период в средней части льда, т. е. наблюдается запаздывание наступления минимальных температур по вертикали, аналогичное запаздыванию температурного максимума в верхнем слое моря.

Снежный покров, имея малую теплопроводность, существенно влияет на температуру льда. Температура льда, покрытого снегом, значительно выше, чем без него.

Чистый лед прозрачен для лучей видимого света. Пузырьки воздуха, рассола или другие включения, рассеивая световые лучи, значительно ухудшают их прохождение через толщу льда, поэтому прозрачность морского льда сравнительно невелика.

Цвет льда, как и воды, объясняется избирательным поглощением и рассеянием световых лучей и зависит от размеров и количества посторонних примесей в нем. Совершенно чистый, пресный, лишенный пузырьков воздуха лед при рассмотрении его в большом куске представляется нежно-голубым.

Лед, встречающийся в море, по цвету или оттенкам, заметным в больших массивах льда, можно грубо подразделить на коричневый, белый, зеленый и голубой или синий.

Коричневый, иногда желтый лед - это лед речного или прибрежного происхождения с включениями глинистых веществ или гуминовых кислот. Белый лед образуется из снега, в нем много крупных пузырьков воздуха или ячеек с рассолом. Зеленый цвет характерен для сравнительно молодого морского льда зернистой структуры с большим количеством воздуха и рассола. Голубой или синий лед характерен для многолетних торосистых морских льдов, в которых не осталось посторонних примесей. В голубом льду ярко выражена его игольчатая структура с ориентированными кристаллами. Голубой цвет характерен также для глетчерного льда и айсбергов.

Начальные виды льдов - ледяное сало, шуга, тонкий смоченный молодой лед - имеют темно-серый со стальным оттенком цвет. По мере увеличения толщины цвет льда переходит в светло-серый, а затем в белый. При таянии смоченные водой тонкие льдинки вновь принимают темно-серую окраску.

Встречается лед зеленого, красного, розового, желтого и даже черного цветов, которые объясняются присутствием во льду в больших количествах различных минеральных и органических взвесей (бактерий, планктона, эоловых частиц и др.).

Так как лед задерживает длинноволновую радиацию, то подобно стеклу он создает парниковый эффект. Благодаря этому лед не только предохраняет находящиеся под ним слои воды от охлаждения, но и способствует их нагреванию.

Прочность морского льда из-за сложной картины распределения солевых ячеек и его частично двухфазного состава в три раза уступает прочности пресноводного льда той же толщины. Однако старый морской лед с очень низкой соленостью не уступает по прочности пресноводным льдам.

16.4. Механические свойства льда

Сопротивление льда воздействию какой-либо внешней силы, отнесенной к единице площади, определяет механические свойства льда. Механические свойства льда зависят от его структуры, пористости, солености и температуры.

Действие силы вызывает изменение первоначального состояния льда и деформирует его. Выделяют несколько видов деформации льда:

- растяжение, когда под действием сил происходит удлинение образца льда и величина деформации определяется относительным удлинением этого образца;
- сжатие, когда под действием сил происходит сжатие образца льда, выражаемое через относительное сжатие;
- сдвиг, когда под действием сил происходит сдвиг слоев льда относительно друг друга на некоторый угол;

- изгиб - сложная форма деформации, при которой часть слоев изгибаемого образца льда растягивается, а часть сжимается. Изгиб выражается либо через угол прогиба, либо через относительную величину прогиба.

Лед сочетает в себе свойства упругого, пластичного и вязкого тела. Но при определенных условиях лед может быть твердым и хрупким.

Различают три стадии деформации льда, характеризующиеся определенными особенностями:

1. Упругая деформация. Упругие свойства льда проявляются при действии на него сравнительно небольших кратковременных нагрузок и характеризуются пределом упругости - максимальным напряжением, при котором после снятия нагрузки не появляется остаточная деформация, т.е. лед полностью возвращается в первоначальное состояние. Величина предела упругости зависит от вида деформации, а также температуры и солёности, влияющих на упругие свойства морского льда. Из-за ослабления прочности льда в теплый период года предел упругости меняется в течение года, имея наибольшую величину зимой и в несколько раз меньшую летом

Упругое состояние льда хорошо заметно при колебаниях уровня - лед изгибается, повторяя форму волны.

2. Пластическая деформация. Наблюдается при увеличении напряжения сверх предельно упругого. В этом случае связь между напряжением и деформацией нелинейная, и после снятия нагрузки лед не возвращается в первоначальное состояние. На этой стадии скорость деформации льда зависит от величины приложенной нагрузки - чем она больше, тем быстрее деформируется лед.

Морской лед по сравнению с пресным отличается большей пластичностью. Наползая на берег и следуя форме уступов и ступеней, он может подниматься вверх до 15 м.

3. Стадия разрушения характеризуется необратимыми изменениями во льду. Пластические деформации возрастают и заканчиваются разрушением. При этом важным параметром является предельное сопротивление льда, равное по величине тому напряжению, которое приводит к разрушению льда. Для каждого вида деформации оно имеет свои значения и зависит от температуры, солёности, пористости, расположения и вида кристаллов. Наибольшим предельным сопротивлением лед обладает при сжатии,

Прочность - способность льда сопротивляться разрушению. Напряжение, которое вызывает разрушение льда, численно характеризует прочностные свойства льда.

Механические свойства льда учитываются при плавании в ледовых условиях, при расчетах прочности корпусов судов ледового класса, при использовании ледяного покрова в качестве переправ, ледовых дорог, аэродромов и т.д.

Таяние морского льда в основном зависит от интенсивности солнечной радиации и альбедо его поверхности. Прекращение роста и таяние льда обычно возникают прежде, чем температура воздуха повысится до точки плавления льда. При таянии морского льда одновременно происходят два взаимно противоположных процесса: стаивание с верхней поверхности и намерзание льда у нижней поверхности.

Лед нарастает снизу, так как стекающие вниз талые воды замерзают при соприкосновении с тяжелой и холодной подледной водой.

При температуре воздуха, близкой к 0°C, ледяной покров в своих поверхностных слоях перекристаллизовывается и становится непрозрачным, белого цвета.

Первые признаки ослабления льда при таянии появляются вблизи ячеек рассола, т. е. лед начинает таять изнутри. Это внутреннее таяние сопровождается нисходящим движением рассола и увеличением пористости льда.

При дальнейшем повышении температуры начинается подтаивание и уплотнение снежного покрова, оплавление выступающих частей льдин, торосов и развитие термических трещин. Появляются пятна мокрого снега, а в дальнейшем и снежницы - скопление на льду талой воды, образовавшейся в результате таяния снега и льда.

Образование снежниц идет особенно интенсивно в береговой зоне из-за наличия на поверхности льда большого количества пыли, что способствует усиленному поглощению солнечной радиации. На припае у берега образуется полоса воды в результате стока воды с берега, а также таяния снега на льду и самого льда, которая называется водяным заберегом. Ширина водяного заберега может достигать нескольких километров.

При внезапных похолоданиях поверхность снежниц и водяных заберегов покрывается тонкой коркой льда, создающей «парниковый эффект» - накопление тепла под тонкой коркой льда, так как лед подобно стеклу пропускает коротковолновую солнечную радиацию и задерживает длинноволновую. Это ведет к дальнейшему углублению снежниц и образованию озерков.

Таяние льда особенно усиливается, когда температура воздуха поднимается выше нуля. Дальнейшее протаивание снежниц, озерков и водяных заберегов ведет к образованию проталин - вертикальных отверстий, образовавшихся в результате сквозного протаивания льда под снежницами и озерами. Образуется обсохший лед - лед, с поверхности которого исчезли снежницы и озера в результате ухода воды в проталины и трещины. С течением времени возникает все больше проталин, обсохшего льда, и поверхность ледяного покрова становится ослабленной, и достаточно небольшого внешнего усилия для того, чтобы началось разрушение льда.

Это происходит под воздействием ветра, волнения, течений, приливов, когда достаточно ослабленный лед разламывается по линиям наименьшего сопротивления на более или менее крупные части. Припай взламывается, начинаются первые подвижки льдов, и весь лед становится дрейфующим. Подвижка льда ведет к увеличению трещин, расколу ледяных полей и торошению. Постепенно уменьшаются вертикальные и горизонтальные размеры льдин, сокращается общая площадь льдов. Лед становится рыхлым, приобретает сотообразное строение (гнилой лед), распадается на отдельные куски и в конечном итоге исчезает.

16.5. Дрейф льдов

Плавающие льды под действием ветра и течений находятся в движении, перемещаясь на большие расстояния. Суммарный перенос льдов под воздействием этих факторов называется дрейфом льдов.

Изучением дрейфа льдов занимались многие исследователи, однако серьезную научную попытку определить причины дрейфа льда и установить связи движения льда с ветром предпринял норвежский полярный исследователь Ф. Нансен.

Анализируя дрейф «Фрама» (1893-1896 гг.) в Северном Ледовитом океане, он установил следующие эмпирические зависимости:

- 1) направление движения льдов в открытом море отклоняется от направления ветра вправо на 28° ;
- 2) скорость дрейфа льдов составляет $1/50$ скорости ветра, т. е. ветровой коэффициент (отношение скорости дрейфа льда к скорости ветра) равен $0,02$.

Эти выводы были подтверждены советским океанологом Н.Н.Зубовым, который исследовал дрейф л/п «Г.Седов» (1938-1940 гг.) в Северном Ледовитом океане. Он установил связь дрейфа льдов с изобарическим полем атмосферного приземного давления и дополнил выводы Ф. Нансена.

1. Дрейф льдов происходит вдоль изобар так, что область повышенного давления остается справа, а область пониженного давления слева от линии дрейфа.

2. Скорость дрейфа льда прямо пропорциональна градиенту атмосферного давления или обратно пропорциональна расстоянию между изобарами:

$$V = \frac{0.01}{2 \rho \sin \alpha} \frac{\partial p}{\partial n},$$

где V - скорость ветрового дрейфа льдов; ω - угловая скорость вращения Земли; ρ - плотность воздуха; dp/dn - горизонтальный градиент атмосферного давления.

Соотношения изобарического дрейфа Н.Н.Зубова применяются при ориентировочной оценке перемещения льдов вдали от берегов.

Непосредственные наблюдения за дрейфом льдов показали, что скорость айсбергов, отдельных льдин и небольших ледяных полей может быть больше скорости сплоченных льдов, и достигает 1.5 узла (80 см/с). Ветровой коэффициент отдельных льдин составляет 0.04 и даже 0.1, т. е. при определении дрейфа необходимо учитывать сплоченность льда.

Суммарное движение льда зависит от размеров льдин, парусности, направления действующего ветра и течений. Так, льдины больших размеров с большой осадкой больше подвергаются влиянию течений, а небольшие льдины с небольшой осадкой сильнее подвержены влиянию ветра.

Различные скорости дрейфа льдов приводят к образованию зон сгущений и разрежений с разной сплоченностью льда. Там, где такие зоны существуют длительное время, могут образоваться устойчивые скопления льда - ледяные массивы и пространства открытой воды - полыньи.

16.6. Распространение льдов в Мировом океане

Общее распределение льдов в Мировом океане определяется приходом и расходом тепла, соленостью морской воды, характером течений и конфигурацией береговой черты.

Акватория, покрытая льдом в разных морях и океанах, неодинакова. По ледовитости Мировой океан можно разделить на следующие зоны.

1. Безледная зона, на которой никогда не появляется лед. Составляет около 80 % общей площади Мирового океана. Это Красное, Карибское, Арафурское и другие моря, северная часть Индийского океана, тропическая и экваториальная зона Мирового океана.

2. Зоны с эпизодическим появлением льда. Это районы Мирового океана, где льды появляются лишь в исключительно холодные зимы. Например: Северное, Мраморное и другие моря.

3. Зоны с сезонным появлением льда. В этих районах лед появляется обязательно каждую зиму и полностью исчезает в результате таяния весной и летом. Хотя ледяной покров в них бывает ежегодно, но продолжительность его существования и площадь существенно меняются от года к году. Это Охотское, Японское, Черное, Азовское, Балтийское, Аральское, Каспийское и другие моря.

4. Акватории, в которых большая часть льдов тает, но часть льдов остается и поэтому летом можно всегда встретить дрейфующие льды. Примером таких морей могут служить моря Карское и Баренцево.

5. Районы со льдами, которые сохраняются круглый год, но они сильно уменьшаются и ослабляются в летний период. В этой зоне зимой образуется больше льда, чем успевает растаять летом, и обновление ледяного покрова в результате дрейфа и действия термических факторов происходит за несколько лет. Это центральная часть Северного Ледовитого океана и некоторые антарктические моря - Амундсена, Беллингаузена, Уэдделла, Космонавтов, Дейвиса.

6. Районы, в которых отмечается лед, принесенный из других бассейнов. К ним относятся Гренландское море, район Ньюфаундленда, большая часть Южного океана с включением области распространения айсбергов. Зимой здесь лед может образоваться, но его масса значительно меньше, чем масса принесенного льда из других районов.

В северном полушарии максимальное развитие льдов наблюдается в марте-апреле, когда средняя их граница достигает 62° с. ш. (без учета южных морей). К концу лета ледяной покров уменьшается и его граница отступает к северу.

Айсберги выносятся в Атлантический океан преимущественно Лабрадорским течением. Отдельные айсберги достигают 35 и даже 27° с. ш.

В южном полушарии больше всего льда в сентябре, когда средняя граница распространения морских льдов достигает 60° ю.ш., но в иные годы она может смещаться на сотни километров в ту или иную сторону.

Антарктические льды дрейфуют с большей, чем арктические льды, скоростью. Скорость дрейфа в среднем 4-5 миль в сутки, а в отдельных случаях до 2 миль в час. Основная масса морского антарктического льда дрейфует преимущественно на запад, отклоняясь к северу под воздействием выступов берега, где лед попадает в Антарктическое циркумполярное течение (АЦТ). Дрейф антарктических айсбергов в общем совпадает с дрейфом морского льда, но айсберги, почти не отклоняясь, могут пересекать полосу западных ветров и проникать вместе с течениями далеко к северу, достигая в Тихом и Атлантическом океанах 33° ю. ш.

17. Биологическая структура океана

Населяющие планету растительные и животные организмы образуют **биосферу** - сложную, неоднородную по своему составу оболочку, распространяющуюся в литосфере, атмосфере и гидросфере. Первые две оболочки Земли заселены лишь частично, а гидросфера является единственной наружной оболочкой, заселенной от поверхности до максимальных океанских глубин.

17.1. Биологические зоны и провинции в океане

Исходя из глубины, формы и расположения характерных элементов рельефа океанического бассейна в толще океана выделяются различные биологические зоны (рис. 39). В этом выделении, используемом в основном биологами, **неритическими (перитовыми) водами** называются области океана, расположенные на прибрежном мелководье - шельфе. **Пелагические воды** - это тонкий поверхностный слой открытого океана, а **батипелагические** - глубинные (и неосвещенные) нижележащие воды. Глубинные воды подразделяются на **мезопелагические, батипелагические и ультраабиссально-пелагические**.

На океаническом дне также выделяют различные зоны - **бентосные зоны**. Прибрежная зона между уровнями высокого и низкого прилива и вытянутая вдоль береговой линии называется **литоралью**, а мелководное дно остальной части шельфа - **сублиторалью**. **Батияль, абиссаль, ультраабиссаль** - это бентосные зоны самых больших глубин.

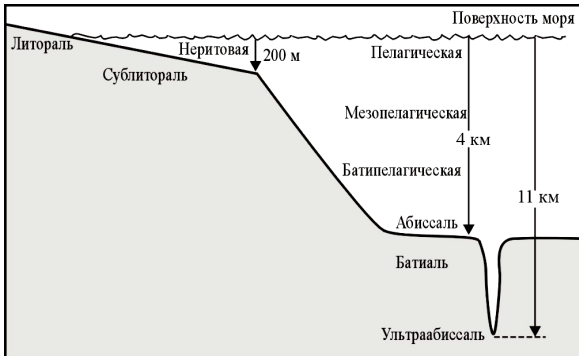


Рис.39. Деление толщи океана на основные биологические зоны

На свойствах самой жидкой среды основано деление на биологические провинции (рис. 40).

Провинция I. Эвфотическая зона открытого океана, вертикальные размеры которой ограничиваются уровнем, до которого

проникает более 1% солнечного света, т. е. глубиной около 100 м. Весь процесс фотосинтеза происходит в этом тонком слое, и практически все органическое вещество Мирового океана возникает здесь. Это одновременно и зона взаимодействия океана и атмосферы.

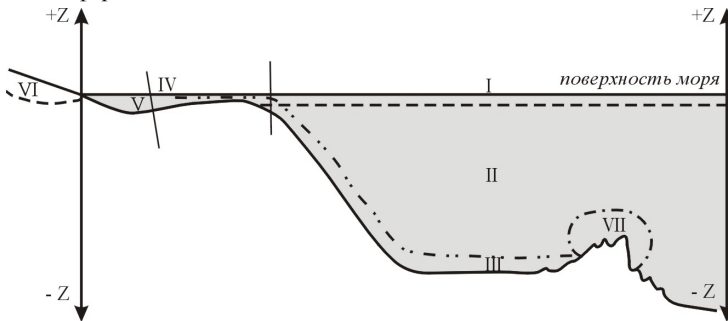


Рис. 40. Деление толщи океана на биологические провинции

I - эвфотическая зона, II - внутренняя область, III - абиссальная зона, IV- прибрежная окраинная зона, V - прибрежная зона диссипации энергии, VI - зона эстуария, VII - подводная зона гидротермальных источников

Провинция II. Охватывает основную толщу океана, которая не имеет освещения и какого-либо субстрата: здесь не происходит процесс фотосинтеза и не накапливается органический материал. Пищевой базой для сообществ организмов, живущих здесь, служат мелкие органические частицы, которые называются детритом, медленно опускающиеся из эвфотической зоны и в конечном итоге оседающие на дне. Обитающее в этой провинции сообщества имеют различные формы - от крошечных животных, которые вращают вокруг себя большие пузыри слизи и с их помощью «захватывают» опускающиеся частицы пищи, до небольших плотоядных, всплывающих биолюминесцентной «приманкой» для привлечения добычи. Провинция III. Большая доля органических остатков, опускающихся из эвфотической зоны, поглощается или растворяется в провинции II, но часть достигает дна океана и накапливается там в виде пленки органического вещества. Эта пленка образует основание пирамиды - пищевой цепи. Сообщество живых существ, составляющих

донный органический мир, коренным образом отличается от организмов верхних провинций и никак не связано с ними. В донном сообществе доминируют бентосные формы - ползающие по дну, зарывающиеся в него или плавающие над ним.

Провинция IV. Представляет мелководные области, располагающиеся над шельфом и существенно отличающиеся от глубоководных областей открытого океана. Эти области получают большое количество растворенных питательных веществ с водой, приносимой в прибрежную зону реками. Содержание взвеси здесь обычно высокое и поэтому прозрачность прибрежных вод намного меньше, чем в открытом океане. Наличие солнечного света на всех глубинах, включая и дно, существенно влияет на состав и поведение морских организмов. Это зона слияния провинций I и III.

Провинция V. Воды пограничной зоны суши и моря. Они отличаются от других прибрежных вод шельфа тем, что здесь рассеивается большая часть энергии волн. Кроме того уровень прилегающих к берегу вод постоянно меняется во время приливов и штормов, поэтому здесь формируется специфическая среда обитания. Населяющее зону сообщество морских организмов испытывает значительное влияние со стороны человеческой деятельности.

Провинция VI. Воды эстуарной зоны. Они характеризуются быстрыми изменениями солености воды. Эта особенность порождает уникальную приспособляемость морских организмов к перемене обстановки. Важную роль играет фактор рассеяния энергии приливных волн. Человеческая деятельность оказывает на эту провинцию особенно сильное влияние.

Провинция VII. Зона взаимодействия придонных вод и горячей магмы, здесь образуются подводные гейзеры. Вокруг жерл гидротермальных источников формируется своеобразное сообщество живых существ; их органической основой служит локальное увеличение количества бактерий, извлекающих энергию из химических реакций, в которых участвуют соединения серы, содержащиеся в гидротермальных растворах.

17.2. Морские гидробионты

Вся совокупность живых организмов, постоянно обитающих в водной среде, называется *гидробионтами*. К гидробионтам также относятся организмы, проводящие в воде часть жизненного цикла.

Все гидробионты Мирового океана в зависимости от способа построения органического вещества подразделяются на *растения (флора), животные (фауна) и бактерии*.

В зависимости от способа обитания все морские организмы делятся на три группы: *планктон (и близкие к нему плейстон, нейстон и гипонейстон), нектон и бентос*.

Планктон - греческое слово, означает «парящий», «носимый». На суше нет жизненных форм, похожих на планктон. Но в толще воды постоянно парят живые существа. Вода из-за своей плотности и сопротивления позволяет им это делать, в то время как на суше все летающие животные рано или поздно опускаются на землю. Планктон представляет собой массу микроскопических растений и животных, не способных к самостоятельному передвижению и обитающих в приповерхностных хорошо освещенных слоях воды, где они образуют плавучие «кормовые уголья» для более крупных животных. Планктон состоит из фитопланктона (включающего такие растения, как диатомовые водоросли) и зоопланктона (медузы, криль, личинки крабов и пр.).

Планктонные организмы иногда могут достигать огромных размеров: одного метра и более. Например, гигантская медуза Арктическая Цианеа достигает длины 12 метров. Такие формы планктона называются мегалопланктоном, организмы от 1 до 100 сантиметров - макропланктоном, от 1 до 10 мм - мезопланктоном, от 0.05 до 1 мм - микропланктоном и мельче 0.05 мм - нанопланктоном. Мезопланктон состоит из маленьких медузок, мелких червей и других организмов, которых уже можно различить невооруженным глазом. Макропланктон - это уже большие сцифоидные медузы, гребневники и сифонофоры.

Многие планктонные организмы проводят всю жизнь в толще воды, другие пребывают в планктонном состоянии только на личиночных стадиях. Чтобы парить в воде и как можно медленнее опускаться на дно, планктонные организмы увеличивают свою удельную поверхность по сравнению с удельным весом. Во-первых, большинство планктонных организмов имеют маленькие размеры и тем самым их поверхность относительно велика по отношению к весу, во-вторых, они уплощаются и сильно расчленяют свое тело за счет выступов, шипов и придатков. Есть у планктонных организмов и органы движения, но они помогают им только парить в толще воды, но с помощью этих органов движения нельзя совершать миграции на большие расстояния и противостоять более или менее значительным течениям воды. У крупных планктонных организмов вес тела снижается за счет редукции тяжелых образований. Например, крылоногие моллюски, плавающие в толще воды, лишены выростов раковины или она у них слабо развита. Планктонные жгутиковые организмы, радиолярии, веслоногие и ветвистоусые рачки, а также икра рыб, содержат жир в протоплазме и тем самым уменьшают свой вес. Многие гидробионты сильно обводнены, в них содержится до 99% воды, поэтому их способность парить в толще воды повышается настолько, что они практически не опускаются на дно.

Близкими к планктону являются сообщества, связанные с поверхностной пленкой океана: *плейстон, нейстон и гипонейстон*.

К плейстону относятся полуводные формы, часть тела которых находится над поверхностью воды. Большинство плейстонных организмов живет в море. Из них особенно выделяется физалия («португальский кораблик»), у которой есть крупный пузырь, напоминающий парус. Благодаря парусу физалия может плыть даже против течения. Плейстонными организмами становятся также многие рыбы, когда они высовывают свой плавник из воды и плывут по ветру многие километры, как например, рыба-луна.

Нейстон - это совокупность организмов, обитающих на самой поверхности (клопы-водомерки или халобатесы, вертячки, мухи эфидры и другие). Водомерки, пожалуй, единственное насекомое приспособившееся жить далеко от берега в океане. Как известно, поверхность воды благодаря действию молекулярных сил представляет собой натянутую пленку, молекулярные силы которой стремятся сократить ее поверхность. Для некоторых существ плотность пленки настолько велика, что они могут на ней лежать, бегать или прилипать к ней. Пленка натяжения прогибается под ногами насекомых, но не рвется, так как организмы эти очень легки, а конечности и тело у них гидрофобны, то есть не смачиваются водой. Для увеличения контакта с пленкой воды на конечностях у них есть специальные выросты хитина, напоминающие волоски. Если же в водоем попадают синтетические поверхностно-активные вещества (СПАВ), то пленка под их воздействием начинает рваться и нейстонные организмы тонут.

Гипонейстон - разнообразные сообщества организмов, живущих непосредственно под поверхностью воды в нескольких сантиметрах (оторвавшиеся от

дна водоросли, личинки беспозвоночных, жуки-водолюбы, моллюски, икра рыб).

В состав планктона входят самые разнообразные организмы. Некоторые из них - личиночные формы бентосных видов, у других жизненный цикл проходит полностью в толще воды, вдали от твердого субстрата. Часть планктона представлена одноклеточными водорослями, способными к фотосинтезу. Поскольку для осуществления фотосинтеза необходим свет, большинство этих организмов сосредоточено в верхнем эвфотическом слое воды.

Планктонные водоросли относятся к нескольким крупным таксономическим группам, основные из которых - диатомовые водоросли (диатомеи) и динофлагеллаты. Клетки первых покрыты кремнеземным панцирем. В некоторых местах диатомей настолько много, что их мертвые остатки, оседа на дно, образуют особые диатомовые илы, которые за миллионы лет местами превратились в мощные пласты горной породы - диатомита.

Диатомеи, динофлагеллаты и другие планктонные водоросли вместе составляют **фитопланктон**. Как и другие организмы, способные превращать неорганические вещества в органические, т.е. в собственную пищу, они называются автотрофами, что в переводе с греческого значит «самокормящиеся». Вместе с прочими автотрофами, например, сухопутными растениями, они объединяются в экологическую группу продуцентов, поскольку являются первым звеном различных пищевых цепей.

Фитопланктон активно размножается в прибрежных водах, но чем дальше от берега, тем ниже его продуктивность. Вот почему в открытом океане, особенно в тропиках, вода очень прозрачная и голубая, а у берегов, прежде всего в умеренном поясе, часто желтоватая, зеленоватая или бурого оттенка.

Резкое увеличение концентрации растворенных в воде минеральных солей (биогеоных элементов), необходимых для развития фитопланктона, связано с зонами апвеллинга, где в результате подъема холодных глубинных вод эти вещества выносятся из придонных слоев. Апвеллинговые зоны определяют бурное развитие фито- и зоопланктона и питающихся ими рыб и других организмов, поэтому являются районами высокой биологической продуктивности в Мировом океане.

Непрерывно делящиеся планктонные водоросли с не меньшей интенсивностью поедаются **зоопланктоном**, который поддерживает их численность на примерно постоянном уровне. К планктонным животным относятся в основном крошечные рачки, медузы и личинки тысяч видов других морских животных. В зоопланктоне представлено большинство таксономических типов беспозвоночных.

Зоопланктонные формы могут существовать лишь при определенных уровнях температуры, солености, освещенности и скорости движения воды. Требования некоторых из них к окружающим условиям настолько специфичны, что по присутствию данных организмов можно судить об особенностях морской среды в целом. Такие организмы обычно называют **биоиндикаторами**.

Хотя большинство зоопланктонных форм в какой-то мере способно активно передвигаться, в целом эти животные пассивно дрейфуют по течению. Однако многие из них при этом совершают ежедневные вертикальные миграции, иногда на расстояние до нескольких сот метров, реагируя на суточные изменения освещенности. Некоторые виды приспособлены к жизни в приповерхностном слое, где освещенность циклически меняется, другие предпочитают более или менее постоянный полумрак, который находят в дневное время на больших глубинах.

Многие планктонные животные образуют плотные скопления на средних глубинах. Такие скопления впервые были выявлены приборами для измерения

глубины – эхолотами: посылаемые ими звуковые волны, явно не дойдя до дна, рассеивались каким-то препятствием. Отсюда возник термин - глубоководный звукорассеивающий слой (ЗРС). Наличие его свидетельствует о том, что некоторые морские организмы могут жить вдали от фитопланктонных продуцентов.

Бентос - совокупность организмов всю или большую часть жизни обитающих на дне океанических и континентальных водоемов, в его грунте и на грунте. Всякое море или океан, так же как любое озеро или болото, имеет жизненную форму в виде бентоса.

Различают **фитобентос** и **зообентос**. Бентосные растения представлены различными водорослями (например, бурыми) и обитают на мелководье, куда проникает солнечный свет. Из бентосных животных на дне живут губки, морские лилии (одно время считавшихся вымершими), плеченогие и др. Среди бентоса можно встретить бродячие формы, мало подвижные или совсем прикрепленные к грунту. Так же как и планктонные организмы, бентос делится на макро-, мезо- и микробентос с соответствующими размерами от 1 метра до 2 мм, от 2 мм до 0.1 мм и мельче 0.1 мм.

Организмы, живущие на дне, приобрели ряд приспособлений к удержанию на твердом грунте и выработали эффективные способы передвижения как по поверхности грунта, так и внутри грунта. Почти все гидробионты, входящие в бентос, приспособлены временно выходить в толщу воды и переходить в нектонное состояние. Для удержания на грунте бентосные организмы увеличили свой удельный вес за счет тяжелого скелета и развили различные органы прикрепления к грунту. Другие частично или полностью заглубились в грунт. Некоторые моллюски приспособились всверливаясь в известковые породы. Для этого в их слюнных железах вырабатывается серная кислота, иногда достигающая 10% крепости. Те бентосные организмы, которые живут на очень рыхлых грунтах, (например, иглокожие) приобрели большие выросты, не дающие им утонуть в иле.

Организмы бентоса служат объектами питания многим рыбам и другим водным животным.

Перифитон очень близок к бентосу, однако у него есть различия с ним. Перифитон как обычно поселяется на жестких предметах, вводимых человеком в воду, и представляет собой "обрастание". Для технической гидробиологии знание законов развития и скорости обрастания играют важную роль, так как большинство технических сооружений (корабли, сваи, платформы и гидротехнические сооружения) подвергаются не только обрастанию, но и некоторому разрушению под влиянием перифитона. Перифитон можно найти не только на искусственных сооружениях, но и на животных и растениях. В морской воде перифитон может быть двойной и даже тройной, когда на одних организмах поселяются другие, а на них в свою очередь третьи и так далее. Если взять раковину морского гребешка, то на ней можно найти белянусов (морских желудей), на которых в свою очередь живут мшанки.

Нектон - совокупность активно плавающих организмов, преимущественно хищных, обитающих в толще воды пелагической области водоемов и способных противостоять силе течения и самостоятельно перемещаться на значительные расстояния. К нектону относится более 20 000 разновидностей рыб, кальмары, китообразные, ластоногие, водные змеи, черепахи, пингвины и др.

Нектон отличается от планктона тем, что его представители совершают значительные передвижения, а не просто парят в воде. Нектонные организмы в противоположность планктонным приобрели ряд приспособлений, позволяющих им двигаться, плыть, скользить по воде, а иногда даже летать по воздуху на десятки метров (летучие рыбы, кальмары). Чаще всего движение в воде осуществляется за

счет изгибания тела. Три группы животных изгибают свое тело в вертикальной плоскости - китообразные, пиявки и немертины. Остальные изгибают свое тело в горизонтальной плоскости (личинки насекомых, змеи и рыбы). Некоторые представители нектона взяли на вооружение силу реактивной струи. У головоногих моллюсков для этой цели есть специальное приспособление - мешок, из которого вода силой мышц выбрасывается в специальную воронку. У многих нектонных организмов для уменьшения сопротивления воды выработалась обтекаемая форма, при которой наблюдается наименьшее сопротивление. А китообразные приспособились гасить вихревые потоки специальными структурами кожи, другие, как рыбы миксины или же черви-немертины, покрывают свое тело слизью, которая играет роль смазки и уменьшает сопротивление воды. Нектонные организмы приобрели способность не только плавать, но и прыгать. Совершают прыжки киты и дельфины. Кит-горбач своим прыжком оглушает рыбу, которой он затем питается.

Бактерии - группа преимущественно одноклеточных микроорганизмов, не имеющих оформленного ядра и размножающихся простым делением. Некоторые представители железобактерий и серобактерий являются многоклеточными нитевидными организмами. Подавляющее большинство бактерий относится к гетеротрофным микроорганизмам, использующим самые разнообразные органические вещества. Бактерии играют большую роль в биологическом, химическом и геологическом процессах в океане. Они участвуют в круговороте веществ, обуславливают окислительно-восстановительные процессы, усваивают содержащиеся в воде и донных осадках органические вещества, которые таким образом становятся пригодными для использования животными. Геохимическая роль бактерий заключается прежде всего в минерализации огромных масс отмирающего органического вещества и в проведении ряда важнейших реакций круговорота в природе N, S, Fe и других элементов.

17.3. Морская экосистема

Жизнь в океане представлена самыми различными организмами – от микроскопических одноклеточных водорослей и крошечных животных до китов, превышающих в длину 30 м и превосходящих по размерам любое животное, жившее когда-либо на суше, включая самых крупных динозавров. Живые организмы населяют океан от поверхности до наибольших глубин. Но из растительных организмов только бактерии и некоторые низшие грибы встречаются в океане повсеместно. Остальные растительные организмы населяют только верхний освещенный слой океана (главным образом до глубины около 50-100 м), в котором может осуществляться фотосинтез. Фотосинтезирующие растения создают первичную продукцию, за счёт которой существует всё остальное население океана.

В Мировом океане обитает около 10 тыс. видов растений. В фитопланктоне преобладают диатомовые водоросли, перидинеи и кокколитофориды из жгутиковых. Донные растения включают главным образом диатомовые, зелёные, бурые и красные водоросли, а также несколько видов травянистых цветковых растений (например, zostеры).

Животный мир океана ещё более разнообразен. В океане обитают представители почти всех классов современных свободноживущих животных, а многие классы известны только в океане. Некоторые из них, например кистеперая рыба целакант, представляют собой живые ископаемые, предки которых процветали здесь более 300 млн. лет назад; другие появились совсем недавно. Фауна включает более 160 тыс. видов: около 15 тыс. простейших (главным образом радиолярии,

фораминиферы, инфузории), 5 тыс. губок, около 9 тыс. кишечнополостных, более 7 тыс. различных червей, 80 тыс. моллюсков, более 20 тыс. ракообразных, 6 тыс. иглокожих и менее многочисленные представители ряда других групп беспозвоночных (мшанок, брахиопод, погонофор, оболочниковых и некоторых других), около 16 тыс. рыб. Из позвоночных животных в океане, кроме рыб, обитают черепахи и змеи (около 50 видов) и более 100 видов млекопитающих, главным образом китообразных и ластоногих. Постоянно связана с океаном жизнь некоторых птиц (пингвинов, альбатросов, чаек и др. - около 240 видов).

Наибольшее видовое разнообразие животных характерно для тропических районов. Донная фауна особенно разнообразна на мелководных коралловых рифах. По мере увеличения глубины разнообразие жизни в океане убывает. На самых больших глубинах (более 9000-10000 м) обитают лишь бактерии и несколько десятков видов беспозвоночных животных.

В состав живых организмов входят не менее 60 химических элементов, главные из которых (биогенные элементы) - это С, О, Н, N, S, P, К, Fe, Са и некоторые другие. Живые организмы приспособились к жизни при экстремальных условиях. Бактерии встречаются даже в океанских гидротермах при $T = 200-250^{\circ}\text{C}$. В глубочайших впадинах морские организмы приспособились жить при огромных давлениях.

Однако обитатели суши намного опередили по видовому разнообразию жителей океана, и прежде всего за счет насекомых, птиц и млекопитающих. В целом **число видов организмов суши по крайней мере на порядок больше, чем в океане**: один-два миллиона видов на суше против нескольких сот тысяч видов, обитающих в океане. Это связано с большим разнообразием мест обитания и экологических условий на суше. Но в то же время в море отмечается **значительно большее разнообразие жизненных форм растений и животных**. Две основные группы морских растений - бурые и красные водоросли - в пресных водах совсем не встречаются. Исключительно морскими являются иглокожие, хетогнаты и щетинкочелюстные, а также низшие хордовые организмы. В океане в огромных количествах живут мидии и устрицы, которые добывают себе пищу, отфильтровывая органические частицы из воды, а многие другие морские организмы питаются детритом морского дна. На каждый вид сухопутных червей, приходится сотни видов морских червей, питающихся донными отложениями.

Морские организмы, обитающие в разных условиях окружающей среды, по разному питающиеся и с различными повадками, могут вести самый разный образ жизни. Особи некоторых видов обитают лишь на одном месте и ведут себя одинаково на протяжении всей жизни. Это характерно для большинства видов фитопланктона. Многие виды морских животных систематически изменяют образ жизни на протяжении своего жизненного цикла. Они проходят личиночную стадию, а превратившись во взрослых особей переходят к nektonному образу жизни или ведут образ жизни, свойственный для бентосных организмов. Другие виды ведут неподвижный образ жизни или могут не проходить личиночную стадию вообще. Кроме того, взрослые особи многих видов время от времени ведут разный образ жизни. Например, омары могут то ползать по морскому дну, то плавать над ним на небольшие расстояния. Многие крабы покидают свои безопасные норы на время непродолжительных экскурсий в поисках пищи, во время которых они ползают или плавают. Взрослые особи большинства видов рыб принадлежат к чисто nektonным организмам, но и среди них есть многие виды, которые обитают вблизи дна. Например, такие рыбы, как треска или камбала, большую часть времени плавают у

дна или лежат на нем. Этих рыб называют придонными, хотя питаются они только на поверхности донных отложений.

При всем разнообразии морских организмов всех их характеризуют рост и воспроизводство как неотъемлемые свойства живых существ. В ходе их все части живого организма обновляются, видоизменяются или развиваются. Для поддержания этой деятельности химические соединения должны синтезироваться, то есть воссоздаваться из более мелких и простых компонентов. Таким образом, **биохимический синтез - самый существенный признак жизни.**

Биохимический синтез осуществляется посредством ряда различных процессов. Поскольку при этом производится работа, для каждого процесса необходим источник энергии. Это прежде всего процесс фотосинтеза, в ходе которого за счет энергии солнечного света создаются почти все органические соединения, присутствующие в живых существах.

Процесс фотосинтеза можно описать следующим упрощенным уравнением:

$\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{Кинетическая энергия солнечного света} = \text{Сахар} + \text{Кислород}$,
или $\text{Углекислый газ} + \text{Вода} + \text{Солнечный свет} = \text{Сахар} + \text{Кислород}$

Для понимания основ существования жизни в море необходимо знать следующие четыре особенности фотосинтеза:

- к фотосинтезу способны только некоторые морские организмы; в их число входят растения (водоросли, травы, диатомеи, кокколитофориды) и некоторые жгутиковые;
- сырьем для фотосинтеза служат простые неорганические соединения (вода и углекислый газ);
- при фотосинтезе образуется кислород;
- энергия в химической форме запасается в молекуле сахара.

Потенциальная энергия, запасенная в молекулах сахара, используется и растениями, и животными для выполнения важнейших жизненных функций.

Таким образом, солнечная энергия, первоначально усвоенная зеленым растением и запасенная в молекулах сахара, может в последующем быть использована самим растением или каким-нибудь животным, которое потребит эту молекулу сахара в составе пищи. Следовательно, вся жизнь на планете, включая жизнь в океане, зависит от потока солнечной энергии, которая удерживается биосферой благодаря фотосинтетической деятельности зеленых растений и в химической форме переносится в составе пищи от одного организма к другому.

Главными строительными блоками живой материи служат атомы углерода, водорода и кислорода. В небольших количествах необходимы железо, медь, кобальт и многие другие элементы. Неживые, образующие части морских организмов, состоят из соединений кремния, кальция, стронция и фосфора. Таким образом, поддержание жизни в океане связано с непрерывным потреблением вещества. Растения получают необходимые вещества прямо из морской воды, а животные организмы, кроме того, получают часть веществ в составе пищи.

В зависимости от используемых источников энергии морские организмы подразделяются на два главных типа: **автотрофные (автотрофы) и гетеротрофные организмы (гетеротрофы).**

Автотрофы, или «самосоздающиеся» организмы создают органические соединения из неорганических компонентов морской воды и осуществляют фотосинтез, используя энергию солнечного света. Однако известны автотрофные организмы и с другими способами питания. Например, микроорганизмы, синтезирующие сероводород (H_2S) и углекислый газ (CO_2), черпают энергию не из потока

солнечной радиации, а из некоторых соединений, например, сероводорода. Вместо сероводорода с этой же целью может использоваться азот (N_2) и сульфат (SO_4). Такой вид автотрофов называют **хемотрофами**.

Гетеротрофы («поедатели других») зависят от организмов, используемых ими в качестве пищи. Чтобы жить, они должны потреблять в пищу либо живые, либо отмершие ткани других организмов. Органическое вещество их пищи обеспечивает поступление всей химической энергии, необходимой для проведения самостоятельного биохимического синтеза, и нужных для жизни веществ.

Каждый морской организм взаимодействует с другими организмами и с самой водой, ее физическими и химическими характеристиками. Эта система взаимодействий образует **морскую экосистему**. Важнейшей особенностью морской экосистемы является перенос энергии и вещества; по сути, она своеобразная «машина» для производства органического вещества.

Солнечная энергия поглощается растениями и передается от них животным и бактериям в виде потенциальной энергии по **основной пищевой цепи**. Эти группы потребителей обмениваются с растениями углекислым газом, минеральными питательными веществами и кислородом. Таким образом, поток органических веществ замкнут и консервативен, между живыми компонентами системы в прямом и обратном направлении циркулируют одни и те же вещества, непосредственно входящие в эту систему или пополняемые через океан. В конечном счете вся приходящая энергия рассеивается в виде тепла в результате механических и химических процессов, протекающих в биосфере.

В таблице 9 приведено описание компонентов экосистемы; в ней перечисляются самые основные питательные вещества, используемые растениями, а биологическая составляющая экосистемы включает как живое, так и отмершее вещество. Последнее постепенно распадается на биогенные частицы вследствие бактериального разложения.

Биогенные остатки составляют примерно половину всего вещества морской части биосферы. Взвешенные в воде, захороненные в донных отложениях и налипающие на все выступающие поверхности, они заключают в себе огромный запас пищи. Некоторые пелагические животные питаются исключительно отмершим органическим веществом, а для многих других обитателей он составляет иногда значительную часть рациона в дополнение к живому планктону. Но все же основными потребителями органического детрита являются бентосные организмы.

Число организмов, живущих в море, меняется в пространстве и времени. В синих тропических водах открытых частей океанов содержится значительно меньше планктона и нектона, чем в зеленоватых водах побережий. Общая масса всех живых морских особей (микроорганизмов, растений и животных), отнесенная к единице поверхности или объема их местообитания составляет **биомассу**. Она обычно выражают в массе сырого или сухого вещества ($г/м^2$, $кг/га$, $г/м^3$). **Биомасса растений называется фитомассой, биомасса животных – зоомассой.**

Основная роль в процессах новообразования органического вещества в водоемах принадлежит хлорофилсодержащим организмам – в основном фитопланктону. **Первичная продукция** - результат жизнедеятельности фитопланктона - характеризует итог процесса фотосинтеза, в ходе которого органическое вещество синтезируется из минеральных компонентов окружающей среды. Растения, создающие ее, называются **первичными продуцентами**. В открытом море ими создается практически все органическое вещество.

Компоненты морской экосистемы

Биотические компоненты		Абиотические компоненты	
Живые организмы	Растения Животные Бактерии	Углекислый газ Питательные вещества	Фосфор Азот Кремний
Биогенные остатки	Органический детрит	Кислород Вода	Другие элементы

Таким образом, *первичная продукция* представляет собой массу новообразованного органического вещества за определенный период времени. Мерой первичной продукции является скорость новообразования органического вещества.

Различают валовую и чистую первичную продукцию. Под валовой первичной продукцией понимается все количество образовавшегося в ходе фотосинтеза органического вещества. Именно валовая первичная продукция применительно к фитопланктону является мерой фотосинтеза, поскольку дает представление о том количестве вещества и энергии, которые используются в дальнейших превращениях вещества и энергии в море. Под чистой первичной продукцией понимается та часть новообразованного органического вещества, которая остается после трат на обмен и которая остается непосредственно доступной для использования другими организмами в воде в качестве пищи.

Взаимоотношения между различными организмами, связанные с потреблением пищи, называются *трофическими*. Они являются важными понятиями в биологии океана.

Первый трофический уровень представлен фитопланктоном. Второй трофический уровень образует растительноядный зоопланктон. Суммарная биомасса, образующаяся за единицу времени на этом уровне, составляет *вторичную продукцию экосистемы*. Третий трофический уровень представляют плотоядные организмы, или хищники первого ранга, и всеядные. Суммарная продукция на этом уровне называется третичной. Четвертый трофический уровень образуют хищники второго ранга, которые питаются организмами более низких трофических уровней. Наконец, на пятом трофическом уровне находятся хищники третьего ранга.

Представление о трофических уровнях позволяет судить о эффективности экосистемы. Энергия или от Солнца, или в составе пищи поступает на каждый трофический уровень. Значительная доля энергии, поступившей на тот или другой уровень, рассеивается на нем и не может быть передана на более высокие уровни. Эти потери включают всю физическую и химическую работу, выполняемую живыми организмами для самоподдержания. Кроме того, животные высших трофических уровней потребляют лишь некоторую долю продукции, образуемой на низших уровнях; часть растений и животных отмирает по естественным причинам. В результате количество энергии, которое извлекается с какого-либо трофического уровня организмами, находящимися на более высоком уровне пищевой сети, оказывается меньше количества энергии, поступившего на низший уровень. Отношение соответствующих количеств энергии называют *экологической эффективностью* трофического уровня и составляет обычно 0.1-0.2. Значения экологической эффективности трофического уровня используются для расчета биологической продукции.

Рис. 41 показывает в упрощенной форме пространственную организацию потоков энергии и вещества в реальном океане. В открытом океане эвфотическая зона, где протекает фотосинтез, и глубинные районы, где фотосинтез отсутствует, разделены значительным расстоянием. Это означает, что **перенос химической энергии в глубинные слои воды приводит к постоянному и существенному оттоку биогенов (питательных веществ) из поверхностных вод.**

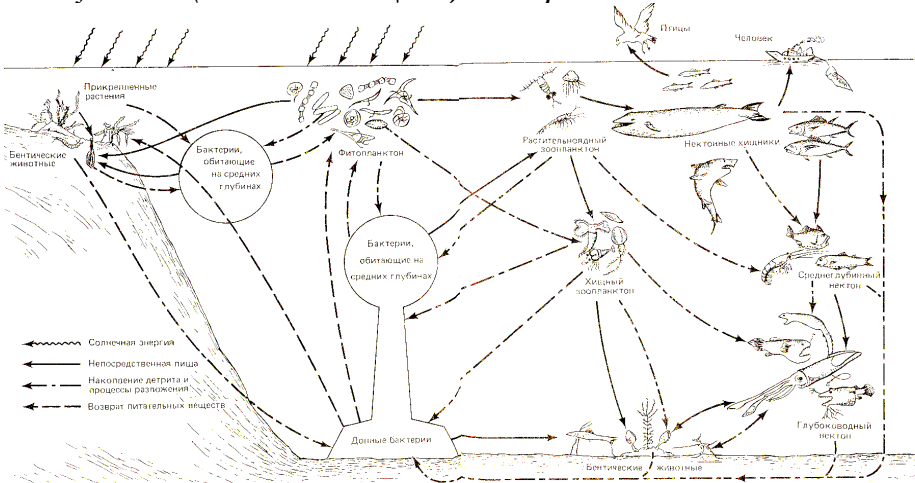


Рис. 41. Основные направления обмена энергией и веществом в океане

Таким образом, процессы обмена энергией и веществом в океане образуют в совокупности экологический насос, откачивающий из поверхностных слоев основные питательные вещества. Если бы не действовали противоположные процессы, восполняющие эту потерю вещества, то поверхностные воды океана лишились бы всех биогенов и жизнь иссякла бы. Эта катастрофа не наступает лишь благодаря, в первую очередь, апвеллингу, выносящему глубинные воды к поверхности со средней скоростью примерно 300 м/год. Подъем глубинных вод, насыщенных биогенными элементами, особенно интенсивен у западных бережней материков, вблизи экватора и в высоких широтах, где сезонный термоклин разрушается и значительная толща воды охватывается конвективным перемешиванием.

Поскольку суммарная продукция морской экосистемы определяется величиной продукции на первом трофическом уровне, важно знать, какие факторы на нее влияют. К этим факторам относятся:

- освещенность поверхностного слоя океанических вод;
- температура воды;
- поступление питательных веществ к поверхности;
- скорость потребления (выедания) растительных организмов.

Освещенность поверхностного слоя воды определяет интенсивность процесса фотосинтеза, поэтому количество световой энергии, поступающей на ту или иную акваторию океана, лимитирует величину органической продукции. В свою очередь интенсивность солнечной радиации определяется географическими и метеорологическими факторами, особенно высотой Солнца над горизонтом и облачностью. В воде интенсивность света быстро уменьшается с глубиной. В

результате этого зона первичного продуцирования ограничивается верхними несколькими десятками метров. В прибрежных водах, где обычно содержится значительно больше взвешенных веществ, чем в водах открытого океана, проникновение света еще более затрудняется.

Температура воды также влияет на величину первичной продукции. При одинаковой интенсивности света максимальная скорость фотосинтеза достигается каждым видом водорослей лишь в определенном интервале температуры. Повышение или понижение температуры относительно этого оптимального интервала приводит к уменьшению продукции фотосинтеза. Однако на большей части океана для многих видов фитопланктона температура воды оказывается ниже этого оптимума. Поэтому сезонный прогрев воды вызывает повышение скорости фотосинтеза. Максимальная скорость фотосинтеза у различных видов водорослей отмечается примерно при 20°C.

Для существования морских растений необходимы **питательные вещества - макро- и микробиогенные элементы**. Макробиогены - азот, фосфор, кремний, магний, кальций и калий необходимы в сравнительно больших количествах. Микробиогены, то есть элементы, необходимые в минимальных количествах, включают железо, марганец, медь, цинк, бор, натрий, молибден, хлор и ванадий.

Азот, фосфор и кремний содержатся в воде в таких малых количествах, что не удовлетворяют потребность в них растений и ограничивают интенсивность фотосинтеза.

Азот и фосфор нужны для постройки вещества клеток и, кроме того, фосфор принимает участие в энергетических процессах. Азота необходимо больше, чем фосфора, поскольку в растениях отношение «азот: фосфор» составляет примерно 16:1. Обычно таким и является отношение концентраций этих элементов в морской воде. Однако в прибрежных водах процессы регенерации азота (то есть процессы, в результате которых азот возвращается в воду в форме, пригодной для потребления растениями) протекают медленнее, чем процессы регенерации фосфора. Поэтому во многих прибрежных районах содержание азота уменьшается относительно содержания фосфора, и он выступает как элемент, лимитирующий интенсивность фотосинтеза.

Кремний в больших количествах потребляют две группы фитопланктонных организмов - диатомеи и динофлагеллаты (жгутиковые), которые строят из него свои скелеты. Иногда они извлекают кремний из поверхностных вод столь быстро, что возникающая в результате этого нехватка кремния начинает ограничивать их развитие. В результате вслед за сезонной вспышкой фитопланктона, потребляющего кремний, начинается бурное развитие «некремнистых» форм фитопланктона.

Потребление (выедание) фитопланктона зоопланктоном немедленно сказывается на величине первичной продукции, потому что каждое съеденное растение уже не будет расти и воспроизводиться. Следовательно, интенсивность выедания представляет собой один из факторов, влияющих на темпы создания первичной продукции. В равновесной ситуации интенсивность выедания должна быть такой, чтобы биомасса фитопланктона оставалась на постоянном уровне. При возрастании первичной продукции увеличение популяции зоопланктона или интенсивности выедания теоретически может вернуть эту систему в равновесие. Однако, чтобы зоопланктон размножился необходимо время. Поэтому даже при постоянстве прочих факторов устойчивое состояние никогда не достигается, и численность зоо- и фитопланктонных организмов колеблется относительно некоторого уровня равновесия.

Биологическая продуктивность морских вод заметно меняется в пространстве. К районам высокой продуктивности относятся континентальные шельфы и акватории открытого океана, где в результате апвеллинга происходит обогащение поверхностных вод биогенными веществами. Высокая продуктивность вод шельфа определяется также тем, что относительно мелкие шельфовые воды оказываются более теплыми и лучше освещенными. Сюда в первую очередь поступают богатые питательными веществами речные воды. Кроме того, запас биогенных элементов восполняется разложением органического вещества на морском дне. В открытом океане площадь районов с высокой продуктивностью незначительна, потому что здесь прослеживаются планетарного масштаба субтропические антициклонические круговороты, для которых характерны процессы опускания поверхностных вод.

Акватории открытого океана с наибольшей продуктивностью приурочены к высоким широтам; их северная и южная граница обычно совпадает с 50° широты в обоих полушариях. Осенне-зимнее охлаждение приводит здесь к мощным конвективным движениям и выносу к поверхности биогенных элементов из глубинных слоев. Однако по мере дальнейшего продвижения в высокие широты продуктивность начнет убывать из-за возрастающего преобладания низких температур, ухудшающейся освещенности вследствие низкой высоты Солнца над горизонтом и ледового покрова.

Высоко продуктивны районы интенсивного прибрежного апвеллинга в зоне пограничных течений в восточных частях океанов у берегов Перу, Орегона, Сенегала и юго-западной Африки.

Во всех районах океана отмечается сезонный ход в величине первичной продукции. Это связано с биологическими реакциями фитопланктонных организмов на сезонные изменения физических условий среды обитания, особенно освещенности, силы ветра и температуры воды. Наибольшие сезонные контрасты характерны для морей умеренной зоны. Вследствие тепловой инерции океана изменения температуры поверхностных вод запаздывают относительно изменений температуры воздуха, и поэтому в северном полушарии максимальная температура воды отмечается в августе, а минимальная в феврале. К концу зимы в результате низких температур воды и уменьшения прихода солнечной радиации, проникающей в воду, численность диатомей и динофлагеллят сильно снижается. Между тем благодаря значительному охлаждению и зимним штормам поверхностные воды перемешиваются на большую глубину конвекцией. Подъем глубинных, богатых питательными веществами вод приводит к увеличению их содержания в поверхностном слое. С прогревом вод и увеличением освещенности создаются оптимальные условия для развития диатомей и отмечается вспышка численности организмов фитопланктона.

В начале лета, несмотря на оптимальные температурные условия и освещенность, ряд факторов приводит к уменьшению численности диатомей. Во-первых, их биомасса снижается из-за выедания зоопланктоном. Во-вторых, из-за прогрева поверхностных вод создается сильная стратификация, подавляющая вертикальное перемешивание и, следовательно, вынос к поверхности обогащенных биогенами глубинных вод. Оптимальные условия в это время создаются для развития динофлагеллят и других форм фитопланктона, не нуждающихся в кремнии для постройки скелета. Осенью, когда освещенность еще достаточна для фотосинтеза, вследствие охлаждения поверхностных вод термоклин разрушается, создаются условия для конвективного перемешивания. Поверхностные воды начинают пополняться питательными веществами из глубинных слоев воды, и их

продуктивность возрастает, особенно в связи с развитием диатомей. При дальнейшем снижении температуры и освещенности численность фитопланктонных организмов всех видов убывает до низкого зимнего уровня. Многие виды организмов при этомпадают в анабиоз, выполняя роль «посевного материала» для будущей весенней вспышки.

В низких широтах изменения величины продуктивности сравнительно невелики и отражают главным образом изменения в вертикальной циркуляции. Поверхностные воды всегда сильно прогреты, и их постоянной особенностью является резко выраженный термоклин. В результате вынос глубинных, богатых биогенами вод из-под термоклина в поверхностный слой невозможен. Поэтому, несмотря на благоприятные прочие условия, вдали от районов апвеллинга в тропических морях отмечается низкая продуктивность.

17.4. Морской промысел

Морской промысел включает многочисленные виды организмов. В количественном отношении наиболее важную часть морского улова представляют *пищевые виды рыб*. Среди них различают четыре разных экологических типа (табл. 10). Во-первых, это *пелагические планктофаги* - обычно мелкие рыбы размером не более 25 см, образующие огромные скопления в мелководных районах и питающиеся мелкими планктонными организмами, которые находятся в основании пищевой цепи. Наиболее многочисленными из них являются перуанский анчоус, который питается в основном фитопланктоном, и сельдь, взрослые особи которой поедают организмы следующего, более высокого трофического уровня - растительный зоопланктон.

Важные в промысловом отношении *пелагические хищники* включают многочисленные виды более крупных рыб, питающихся морскими организмами с разных трофических уровней. В больших количествах ловятся скумбрия и ставрида. И та и другая рыба питается пелагическими планктофагами и беспозвоночными организмами. К самым крупным промысловым рыбам относятся тунцы, питающиеся организмами с высших уровней трофической цепи.

Демерсальные хищники живут на дне или в придонных слоях воды и питаются бентическими беспозвоночными, а также мелкой рыбой. В Северной Атлантике в мелководной зоне континентального шельфа, в том числе на банке Джорджес и в водах Северного моря, издавна добываются камбаловые рыбы (камбала, морской язык, палтус) и треска. Интенсивный промысел минтая ведется в мелководных районах залива Аляска и Берингова моря.

Наконец, нужно упомянуть о рыбах, которые мигрируют из пресных в соленые воды и обратно. Эти так называемые *проходные рыбы* ведут непостоянный образ жизни. Некоторые из них, например, лосось, являются морскими рыбами, но нерестятся в пресных водах. Другие, вроде кильки, питающейся зоопланктоном, живут в менее соленых водах внутренних морей - Черного и Каспийского. Пресноводные угри, излюбленная рыба жителей европейских стран, размножаются в океане.

Относительное значение основных экологических групп рыб и других морских продуктов в питании человека неодинаково. Важнейшую группу представляют пелагические планктофаги, обеспечивающие около трети мирового улова. В эту группу попадают все виды рыб, используемых для производства рыбной муки (анчоусы, хамса, сардины, сельдь). Причина их преобладания в уловах понятна: находящиеся в основании пищевой цепи пелагические планктофаги более многочисленны, чем рыбы, принадлежащие к более высоким трофическим уровням.

Вторую важную группу представляют демерсальные хищники. Эти рыбы составляют примерно четвертую часть мирового улова. Их пища состоит из многочисленных беспозвоночных организмов, которые питаются мелким планктоном.

Таблица 10

Экологическая классификация объектов морского промысла,
используемых в пищу

Организм	Преобладающий экологический тип	Организм	Преобладающий экологический тип
КИТЫ	Хищные млекопитающие	МОЛЛЮСКИ	
РЫБЫ		Кламы ¹ Мидии Устрицы Морские гребешки	Бентические моллюски
* Анчоусы, в том числе перуанский *Сельди Сардины	Пелагические планктофаги	Кальмары Осьминоги	Нектобентические моллюски
*Скумбрия Тунцы *Треска * Минтай	Пелагические хищники	РАКООБРАЗНЫЕ	
		Шримс ²	Пелагические ракообразные
Камбала Пикша Морской язык Палтус Хек Морской окунь	Демерсальные хищники	Омары Крабы	Нектобентические ракообразные
		РАСТЕНИЯ	
		Бурые водоросли Красные водоросли	Бентические фотосинтезирующие организмы
		¹ Кламы - разнообразная, часто неопределенная в видовом отношении группа съедобных двустворчатых моллюсков. ² Шримсы - английское название креветок	
Лососи Мойва Килька	Проходные рыбы		

Звездочкой обозначены пять видов рыб, которые обеспечивают основную часть мирового улова. Перуанский анчоус используется в основном для приготовления муки, кроме того, на муку идет значительная часть улова сельди и сардин.

Пелагические хищники занимают третье по значению место в уловах. К ним относятся хищники низшего ранга, например, скумбрия, и высшего, такие, как тунцы.

Моллюски и ракообразные составляют лишь небольшую часть общего мирового улова. Морские водоросли и другие донные растения среди продуктов моря также играют скромную роль. Некоторые морские растения, например, водоросли ламинарии, имеют пищевую ценность, однако их потребление нельзя сравнить с потреблением рыбы.

Численно преобладающая жизненная форма морской экосистемы - фитопланктон - практически никак не используется для питания человека.

Все основные промысловые пищевые рыбы добываются в сравнительно мелководных районах, хищники, обитающие в толще океана, практически не облавливаются. Становится ясной одна из важных причин, почему океан до сих пор играет пока еще незначительную роль в питании человека: человек использует в пищу преимущественно не растения, а животные организмы, отстоящие от первичных продуцентов по крайней мере на один, а обычно на несколько трофических уровней.

18. Природные ресурсы Мирового океана

В настоящее время за счет океанического пространства формируется от 5% до 10% мирового валового продукта. Это сопоставимо с вкладом в мировую экономику таких стран как Германия, Великобритания, Франция. В будущем роль Мирового океана будет только возрастать. В условиях истощения наземных ресурсов человечество вынуждено приступить к активному освоению и использованию ресурсной базы океанического пространства.

Использование природных ресурсов Мирового океана связано в первую очередь с добычей нефти и природного газа. Интенсивные морские разработки начались в 1970-е гг. после череды топливно-энергетических кризисов. Именно в это время появились новые районы нефте- и газодобычи - Северное море, Мексиканский залив, шельф Северной и Западной Африки. Истощение наземных нефтегазоносных бассейнов, с одной стороны, и совершенствование техники ее добычи со дна океана, с другой - будет способствовать дальнейшему увеличению объемов и рентабельности морской добычи.

В настоящее время морские месторождения стали важнейшей частью нефтегазового комплекса мира. В общей сложности на шельфе добывается более одной трети нефти и одной четверти природного газа. Добыча нефти и газа ведется в акваториях 35 стран, примерно на 700 морских месторождениях, в том числе 160 из них находятся в Северном море, 150 - на шельфе Западной Африке, 115 - в Юго-Восточной Азии.

Помимо нефти и газа, Мировой океан богат другими полезными ископаемыми. Ныне известно около 60 элементов, растворенных в морской воде. В промышленных масштабах добываются только шесть - хлор, натрий, магний, бром, кальций и калий. Основная причина, препятствующая извлечению остальных элементов, - убыточность подобного рода мероприятий.

В конце 1990-х гг. начали находить практическое применение биологические методы извлечения растворенных элементов. Основная идея заключается в том, что некоторые морские организмы способны накапливать в своих телах химические элементы. Концентрация таких элементов в определенных частях организмов многократно превышает содержание элементов в воде, что делает их пригодными для промышленного использования.

Добыча железной руды со дна океана осуществляется в Канаде, Франции, Швеции и Финляндии. Морская добыча олова составляет 4% от общемировой. Основным районом морской добычи олова является Юго-Восточная Азия. В Таиланде 90% олова добывается морским способом, в Таиланде - свыше 40%. На океан приходится 4% мировой добычи серы, 60% - циркония, 25% - моноксид. В Японии недра морского дна дают почти треть всей добычи угля. Морское месторождение платины на Аляске обеспечивает 90% потребностей США в этом металле.

Наиболее перспективным можно считать разработку железомарганцевых конкреций, богатые залежи которых обнаружены на дне Тихого, Индийского и Атлантического океанов. В этих конкрециях содержится марганец, кобальт, титан, медь, никель и другие вещества. По прогнозным оценкам, только в конкрециях Тихого океана запасы алюминия составляют 43 млрд. т, титана - 10 млрд. т, никеля - 14 млрд. т, меди - 8 млрд. т.

Морской транспорт - одна из основных частей мировой транспортной системы. По объему грузоперевозок морской транспорт занимает первое место. При этом его доля непрерывно возрастает на протяжении последних 60 лет с 50% в середине XX века до 65% в наше время.

Экономическая эффективность морского транспорта значительно выше эффективности других видов транспорта. Он более чем в 2 раза дешевле железнодорожного и в 20 раз - автомобильного. Проблема пропускной способности выражена гораздо меньше, чем у других видов транспорта. Безусловно, имеются ограничения портовой инфраструктуры, каналов, ряда проливов, однако пропускная способность открытого океана почти безгранична.

Сейчас на Атлантический океан (вместе со Средиземноморьем) приходится около 3/5 мировых морских перевозок. В то же время, имеются расчеты, показывающие, что в ближайшем будущем преобладающим в географии морских перевозок будет тихоокеанский регион.

Таким образом, географическая картина Мирового океана на сегодняшний день с позиции современного геоэкономического видения мировых связей, пока еще слабо изучена.

Энергетические ресурсы океана. Под ними понимаются такие, которые способны вырабатывать электроэнергию вращением турбин генераторов непосредственно в море: использование энергии приливов и отливов, морских течений, энергии волн, перепада температуры поверхностной и глубиной воды. В настоящее время энергетический потенциал Мирового океана практически не задействован.

Различают два основных вида океанических электростанций (ЭС):

Приливные ЭС, действие которых основано на использовании энергии приливов. Выделяют несколько конструктивных видов приливных ЭС. Первый тип представляет собой дамбу, которой перегораживается узкий фиорд. Во время прилива вода устремляется в фиорд, вращая лопасти турбин, во время отлива - уходит обратно в море, также вращая турбины. Примером подобной ЭС может служить Кислогубская ЭС в Мурманской области.

Несмотря на то, что дамбовые приливные ЭС хорошо зарекомендовали себя с точки зрения выработки электроэнергии, существует один недостаток, мешающий их массовому внедрению. Проблема заключается в том, что данный тип ЭС рентабелен только в том случае, если величина прилива составляет не менее 5 метров.

По оценкам специалистов, подобные величины характерны для 10% береговой линии - это либо фиордовые побережья, либо эстуарии крупных рек. Таким образом, сама природа ограничивает возможности использования дамбовых ЭС.

Другой конструктивный тип приливных ЭС заключается в использовании энергии небольших волн высотой до 2-3 м. Энергия волн вращает лопасти, вырабатывая тем самым электроэнергию. По расчетам специалистов, тысяча километров морского побережья, оборудованного волноуловителями, способна, например, обеспечить 50% современных потребностей Великобритании в

электроэнергии. Существуют проекты сооружения подобных электростанций в местах действия постоянных течений, например Гольфстрима.

Совершенно иной принцип действия используют так называемые моретермальные ЭС. Они вырабатывают энергию за счет разницы температуры в поверхностных и придонных слоях Мирового океана, которая может достигать 20-25°C. Первая моретермальная ЭС была создана в 1927 г. В настоящее время в США ведутся работы по установке такой станции в районе действия Гольфстрима.

Геополитическая и геостратегическая роль Мирового океана. Многие известные геополитики уделяли большое внимание в своих работах Мировому океану. Достаточно упомянуть американского историка, адмирала морского флота А. Мэхэна, разработавшего эмпирическую формулу морской мощи государства; английского географа Х.Маккиндера, разделившего мир на континентальное и океаническое полушария. Непрерывная трансформация мирохозяйственной системы способствует разработке новых геополитических моделей более соответствующих сложившейся социально-экономической действительности. Поэтому изучение Мирового океана как объекта геополитических исследований остается крайне актуальной темой.

Биологические ресурсы Мирового океана важны для решения продовольственной проблемы человечества. Согласно подсчетам ученых, перейдя рубеж в 10-12 млрд. человек (сейчас – чуть более 6.0 млрд.) земная цивилизация столкнется с серьезным недостатком пищевых ресурсов. Под угрозой окажется порядка 30% населения Земли, прежде всего, в странах Африки, Южной Азии и Латинской Америки.

Экстенсивные методы ведения сельского хозяйства практически исчерпали себя - неиспользованных земель, пригодных для обработки, осталось крайне мало. Интенсивные методы, такие как химизация и генная инженерия, вызывают все больше и больше нареканий в силу потенциально возможных негативных эффектов. Выходом из создавшегося положения может стать активное освоение биологических ресурсов Мирового океана.

Традиционное рыболовство. Необходимы меры по восстановлению популяции промысловых видов рыб. Это повлечет за собой кратковременное падение объемов мирового рыболовства, однако данная мера необходима для сохранения морских биоресурсов.

В водах океана обитает около 16 тыс. видов рыб и более 10 тыс. видов растений. При этом весь мировой улов обеспечивается примерно двумя тысячами видов рыб. Из них 20 видов дают половину улова, а 5 видов (сардина иваси, перуанская сардина, перуанский анчоус, минтай, чилийская ставрида) - одну треть.

Марикультура, т.е. создание в прибрежных районах «подводных ферм» для разведения различных рыб, моллюсков и водорослей. Наибольших успехов марикультура достигла в Японии. В настоящее время продукция, получаемая на подводных фермах, занимает больше половины от всего объема морепродуктов, потребляемых японцами.

Большой интерес представляет изучение **рекреационного потенциала** океанического пространства, прежде всего круизный и островной туризм.

Экологические проблемы Мирового океана во многом связаны с хозяйственной деятельностью человека и развитием «океанических» отраслей экономики. Океанические воды загрязняются различными веществами, которые приходят с атмосферными осадками, речным стоком, площадным смывом, с добычей различных полезных ископаемых, особенно нефти. Так, по оценкам специалистов, в течение года в океан попадает до 10 млн тонн нефти. К другим наиболее распространенным токсическим компонентам, попадающим в Мировой океан,

относятся радионуклиды, хлороорганические соединения, тяжелые металлы, deterгенты.

Общепланетарное значение Мирового океана заключается в том, что около трети кислорода атмосферы продуцируется растительным планктоном океана и, кроме того, огромные запасы механической и тепловой энергии океанских вод и обмен с атмосферой оказывают колоссальное воздействие на погоду и климат планеты.

Это означает, что жизнь на суше находится в тесной зависимости от жизни в океане.

Полезные ссылки

Единая Система Информации об обстановке в Мировом океане:

<http://www.oceaninfo.ru>

Институт Озероведения РАН (ИНОЗ РАН): **<http://www.limno.org.ru>**

Информационный Интернет-Канал. Наука и Инновации: **<http://www.rsci.ru>**

Коллекция Гиперссылок «Путешествие по Океанографическим Ресурсам»:

http://www.meteo.ru/nodc/Travel_e/index.htm

Международная Общественная Организация «Академия Навигации и Управления Движением: **<http://www.elektropribor.spb.ru/academy.html>**

Научно-Исследовательский Институт Космоаэрогеологических Методов (НИИКАМ):

<http://www.vniikam.spb.ru>

ОАО «Всероссийский Научно-Исследовательский Институт Гидротехники им. Б. Е. Веденеева» (ВНИИГ): **<http://www.vniig.ru>**

Российская Академия Наук: **<http://www.ras.ru>**

Российский Государственный Гидрометеорологический Университет:

<http://www.rshu.ru>

Российский Фонд Фундаментальных Исследований: **<http://www.rfbr.ru>**

Санкт-Петербургский Государственный Университет: **<http://www.spbu.ru>**

Справочник ЦРУ США по странам мира. Новейшая статистическая информация (население, хозяйство, политическое устройство, торговля, членство в международных организациях): **<http://www.cia.gov/publications/factbook>**

Центр Геоинформационных Исследований Института Географии РАН (ЦИГИ РАН): **<http://geocnt.geonet.ru>**

Центр Океанографических Данных (ЦОД ВНИИГМИ-МЦД): **<http://meteo.ru/nodc>**

Центральный Научно-Исследовательский и Проектно-Конструкторский Институт Морского Флота: **<http://www.cniimf.ru>**

Центральный Научно-Исследовательский Институт им. акад. А. Н. Крылова:

<http://www.ksri.ru>

Журнал «Морской вестник»: **<http://www.korabel.ru>**

Музей Мирового океана: **<http://www.vitiaz.ru/science/books>**

Все о море: **<http://www.morskoysayt.narod.ru>**

Английская система мер

применяется в Великобритании, США, Канаде и других странах.

Меры длины

1 морская миля = 10 кабельтовым = 1.852 км

1 кабельтов = 1/10 морской мили = 6 угловых секунд меридиана = 185.2 метра.
1 морская сажень = 6 английским футам = 182.88 см
1 уставная миля = 8 фурлонгам = 5 280 футам = 1609.344 м
1 фурлонг = 10 чейнов = 40 родов = 660 футов = 1000 линков = 201.168 метров.
1 чейн = 4 родам = 100 линкам = 20.1168 м
1 род (поль, перч) = 5.5 ярдам = 25 линков = 1/40 фурлонга = 5.0292 метров.
1 ярд = 3 футам = 0.9144 м
1 фут = 12 дюймов = 1/7 сажени = 1/660 фурлонга = 303 хэндам = 12 дюймам =
= 30.48 сантиметров
1 хэнд = 4 дюймам = 10.16 см
1 дюйм = 12 линиям = 72 точкам = 1 000 милам = 2.54 см
1 линия = 6 точкам = 2.1167 мм
1 точка = 0.353 мм

Меры площади

1 миля² = 640 акрам = 2.59 км²
1 акр = 4 рудам = 4 046.86 м²
1 руд = 40 родам² = 1 011.71 м²
1 род² (поль², перч²) = 30.25 ярдам² = 25.293 м²
1 ярд² = 9 футам² = 0.83613 м²
1 фут² = 144 дюймам² = 929.03 см²
1 дюйм² = 6.4516 см²

Меры веса

1 большая, или длинная, тонна = 20 хандредвейтам = 1 016.05 кг
1 малая, или короткая, тонна (США, Канада и др.) = 20 центалам = 907.185 кг
1 хандредвейт = 4 квартерам = 50.8 кг
1 центал = 100 фунтам = 45.3592 кг
1 квартер = 2 стонам = 12.7 кг
1 стон = 14 фунтам = 6.35 кг
1 фунт = 16 унциям = 7 000 грамам = 453.592 г
1 унция = 16 драхмам = 437½ грана = 28.35 г
1 драхма = 1.772 г
1 гран = 64.8 мг

Меры объёма

1 унция = 29.57 миллилитра
1 английская пинта = 0.568 литра
1 американская жидкая пинта = 0.473 литра
1 американская сухая пинта = 0.551 литра
1 кварта = 0.946 литра
1 американский галлон = 3.785 литра
1 американский стандартный баррель для жидкости = 31.5 американских галлонов =
119.2 литров = 1/2 хогсхеда.
1 американский «сухой баррель» (dry barrel) = 115.6 литра.
1 американский нефтяной баррель (bbl) = 42 галлонам = 158.983 литра.

