

Министерство общего и профессионального образования Российской Федерации  
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

В.Н. Малинин

**ОБЩАЯ ОКЕАНОЛОГИЯ**  
**ЧАСТЬ I. ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ**

Учебное пособие

*Рекомендовано Министерством общего и профессионального образования Российской Федерации в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению «Гидрометеорология», специальности «Океанология»*

3 63284



Санкт-Петербург  
1998

УДК 551.46

**Малинин В.Н.** Общая океанология. Часть I. Физические процессы. – СПб: Изд. РГТМУ, 1998. – 342 с.

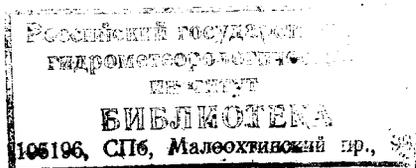
*Рецензенты:* проф. Санкт-Петербургского государственного университета Л.И. Лопатухин; проф. Морской академии им. С.О. Макарова Б.А. Слепцов-Шевлевич.

Излагаются общие сведения об основных физических процессах и явлениях в Мировом океане. При этом основное внимание уделено физико-химическим свойствам морской воды, процессам перемешивания вод, тепло- и влагообмену океана с атмосферой, формированию пространственно-временной структуры и водных масс в океане.

Предназначается для студентов вузов, обучающихся в области океанологии, а также другим родственным специальностям, связанным с изучением и освоением океана.

The book treats the most essential problems of the principal physical processes and phenomena in the World Ocean mainly concerning water mixing process, heat and moisture exchange between the ocean and atmosphere, formation of the space-and-time structure and water masses in the ocean.

The book is intended for the students of oceanography as well as other related sciences concerned with ocean investigation and development.



ISBN 5-86813-115-0

© В.Н. Малинин, 1998  
© Российский государственный  
гидрометеорологический университет, 1998

202601

*Natura est simplex*  
(природа проста)

*И. Ньютон*

## **ПРЕДИСЛОВИЕ**

«Общая океанология» относится к числу специальных дисциплин для студентов-океанологов, а также находит широкое применение при подготовке студентов по другим специальностям: метеорология, гидрология, экология, навигация и гидрография, гидротехническое строительство и др.

В ней рассматриваются общие закономерности океанологических процессов и Мировой океан воспринимается как единый географический объект во взаимодействии с другими оболочками Земли – атмосферой, литосферой, криосферой и биосферой.

Дисциплина «Общая океанология» служит основой для дальнейшего углубленного изучения таких дисциплин, как динамика океана, химия океана, промысловая океанология и др.

В связи с этим одной из главных задач курса является не только получение студентами теоретических знаний, но и развитие широкого кругозора, необходимого при самостоятельной работе с научной литературой по различным направлениям океанологии.

Предшествующий учебник «Общая океанология» Л.А. Жукова был издан более двух десятилетий назад и к настоящему времени уже стал почти библиографической редкостью. Этот учебник, несомненно, относится к числу лучших по специальности «океанология». В нем удачно изложены классические разделы океанологии, в целом правильно найдена грань между простотой и физической ясностью изложения материала.

Однако за прошедшие годы наукой получены более детальные сведения о структуре океанологических процессов и явлений в их сложной пространственно-временной взаимосвязи, а также появился ряд новых открытий и направлений, которые в указанном учебнике вообще отсутствовали или были только обозначены. Речь идет о тонкой термохалинной структуре, синоптических вихрях, океанических фронтах, роли океана в формировании глобального климата и т.д.

Именно по этим причинам содержание предлагаемого учебника по океанологии существенно расширено, хотя структура его в основном не изменилась.

Издание учебного пособия по дисциплине «Общая океанология» осуществляется в двух частях и в два этапа, в рамках двух учебных семестров.

Часть I «Физические процессы» написана проф. В.Н. Малининым (кроме раздела 4.5, написанного П.П. Провоторовым)

Часть II «Динамические процессы» написана проф. Н.П. Смирновым совместно со ст. научн. сотр. В.Н. Воробьевым.

Содержание учебных пособий соответствует ныне действующей программе дисциплины «Общая океанология», составленной в соответствии с Государственными образовательными стандартами высшего профессионального образования по направлению 510900 – Гидрометеорология и специальности 012800 – Океанология и утвержденной УМО гидрометеорологических специальностей в 1996 г.

Изучив содержание данного учебного пособия и выполнив ряд практических и лабораторных работ, предусмотренных учебным планом, студент будет подготовлен к изучению части II «Динамические процессы» дисциплины «общая океанология».

Большой вклад в улучшение качества рукописи внесли преподаватели кафедры динамики океана: проф. А.В. Некрасов, проф. Б.А. Каган, доц. Л.Н. Кузнецова, доц. Н.Л. Плинка, доц. П.П. Провоторов. Полезные замечания и пожелания в целом высказал проф. Н.П. Смирнов, а по отдельным разделам – проф. Ю.П. Доронин, проф. Ю.И. Ляхин, проф. В.Ф. Суховай. Особую благодарность за критические замечания и советы следует выразить рецензентам: проф. океанологии Санкт-Петербургского государственного университета Л.И. Лопатухину и проф. Морской академии им. С.О. Макарова Б.А. Слепцову-Шевлевичу. Наконец, большая помощь в компьютерной подготовке рукописи была оказана ассистентом кафедры динамики океана С.М. Гордеевой.

# ВВЕДЕНИЕ

## 1. Предмет и задачи общей океанологии

В традиционном понимании **океанологией** называется наука, изучающая физические, химические, биологические и геологические процессы, протекающие в Мировом океане и на его границах. Принципиальное отличие океанологии от других родственных наук о Земле и прежде всего от метеорологии и гидрологии, исследующих в основном физические закономерности процессов и явлений в воздушной оболочке планеты и водах суши, состоит в том, что океанология носит комплексный характер, т.е. все процессы рассматриваются в их единстве и взаимосвязи в пределах водной среды.

Например, солнечная энергия, падающая на поверхность океана, представляет собой физический процесс и поэтому изучается в рамках физики океана и морской метеорологии. Одновременно с этим проникающая в толщу воды радиация в значительной степени определяет процесс фотосинтеза фитопланктоном, сказывается (через температуру воды) на формировании и распределении живых организмов в водной среде, что является предметом изучения биологии моря. Радиация также влияет на скорость химических реакций в океане, круговорот химических элементов, растворимость газов в морской воде, что служит предметом исследования химии океана. Географические закономерности распределения радиации рассматриваются в рамках физической географии океана, или океанографии.

Таким образом, на основании сказанного выше в ней можно выделить целый ряд разделов, имеющих самостоятельное значение:

- физика океана (физическая океанология);
- химия океана;
- биология океана;
- экология океана;
- геология океана;
- география океана (океанография);
- взаимодействие океана и атмосферы.

**Физика океана**, или **физическая океанология**, изучает основные закономерности физических процессов и явлений, протекающих в Мировом океане и на его границах. При этом она сама является составной частью геофизики – комплекса наук о физических свойствах и процессах, происходящих в твердой, жидкой и газообразной оболочках Земли. Следовательно, геофизика кроме физики океана включает в себя также физику атмосферы, литосферы и вод суши.

Предметом изучения физики океана служат свойства морской воды (тепловые, оптические, акустические и др.), течения, приливы, волны, колебания уровня, морские льды, взаимодействие между собой, а также их связь с атмосферными, биологическими, химическими процессами. Поскольку отдельные разделы физической океанологии теоретически хорошо разработаны и имеют большое практическое значение, целесообразно выделить несколько направлений, имеющих самостоятельное значение: динамика океана, объединяющая прежде всего приливы, волновые движения и течения, оптическая океанология, акустика океана.

**Химия океана** изучает химический состав и свойства морской воды, донных осадков, взвесей, морского льда, живых организмов, а также основные закономерности химических процессов, развивающихся в океанах и морях.

**Биология океана** исследует происхождение и развитие морских организмов и их взаимосвязь с окружающей средой, а также использование биологических ресурсов для потребностей человечества.

**Экология океана** рассматривает взаимоотношения и взаимодействие живых организмов, в том числе человека, с морской средой.

**Геология океана** исследует рельеф и дно океана и его берегов, геоморфологические процессы, формирование донных осадков, происхождение и эволюцию земной коры и т.п.

**Взаимодействие океана и атмосферы** рассматривает физические закономерности атмосферных процессов над океаном и на границе его раздела с атмосферой.

**География океана** может быть разделена на два направления: физическую географию, или океанографию, и экономическую географию. Предметом изучения *океанографии* являются географические закономерности физико-химических процессов, протекающих в океане.

*Экономическая география* рассматривает океан с точки зрения использования его ресурсов и непосредственно как природный объект в хозяйственной деятельности человечества.

Перечисленные направления океанологии достигли значительных успехов в познании океана, обладают определенной самостоятельностью и имеют большое практическое значение. В связи с этим целесообразно рассматривать *океанологию как комплекс наук о Мировом океане, изучающих происходящие в нем физические, химиче-*

*ские и иные процессы и явления в их географическом единстве, взаимной связи, историческом развитии и региональной дифференциации.*

**Общая океанология** по сути представляет собой комплексное обобщение основ и наиболее общих закономерностей океанологии. При этом ее фундаментом прежде всего служат теоретические законы, описывающие различные процессы и свойства морской воды и географические закономерности их проявления в пространстве и во времени. Именно общая океанология объединяет отдельные науки об океане в единое целое и призвана дать целостное представление о природе Мирового океана.

К основным задачам, рассматриваемым в рамках общей океанологии, в первую очередь относятся:

а) тепловые, оптические, акустические, химические и другие свойства морской воды;

б) процессы турбулентного и конвективного перемешивания при различных масштабах осреднения;

в) методы расчета составляющих теплового и водного балансов океана и географические особенности их распределения;

г) закономерности вертикального и горизонтального распределения основных характеристик океана; анализ и выделение водных масс;

д) закономерности динамических процессов (волны, течения, приливы), их классификация, методы расчета и географическая характеристика;

е) физико-химические свойства и формирование морских льдов, их дрейф, классификация и распределение в океане;

ж) биологические процессы в океане и их взаимосвязь с абиотическими факторами. Биопродуктивность и ее изменения под действием естественных и антропогенных факторов;

з) формирование рельефа дна океанов, геологические процессы, действующие в океане; основные гипотезы формирования земной коры.

Первым обобщением сведений об океанологических процессах и явлениях следует, очевидно, считать работу американского исследователя М. Мори «Физическая география моря», опубликованную в 1855 г. В начале XX века появился ряд обобщающих работ непосредственно по общей океанологии: «Учебник по океанографии» О. Крюммеля (1907–1911 гг.), «Гидрология моря» И.Б. Шпиндлера (1914–1915 гг.) и «Океанография» Ю.М. Шокальского (1917 г.), ко-

торая была переиздана в 1959 г. и не потеряла своего значения до настоящего времени.

В начале тридцатых годов большую известность получила «Общая география морей» К. Валло (Франция, 1933 г.; на русский переведена в 1948 г.), которая содержит детальное по тем временам физико-географическое описание отдельных океанов и морей, основные сведения о биологических и геологических процессах, а также подробную характеристику взаимодействия человечества с океанской средой.

Фундаментальное значение имела изданная в США в 1942 г. монография «Океаны, их физика, химия и общая биология», написанная Х. Свердрупом, М. Джонсоном и Р. Флемингом. К сожалению, эта замечательная книга, изданная на многих языках, в свое время не была переведена на русский язык.

После окончания второй мировой войны в 50-е и особенно в 60-е годы наблюдается подлинный бум в исследованиях океана. И как следствие, появляется значительное число обобщающих публикаций. К их числу можно, например, отнести: «Общую океанографию» Г. Дитриха, К. Калле (1957 г.); «Физическую океанографию» А. Дефанта (1961 г.); «Введение в физическую океанографию» Ван Аркса (1962 г.); «Физическую океанографию» А. Лакомба (1965 г.).

Что касается России, то прежде всего необходимо отметить замечательные по своему содержанию учебники Н.И. Егорова «Физическая океанография» (1-е изд. – 1966 г., 2-е изд. – 1974 г.) и Л.А. Жукова «Общая океанология» (1976 г.), которые в течение многих лет были настольными не только для студентов-океанологов, но и для специалистов гидрометеорологического профиля.

Фундаментальное значение для понимания природы Мирового океана имела изданная в конце 70-х годов серия "Океанология", посвященная физике, химии, геофизике, геологии и биологии океана. Данная серия, в подготовке которой приняло участие большинство ведущих российских ученых, по широте и глубине освещения природы Мирового океана практически не имеет аналогов в зарубежной литературе. Кроме того, в нашей стране по отдельным направлениям океанологии издано большее число содержательных учебников и монографий. В списке дополнительной литературы приведены те из них, которые представляют практический интерес для студентов.

## 2. Краткие сведения о развитии океанографических исследований

Первые сведения о природе океанов и морей появились задолго до начала океанографических исследований. На протяжении веков жители побережий постоянно наблюдали волны, приливы, течения в море и постепенно накапливали фактические знания о них. Длительный период – от древнейших времен до начала эпохи Великих географических открытий – представляет собой предысторию океанографических исследований. Для него характерно практическое ознакомление людей с природными условиями посещаемых ими акваторий. Самыми древними мореплавателями были предки современных полинезийцев, малайцев, жители о. Крит, египтяне и финикийцы. Они имели представление о географических очертаниях известных им акваторий, попутных ветрах и течениях.

Первые письменные и картографические документы о морях встречаются в трудах греков и римлян. Они создали концепции о распределении воды и суши на известном им пространстве Земли и много писали о физических явлениях в море. Геродот (V в. до н.э.), Посидоний (II в. до н.э.), Плиний Старший (начало н.э.) описали приливные колебания уровня моря и, пытаясь объяснить их, связали это явление с положением Луны относительно Земли. Аристотель указывал на различие между температурами морской воды в поверхностном слое и на глубине. Таким образом, ученые античного мира знали относительно много о географии и физических свойствах океана.

В средние века арабы совершали плавания в Индию и Китай, норманны – в Гренландию и к берегам Северо-Восточной Америки, русские поморы – в Баренцево и Карское моря. Они расширили географический кругозор человека тех времен, но не продвинули значительно вперед океанологию как науку по сравнению с античным периодом.

С эпохой Великих географических открытий связан **первый исторический этап** в познании Мирового океана – **этап поисков** (XV в. – начало XVIII в.). Для него характерны плавания вслепую, снаряжаемые главным образом для открытия новых земель и с торговыми целями. Новые сведения о природе океанов и очертаниях их берегов они получали попутно. Так, португальские мореплаватели открыли Канарское, Гвинейское и Бенгельское течения в Атлантическом океане. Испанец Альминос в 1513 г. впервые сообщил о Гольфстриме. Христофор Колумб произвел наблюдения над течениями в открытом океане и обнаружил Северное Пассатное течение. Плава-

ния у Атлантических берегов Америки привели к открытию Бразильского и Гвианского течений.

Промежуток времени от начала XVIII в. до третьей четверти XIX в. – **этап обследования Мирового океана**. В это время организуются специальные океанографические экспедиции. В плаваниях иногда участвовали ученые-естествоиспытатели. Первые значительные результаты принесли экспедиции Беринга в 1728 г. и Беринга с Чириковым в 1741 г. в северной части Тихого океана и у берегов Северного Ледовитого океана. Плодотворными были три кругосветных плавания Дж. Кука (1768–1779 гг.). Новые материалы о западных районах Тихого океана дали экспедиции Бугенвиля (1768 г.) и Лаперуза (1785–1788 гг.).

Выдающимися для своего времени были исследования русских мореплавателей. Во время кругосветного плавания Крузенштерна и Лисянского (1803–1806 гг.) впервые были определены температура и удельный вес вод на различной глубине. Эти работы продолжил Э. Ленц, участвовавший в плавании Коцебу (1823–1826 гг.). Ленц первый установил движение холодных глубинных вод к экватору, а теплых поверхностных вод – в обратном направлении.

На этапе обследования океана начали появляться обобщения полученных сведений. М.В. Ломоносов в 1760-х годах предложил первую классификацию морских льдов и первые наброски общей схемы течений в океанах. Марсильи в 1725 г. опубликовал "Физическую историю моря", которую можно считать первым специальным трудом по физической океанологии. В ней приводится первая сводка данных о температуре, удельном весе и цвете морской воды, о рельефе дна и грунтах океана. М. Мори в 1848 г. опубликовал «Карты ветров и течений» для районов морских путей. Форхгаммер в 1865 г. впервые довольно точно определил солевой состав морской воды. Все это свидетельствовало о значительных успехах в деле изучения океана.

Основной характерной чертой этапа **океанографических исследований океана** (конец третьей четверти XIX в. – начало XX в.) стало проведение морских экспедиций по изучению океана с применением специальных методов океанографических исследований. В них сначала преобладал описательный подход – сбор фактических данных и отчасти попытки объяснить наблюдаемые явления.

Первая специализированная океанографическая экспедиция была снаряжена англичанами на судне «Челленджер», которая в течение 1872–1876 гг. выполнила комплексные наблюдения на 362 глу-

боководных станциях Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Объем экспериментальных данных был настолько велик, что их обработка производилась 70 учеными в течение 20 лет. Научные результаты экспедиции оказались во многом уникальными. Так, Дитмар установил постоянство солевого состава морской воды, а Меррей и Ренар дали классификацию грунтов морского дна. Кроме того, во время экспедиции была обнаружена жизнь на глубинах более 5 км.

Большой вклад в развитие океанологии внесли также научные экспедиции на американском судне «Альбатрос» (1882–1905 гг.), германских судах «Вальдивия» (1898–1899 гг.) и «Гаусс» (1901–1903 гг.), английском судне «Дискавери» (1901–1904 гг.). Уникальные океанографические работы провел Ф. Нансен на судне «Фрам» (1893–1896 гг.). Во время дрейфа в Северном Ледовитом океане он выяснил общий характер движения льдов в Арктическом бассейне, установил проникновение теплых атлантических вод в глубинные слои, а также попытался теоретически объяснить данные наблюдений.

Большая заслуга в деле изучения океана на этом этапе принадлежит русским исследователям. Адмирал С.О. Макаров измерил скорость и направление поверхностных и глубинных течений в Босфоре и вывел важные закономерности водообмена в проливах. Во время кругосветного плавания на корабле «Витязь» (1886–1889 гг.) он проводил систематические океанографические работы, определял температуру, удельный вес воды и скорость течений на разных горизонтах. Эти данные Макаров обобщил в капитальном труде «"Витязь" и Тихий океан» (1894 г.).

В Черном море работала океанографическая экспедиция Шпиндлера и Врангеля (1890–1891 гг.), впервые обнаружившая сероводородное заражение глубинных слоев Черного моря. В эти же годы в Баренцевом море начала исследования первая специализированная научно-промысловая экспедиция под руководством Н.М. Книповича.

Следующая, более высокая ступень развития океанографии – **этап детального изучения** океанов и морей (промежуток времени между первой и второй мировыми войнами). Для него характерны систематические исследования океанов и морей.

К первым значительным экспедициям того времени относятся работы норвежского судна «Мод» (1918–1920 гг.) вдоль берегов арктических морей от Норвегии до Аляски и датского судна «Дана» (1921–1922 гг.) в Северной Атлантике.

Большое значение имели экспедиции на немецком судне «Метеор» (1925–1937 гг.), когда впервые стали проводиться систематические измерения на стандартных разрезах. За эти годы «Метеор» выполнил 14 разрезов через Атлантический океан, что позволило получить достаточно точное представление о пространственной структуре водных масс и их циркуляции.

В 20-е годы в нашей стране проводились океанографические экспедиции на Баренцевом, Белом, Черном и Каспийском морях. Во время второго Международного полярного года (1932–1933 гг.) наши морские экспедиции обследовали Гренландское, Баренцево, Карское, Чукотское и Берингово моря. В дальнейшем (1934–1935 гг.) в эти моря снаряжались советские высокоширотные экспедиции на судах «Литке», «Персей», ледокольном пароходе «Садко».

В 1937 г. впервые в мире была организована дрейфующая станция на Северном полюсе (СП-1) во главе с И.Д. Папаниным, а в 1941 г. состоялась воздушная экспедиция в район полюса относительной недоступности (севернее о. Врангеля). Дрейфующая станция и воздушная экспедиция положили начало принципиально новому и весьма эффективному способу изучения Северного Ледовитого океана.

Экспедиции в 20-х и 40-х годах позволили накопить обширный фактический материал не только для выяснения закономерностей распределения океанографических характеристик в морских водах, но и для исследования важнейших процессов в Мировом океане. В это время в нашей стране главное внимание стало уделяться исследованию природных процессов в океанах. В трудах О.А. Алекина, П.С. Безрукова, Л.М. Бреховских, М.Е. Виноградова, Л.А. Зенкевича, Н.Н. Зубова, А.П. Лисицына, А.С. Моница, В.В. Тимонова, В.В. Шулейкина и др. показаны важнейшие закономерности развития физических, химических, биологических и геологических процессов, протекающих в водах Мирового океана, на его берегах, дне и в атмосфере над ним.

Современная океанология находится **на этапе проблемных, специализированных исследований** океанов и морей. Ее характерной чертой стали комплексные экспедиционные, лабораторные и теоретические исследования по отдельным крупным проблемам, связанным с изучением морских течений, приливов, волнения, морских льдов, акустики моря и другими разделами физической океанологии. Для этой цели стали строиться научно-исследовательские суда. Так, сразу после окончания Великой Отечественной войны, в 1948 г. вступило в строй научно-исследовательское судно «Витязь», которое

совершило 65 научных рейсов в различные моря и океаны. С течением времени отечественный научный флот пополнился современными, оснащенными новейшей аппаратурой, судами. В 60-е – 80-е годы во всех районах океана работали «Академик Мстислав Келдыш», «Михаил Ломоносов», «Академик Курчатов», «Дмитрий Менделеев», «Академик Вернадский», «Профессор Зубов», «Профессор Визе», «Академик Шокальский», «А.И. Воейков» и др. Кроме того, круглогодично в Атлантическом и Тихом океанах несли вахту научно-исследовательские суда погоды (НИСП).

В результате проведения комплексных детальных исследований в XX в. был сделан ряд крупнейших океанологических открытий. Так, в 60-е годы была обнаружена система экваториальных глубинных противотечений. Экспедиция США под руководством Т. Кромвелла в экваториальной области Тихого океана под Южным Пассатным течением обнаружила постоянно движущийся на восток со скоростью 150 см/с слой воды толщиной 300 м и шириной более 300 км. Это течение было названо именем Кромвелла.

Аналог течения Кромвелла был обнаружен в Атлантическом океане с борта судна «Михаил Ломоносов». Это течение, названное именем Ломоносова, пересекает весь океан с запада на восток и имеет скорость до 80 см/с. Затем с судна «Витязь» на экваторе в Индийском океане было обнаружено глубинное противотечение, названное именем Тареева. Кроме того, отечественными экспедициями были открыты Антило-Гвианское противотечение, направленное от Багамских островов к экватору, и Ангольское течение, которое является продолжением течения Ломоносова, ответвляющимся на юг.

Большое значение для познания многих физических процессов в океане имело открытие синоптических вихрей – физических аналогов циклонов и антициклонов в атмосфере. Если изучение синоптических вихрей фронтального типа началось еще в 30-е годы, то синоптические вихри открытого океана впервые были обнаружены отечественными учеными при проведении натурного эксперимента «ПОЛИГОН-70», во время которого в Центральной Атлантике был выделен специальный квадрат со сторонами около 200 км для долговременных (шестимесячных) измерений течений по всей глубине океана. Дальнейшие натурные эксперименты: американский «МОДЕ» и совместный советско-американский «ПОЛИМОДЕ» полностью подтвердили существование синоптических вихрей, установили их плотную упаковку, позволили получить сведения о взаимодействии между вихрями и средними течениями.

Широкое применение в 60-х годах малоинерционной зондирующей аппаратуры привело к открытию и описанию нового класса явлений – тонкой структуры океана. Вертикальные профили гидрофизических параметров обладают структурными деталями с вертикальным масштабом от сантиметров до десятков метров, в то время как их горизонтальные размеры на 3–4 порядка больше. Такие образования могут даже двигаться в направлениях, противоположных основному течению. С этим открытием тесно связано и открытие «всего масштаба» океанических фронтов.

Еще одним важным для физической океанологии открытием стало обнаружение в 1946 г. российскими и американскими учеными, независимо друг от друга, подводного звукового канала. Звуковой канал представляет собой слой воды, в котором звуковые волны испытывают многократное внутреннее отражение и распространяются на сверхдальние расстояния.

К числу важных геологических открытий, несомненно, относится обнаружение в 50-х годах системы срединно-океанических хребтов и глубоководных впадин. Это стало возможным благодаря изобретению эхолота и построению с его помощью новых батиметрических карт Мирового океана. В результате было разрушено господствующее представление о ложе океана как о почти плоской равнине. Впервые вывод о единстве системы срединно-океанических хребтов был сделан О.К. Леонтьевым, а вскоре подтвержден и развит Юнигом и Хейзенем.

Практически одновременно была обнаружена система глубоководных океанических желобов, находящихся в местах активной вулканической и сейсмической деятельности. Максимальная глубина океана (11 052 м) была зафиксирована с борта «Витязя» в 1957 г. в Марианской впадине вблизи о. Гуам. Как затем было установлено в результате глубоководного бурения дна океана, глубоководные желоба в тектоническом отношении являются районами погружения океанической коры под континентальную (зоны субдукции), в то время как в долинах срединно-океанических хребтов вещество мантии поднимается к поверхности земной коры (зоны спрединга). Гипотеза дрейфа континентов, предложенная А. Вегенером в 1925 г., получила многочисленные экспериментальные подтверждения. Следствием этого стала разработанная в кратчайшие сроки концепция «новой глобальной тектоники», объясняющая с единых позиций основные закономерности развития Земли в целом.

Ряд важных открытий был сделан и в области биологии океана. Прежде всего это касается глубоководной фауны и флоры. Почти каждая экспедиция обнаруживала новые виды глубоководных организмов. Более того, в дополнение к известным на Земле 23 типам животных российским ученым А.В. Ивановым открыт и детально изучен новый тип – погонофоры. Это единственный тип животных, открытый в XX в. Погонофоры представляют собой крайне своеобразный элемент глубоководной фауны, причем распространены они почти повсеместно.

Интересный феномен оазиса жизни обнаружен американскими учеными в 1977 г. с подводного обитаемого аппарата «Алвин» вблизи Галапогосских островов. Здесь вследствие вулканической активности вода в придонном слое на глубине 2500 м имеет температуру 15°C. В результате биомасса бентоса на несколько порядков превышает биомассу окружающих районов. Источником такого обилия жизни служат хемотрофные бактерии, способные осуществлять синтез органического вещества из минеральных элементов, выносимых из недр Земли.

Большой вклад в развитие подводных исследований океана, в становление экологии моря как самостоятельного направления внес известный французский океанолог Ж.И. Кусто. Особенно велики его заслуги как блестящего организатора и популяризатора науки. Весь мир знаком с его научно-популярными книгами о подводном мире океана и телесериалом «Подводная одиссея Кусто».

Естественно, что достижения современной океанологии не ограничиваются перечисленными в этом кратком обзоре. Но даже из него видно, что отечественная океанология по объему экспедиционных работ, глубине теоретических исследований и степени практического использования научных результатов в течение длительного времени занимала одно из ведущих мест в мире. Однако в 90-е годы произошел резкий спад в экспедиционных исследованиях морей и океанов, вызванный прежде всего экономическими причинами, были свернуты многие фундаментальные научные программы. Тем не менее, теоретические исследования продолжают, потенциал российских ученых-океанологов все еще остается на достаточно высоком уровне. Поэтому не вызывает сомнений, что в XXI в., после преодоления экономического кризиса, вновь наступит расцвет океанографических исследований, ибо будущее человечества неразрывно связано с освоением Мирового океана и рациональным использованием его ресурсов.

## ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МИРОВОМ ОКЕАНЕ

### 1.1. Распределение воды и суши на земном шаре

Площадь поверхности Земли равна 510 млн. км<sup>2</sup>. Из этой площади водами Мирового океана покрыто 361.3 млн. км<sup>2</sup>, или 71 %, в то время как площадь суши составляет 149 млн. км<sup>2</sup>, или 29 %. Как известно, вода и суша распределены на земном шаре крайне неравномерно. В северном полушарии на долю суши приходится 100 млн. км<sup>2</sup>, или 39 %, а в южном – 49 млн. км<sup>2</sup>, или 19 %. Площадь водной поверхности в северном полушарии составляет 155 млн. км<sup>2</sup>, т.е. 61 %, а в южном – 206 млн. км<sup>2</sup>, или 81 %. Неравномерное распределение воды и суши имеет большое значение для распределения составляющих теплового и водного балансов, формирования общей циркуляции атмосферы и океана, а также для других планетарных и региональных процессов.

Материки, составляющие поверхность суши, в значительной степени разобщены между собой. Более того, в определенном смысле их можно даже рассматривать как гигантские острова, поскольку они со всех сторон окружены водным пространством. И только воды океанов образуют непрерывное водное пространство на поверхности земного шара, которое Ю.М. Шокальский назвал Мировым океаном.

Заметим, что неравномерность распределения воды и суши отмечается и в большинстве широтных зон Земли. Если в умеренных и высоких широтах северного полушария поверхность суши имеет достаточно большую площадь, то в южном полушарии, наоборот, её доля сведена к минимуму. Наглядной характеристикой «океаничности» является балл океанов  $\alpha$ , представляющий собой отношение площади водной поверхности в данной широтной зоне к площади всей широтной зоны. Максимум коэффициента  $\alpha$  достигает в зоне 60 – 70° ю.ш., где суша почти отсутствует.

Сведения о площади отдельных океанов, приходящейся на 5-градусные широтные зоны земного шара, приводятся в табл. 1.1. Нетрудно видеть весьма значительную дифференциацию в распределении океанов как внутри отдельных широтных зон, так и в особенности в меридиональном направлении. Даже самый узкий Атлантический океан севернее 55° с.ш. становится шире Тихого океана.

Вода относится к числу наиболее распространенных веществ в природе. При этом многообразии природных вод настолько велико, что трудно назвать какой-либо объект, включая растения и животных, который бы не содержал воду в том или ином виде. В связи с этим

Таблица 1.1

Площади широтных зон Мирового океана, тыс. км<sup>2</sup>

363284

Широтная зона ...°	Северное полушарие				Южное полушарие				Мировой океан	
	Атлантический океан	Индийский океан	Тихий океан	Всего	Атлантический океан	Индийский океан	Тихий океан	Всего	Всего	%
0-5	3667	3269	10452	17388	3243	3715	9845	16803	34191	9.5
5-10	2998	2900	10742	16640	2927	4315	9664	16906	33546	9.3
10-15	3886	2840	9818	16544	3074	5018	9123	17215	33759	9.4
15-20	4146	1177	8851	14171	3022	4714	8409	16145	30319	8.4
20-25	4462	916	7961	13339	3259	4297	7914	15470	28809	7.9
25-30	4460	327	6951	11738	3535	4472	7436	15443	27181	7.5
30-35	4551	-	6268	10819	3683	5008	7089	15780	26599	7.4
35-40	4528	-	5488	10016	3841	5928	6709	16478	26494	7.3
40-45	3770	-	4649	8419	3850	5730	6252	15832	24251	6.7
45-50	2625	-	4006	6631	3643	5307	5747	14697	21328	5.9
50-55	2252	-	3279	5531	3313	4795	5273	13381	18912	5.5
55-60	2941	-	2456	5397	2833	4238	4924	11995	17392	4.8
60-65	2474	-	645	3119	2275	3645	4395	10315	13434	3.7
65-70	-	-	-	2457	-	-	-	6818	9275	2.6
70-75	-	-	-	4415	-	-	-	2605	7020	1.9
75-80	-	-	-	3743	-	-	-	522	4265	1.2
80-85	-	-	-	2546	-	-	-	-	2546	0.7
85-90	-	-	-	979	-	-	-	-	979	0.3

при изучении природных вод удобно ввести понятие **гидросферы**, под которой будем понимать сплошную оболочку земного шара, содержащую воду во всех агрегатных состояниях (жидком, твердом и газообразном) в пределах Мирового океана (океаносферы), литосферы, криосферы и атмосферы. Нижняя граница гидросферы принимается обычно на поверхности Мохоровичича, разделяющей земную кору от верхней мантии, а верхняя проходит по высоте тропопаузы, выше которой содержание атмосферной влаги становится пренебрежимо малым и молекулы воды уже подвергаются фотодиссоциации.

Общие запасы воды в гидросфере составляют около 1386 млн. км<sup>3</sup> (табл. 1.2). Естественно, что наибольшее количество воды находится в Мировом океане, который содержит 96.5 % от суммарных запасов в гидросфере. Меньше всего влаги находится в атмосфере, которая содержит лишь 13 000 км<sup>3</sup>, или 0.001 %.

Таблица 1.2

**Запасы воды на Земле**

Вид воды	Площадь рас- пространения, млн. км <sup>2</sup>	Объем, 10 <sup>3</sup> км <sup>3</sup>	Слой, м
Мировой океан	361.3	1 340 740	3711
Подземные воды (грави- тационные и капилляр- ные)	134.8	23 400	174
Пресные подземные воды	134.8	10 530	78
Почвенная влага	82.0	16.5	0.2
Ледники и постоянно за- легающий снежный по- кров, в том числе:	16.2	24 870	1532
Антарктида	14.0	22 410	1603
Гренландия	1.8	2 340	1300
Арктические острова	0.2	83.5	348
горные районы	0.2	40.6	181
Подземные льды зоны многолетнемерзлых по- род	21.0	300	14
Запасы воды в озерах, в том числе:	2.0	176.4	87
пресные	1.2	91	73
соленые	0.8	85.4	110
Воды болот	2.7	11.5	3.73
Воды в руслах рек	148.8	2.1	0.13
Биологическая вода	510.0	1.1	0.002
Вода в атмосфере	510.0	12.9	0.025
Общие запасы воды	510.0	1 389 530	2724
Пресные воды	148.8	35 830	241

В отличие от Мирового океана и атмосферы, на материках и в криосфере наблюдается большое многообразие видов природных вод. Так, материковые воды можно разделить на речные, озерные, болотные, почвенные, биологические и подземные. В свою очередь

подземные воды делятся на пресные, гравитационные и капиллярные (см. табл. 1.2).

Суммарное количество материковых вод оценивается в  $34.137 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup>, причем на долю подземных вод приходится  $33.7 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup>, т.е. почти 99 %. К криосфере относятся материковые ледниковые щиты (Антарктида и Гренландия), горные ледники, льды вечной мерзлоты, снежный покров и морские льды. Приблизительно суммарную массу льда в криосфере можно оценить в  $24.4 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup>, или 1.76 %. При этом в постоянно залегающем снежном покрове объем воды оказывается даже больше, чем в Антарктическом ледниковом щите. Заметим, что при полном таянии современного ледяного покрова на Земле уровень Мирового океана повысился бы на 66 м, что привело бы к катастрофическим последствиям.

По современным представлениям, суммарные запасы природных вод в течение длительного периода, измеряемого геологическими эпохами, практически остаются неизменными, т.е. поступление воды из земных недр и космического пространства на поверхность Земли очень мало и почти компенсируется безвозвратной потерей воды вследствие рассеивания газов в верхних слоях атмосферы в космос. Это означает, что гидросферу можно рассматривать как замкнутую систему, внутри которой происходит непрерывный процесс циркуляции и перераспределения природных вод.

Несмотря на преобладание водной поверхности, общее количество воды на поверхности Земли не так уж велико по сравнению с размерами самой планеты. Объем вод Мирового океана, как видно из табл. 1.2, составляет 1.338 млрд км<sup>3</sup>. Поскольку объем Земли равен примерно 1075.31 млрд км<sup>3</sup>, то, следовательно, объем Мирового океана составляет почти 1/800 объема Земли. Если представить массу воды Мирового океана в форме шара, то его радиус будет равен 690 км, или 0.11 среднего радиуса Земли (6370 км). Отсюда следует, что в целом поверхность Земли является довольно гладкой.

## **1.2. Морфометрические характеристики и деление Мирового океана**

Мировой океан подразделяют на отдельные океаны исходя из следующих признаков (в порядке их значимости): конфигурации береговой линии материков и островов, рельефа дна, степени самостоятельности течений и приливов, степени независимости атмосферной циркуляции, характерным особенностям горизонтального и вертикального распределения температуры и солености воды.

В течение длительного времени Мировой океан делили на пять океанов: Атлантический, Тихий, Индийский, Северный Ледовитый и Антарктический (Южный). Такое деление было принято еще в 1845 г. на заседании Комитета Королевского географического общества в Лондоне, но опубликовано только в 1893 г. В последующих работах О. Крюмеля и Ю.М. Шокальского было предложено выделять всего три океана: Атлантический, Тихий, Индийский. При этом Северный Ледовитый включался в Атлантический океан.

Поскольку существовали расхождения в вопросах определения границ океанов, при создании Международного гидрографического бюро (МГБ) было принято, что одной из задач бюро станет определение границ океанов и морей с целью признания этих границ национальными гидрографическими управлениями и включения их в официальные издания. В результате в 1928 г. был издан специальный выпуск МГБ "Границы океанов и морей", в котором принимается деление Мирового океана на четыре океана. В последующие десятилетия проводилась большая работа по уточнению границ и размеров океанов и морей. В третьем издании МГБ (1953 г.) сохраняется деление Мирового океана на четыре океана: Атлантический, Тихий, Индийский и Северный Ледовитый, – но каждый океан рассматривается без входящих в него морей. Атлантический и Тихий океаны делятся на две части: северную и южную, – граница между которыми проходит по экватору. Проливы, соединяющие два моря или океана, не разделяются на две части, а включаются в одно из морей или в один из океанов.

С официальной точкой зрения не согласился Второй Международный океанографический конгресс (Москва, 1966), на котором было признано целесообразным в соответствии с особенностями гидрологического режима выделить Южный океан, границы которого устанавливаются вблизи оконечности материков (Африки, Австралии, Южной Америки) и островов с максимальным приближением к положению субтропической конвергенции. Однако, как уже указывалось выше, при делении Мирового океана на отдельные океаны следует учитывать и другие значимые факторы (например, рельеф дна).

Заметим, что дискуссии в научных кругах о таком, казалось бы, простом вопросе, как число океанов на земном шаре, не прекращаются до настоящего времени. В частности, существует точка зрения, что Северный Ледовитый океан вследствие расчлененности его высокими подводными хребтами на ряд небольших, сильно изолированных частей с весьма своеобразными природными условиями, значительно ближе к сред-

земным морям, чем к океанам. Несмотря на это, мы будем придерживаться традиционного деления Мирового океана на Тихий, Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны.

**Атлантический океан** вытянут в меридиональном направлении, его восточная и западная границы четко определены побережьем континентов: на западе – побережьем Америки, на востоке – Европы и Африки. Северная граница проходит по восточному входу Девисова пролива ( $70^{\circ}$  с.ш.), вдоль южной оконечности Гренландии до мыса Нансен ( $68^{\circ}15'$  с.ш.,  $29^{\circ}30'$  в.д.). От мыса Нансен водная граница идет к северо-западной оконечности Исландии и далее через Фарерские острова (о. Фугле) к Шетландским островам (о. Макл-Флагга) и по параллели  $61^{\circ}$  с.ш. до берегов Норвегии.

Следует отметить, что в зарубежной литературе Гренландское и Норвежское моря часто относят к Атлантическому океану. Все же более общепринятой является точка зрения, что указанные моря следует относить к Северному Ледовитому океану. Учитывая специфическое положение Гренландского и Норвежского морей и их очень сложный гидрологический режим, в отечественной океанологии эти моря в совокупности с Баренцевым морем довольно-таки часто рассматриваются отдельно от Северного Ледовитого океана под общим названием Северо-Европейский бассейн.

В южном полушарии западная граница Атлантического океана проходит через пролив Дрейка по меридиану м. Горн ( $68^{\circ}$  з.д.) до побережья Антарктиды, а восточная – по меридиану м. Игольного ( $20^{\circ}$  в.д.) также до побережья Антарктиды.

Рассмотрим теперь географическое положение **Тихого океана**, западной границей которого является побережье Азии. С Индийским океаном граница проходит по северному входу в Малаккский пролив, западному берегу о. Суматра, южному берегу о. Ява к о. Тимор. Далее граница идет к м. Лондондерри на побережье Австралии, западному входу в Бассов пролив между Австралией и о. Тасмания, западному берегу Тасмании к м. Южный. По меридиану м. Южного ( $147^{\circ}$  в.д.) водная граница доходит до побережья Антарктиды.

Восточной границей Тихого океана служит побережье Северной и Южной Америки и далее по меридиану м. Горн ( $68^{\circ}$  з.д.) до Антарктиды. Граница с Северным Ледовитым океаном проходит по Северному полярному кругу, но океанологи обычно в качестве границы принимают наиболее узкую и мелководную часть Берингова пролива и проводят ее от м. Дежнева к м. Принца Уэльского.

Что касается границ **Индийского океана**, то его восточная граница совпадает с западной границей Тихого океана, начиная с Малаккского пролива, а западная – с восточной границей Атлантического океана от м. Игольного до Антарктиды. Северная граница – это побережье Азии, а южная – побережье Антарктиды.

**Северный Ледовитый океан** в отличие от других океанов почти полностью окружен сушей. Поэтому, как уже отмечалось выше, в некоторых работах он рассматривается в виде средиземноморского бассейна Атлантического океана. В то же время характер течений, особенности атмосферной циркуляции и формирования гидрологического режима дают основания считать, что Северный Ледовитый океан может быть выделен в отдельный океан. Его границы мы практически уже описали, рассматривая северные границы Атлантического и Тихого океанов.

Таблица 1.3

**Основные морфометрические характеристики  
Мирового океана и его частей**

Океан	Площадь		Объем		Средняя глубина, м
	тыс. км <sup>2</sup>	%	тыс. км <sup>2</sup>	%	
<b>Океаны</b>					
Мировой	361 253	100	1 340 740	100	3711
Тихий	178 684	49.5	710 360	52.9	3976
Атлантический	91 655	25.4	329 660	24.7	3597
Индийский	76 174	21.1	282 650	21.2	3711
Северный Ледовитый	14 750	4.1	18 070	1.2	1225
<b>Океаны без морей, заливов и проливов</b>					
Мировой	292 970	81.9	1 204 650	90.0	4112
Тихий	147 040	40.7	637 210	47.5	4334
Атлантический	76 970	21.4	300 190	22.4	3900
Индийский	64 495	17.9	255 810	19.1	3967
Северный Ледовитый	4 470	2.0	11 440	0.8	2559
<b>Моря</b>					
Мировой	58 214	16.1	119 258	8.9	2 049
Тихий	30 958	8.6	72 466	5.4	2 341
Атлантический	10 990	3.0	23 217	1.7	2 113
Индийский	8 153	2.3	17 260	1.3	2 117
Северный Ледовитый	8 113	2.2	6 315	0.5	778

Итак, по размерам океанов можно получить их морфометрические характеристики (табл. 1.3). Нетрудно видеть, что площадь Тихого океана составляет почти половину всей площади Мирового океана и превышает площадь всех материков и островов. Тихий океан является и самым глубоким океаном. Во время экспедиции российского научно-исследовательского судна «Витязь» в 1957 г. в Марианском желобе была измерена самая большая глубина Мирового океана, составляющая 11 022 м.

Второе место по своим размерам занимает Атлантический океан, у которого площадь и объем вод составляют около 0.25 по отношению к Мировому океану. Общая площадь морей равна примерно 16 % от всей площади. Максимальная глубина (8742 м) измерена в желобе Пуэрто-Рико.

Площадь Индийского океана несколько превышает 0.2 от площади Мирового океана, на долю морей приходится 15 % от его площади. Максимальная глубина (7209 м) измерена в Зондском желобе.

Самым малым, естественно, является Северный Ледовитый океан, площадь которого в 12 раз меньше площади Тихого океана, в 6 раз – Атлантического и в 5 раз – Индийского. Северный Ледовитый океан – единственный из океанов, расположенный целиком в полярной области и в связи с этим обладающий специфическим гидрологическим режимом. Его максимальная глубина равна 5527 м.

Таблица 1.4

**Распределение глубин в океанах**

Глубина, м	Атлантический океан		Тихий океан		Индийский океан		Северный Ледовитый океан		Мировой океан	
	млн. км <sup>2</sup>	%	млн. км <sup>2</sup>	%	млн. км <sup>2</sup>	%	млн. км <sup>2</sup>	%	млн. км <sup>2</sup>	%
0–200	7.87	8.6	8.16	4.6	4.63	6.1	5.84	39.6	26.50	7.3
200–500	2.67	2.9	2.37	1.3	0.95	1.2	2.26	15.3	8.25	2.3
500–1000	2.15	2.4	3.87	2.2	1.56	2.0	0.73	4.9	8.31	2.3
1000–2000	4.76	5.2	7.48	4.2	3.01	4.0	1.35	9.2	16.60	4.6
2000–3000	9.34	10.2	12.33	6.9	7.51	9.9	2.00	13.6	31.18	8.6
3000–4000	19.42	21.2	37.56	21.0	18.96	24.9	2.25	15.2	78.19	21.7
4000–5000	28.64	31.2	61.21	34.3	27.26	35.8	0.32	2.2	117.43	32.5
5000–6000	16.42	17.9	42.78	23.9	11.65	15.3	–	–	70.85	19.6
6000–7000	0.36	0.4	2.61	1.5	0.64	0.8	–	–	3.61	1.0
Более–7000	0.03	–	0.23	0.1	–	–	–	–	0.26	0.1
Всего	91.66	100	178.68	100	76.17	100	14.75	100	361.26	100

Более подробные сведения о распределении глубин в океанах можно получить из табл.1.4. На долю относительно небольших глубин – менее 500 м – приходится всего 9.6 % всей акватории Мирового океана, причем на долю шельфа (до 150 – 200 м), представляющего наибольший практический интерес для человечества, приходится менее 7 %. Глубина преобладающей части океанов (73.8 %) составляет 3 – 6 тыс. м.

В каждом океане можно выделить **моря** – достаточно обширные районы океана, ограниченные берегами материков, островов, повышениями дна (порогами) и обладающие собственным гидрологическим режимом. Морфометрические характеристики основных морей Мирового океана представлены в табл. 1.5. Площадь морей составляет лишь около 10 % площади Мирового океана, а объем воды в них не превышает 35.0 % от объема его вод. Самым большим является Коралловое море, находящееся у восточных берегов Австралии (4.07 млн. км<sup>2</sup>), а самым малым – Мраморное море, расположенное между Средиземным и Черным морями; его площадь лишь 12 000 км<sup>2</sup>. Максимальная глубина также отмечается в Коралловом море (10 038 м). Если рассматривать средние глубины, то в этом случае самым глубоким оказывается море Сулавеси (Целебесское). Самым мелководным является Азовское море, средняя глубина которого составляет всего лишь 7 м, а максимальная глубина – 13 м.

По своему расположению и физико-географическим условиям моря делятся на три основные группы: внутренние, окраинные и межостровные.

В свою очередь внутренние моря подразделяются на средиземные и полузамкнутые.

*Средиземные моря* со всех сторон окружены сушей и сообщаются с океаном или морем одним или несколькими проливами. Поэтому для них характерны максимальная обособленность природных условий, замкнутость циркуляции поверхностных вод и наибольшая самостоятельность в распределении солености и температуры. Средиземные моря могут быть межматериковыми (например, Красное, Средиземное) и внутриматериковыми (например, Балтийское, Черное).

*Полузамкнутые моря* достаточно глубоко вдаются в материк и отделены от океана полуостровами или цепью островов. Естественно, что водообмен с океаном осуществляется более свободно по сравнению со средиземными морями, однако определенная обособленность циркуляции и распределение основных гидрофизических характеристик сохраняется. К полузамкнутым относятся Берингово, Охотское, Японское моря, которые отделены от Тихого океана соответственно Алеутскими, Курильскими и Японскими островами.

Таблица 1.5

**Основные морфометрические характеристики  
отдельных морей**

Море	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Объем воды, тыс. км <sup>3</sup>	Глубина, м	
			средняя	наибольшая
Тихий океан				
Коралловое	4068	10038	2468	9174
Южно-Китайское	3537	3623	1024	5560
Берингово	2315	3796	1640	4097
Охотское	1603	1316	821	3521
Японское	1062	1631	1536	3699
Восточно-Китайское	836	258	309	2719
Банда	714	1954	2737	7440
Яванское	552	61	111	1272
Сулавеси	453	1524	3364	5914
Желтое	416	16	38	106
Сулу	335	526	1570	5576
Молуккское	274	484	1766	4970
Серам	161	173	1074	5319
Флорес	115	175	1522	5121
Бали	40	32	800	1589
Саву	104	175	1683	3475
Атлантический океан				
Карибское	2777	6745	2429	7090
Средиземное	2505	3603	1438	5121
Северное	565	49	87	725
Балтийское	419	21	50	470
Черное	422	555	1315	2210
Азовское	39	0.3	7	13
Мраморное	12	3	250	1389
Индийский океан				
Аравийское	4832	14523	3006	5803
Арафурское	1017	189	186	3680
Тиморское	432	188	435	3310
Андаманское	605	631	1043	4507
Красное	460	201	437	3039

Продолжение табл. 1.5

Море	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Объем воды, тыс. км <sup>3</sup>	Глубина, м	
			средняя	наибольшая
Северный Ледовитый океан				
Баренцево	1424	316	222	600
Норвежское	1340	2325	1735	3970
Гренландское	1195	1961	1641	5527
Восточно-Сибирское	913	49	54	915
Карское	883	98	111	600
Баффина	530	426	804	2414
Лаптевых	662	353	533	3385
Чукотское	595	42	71	1256
Бофорта	481	739	1536	3749
Белое	90	6	67	350

*Окраинные моря*, наоборот, сравнительно неглубоко вдаются в материк и отделяются от океана полуостровами или островами, которые практически не препятствуют водообмену. На распределение температуры и солености и формирование системы течений в этих морях в равной степени влияют океан и материк. К окраинным морям относятся арктические моря, за исключением Белого моря.

*Межостровные моря* – это части океана, окруженные кольцом островов, пороги в проливах между которыми почти не препятствуют свободному водообмену. Гидрологический режим в таких морях близок к режиму океана, хотя и могут отмечаться локальные отличия. К межостровным относятся моря Восточно-Индийского архипелага (Сулу, Сулавеси, Банда и др.).

Разумеется, существуют классификации, в основу которых положены другие признаки. В частности, в зависимости от средней глубины моря их делят на *мелководные* и *глубоководные*. В мелководных морях глубина не превышает нескольких сотен метров, и они в основном расположены в пределах материкового шельфа. К таким морям относятся Северное, Желтое, Болеарское и др. В глубоководных морях глубина достигает нескольких тысяч метров (например, Черное, Карибское, Охотское и др.). Расположены глубоководные моря чаще всего вблизи поясов разломов земной коры, и образование их бассейнов обычно обусловлено значительными вертикальными движениями поверхности Земли.

**Залив** – часть моря или океана, вдающаяся в сушу, но не отделенная от океана или моря островами или поднятиями дна и вследствие этого имеющая свободный водообмен с другими частями моря или океана. Океанские или морские границы заливов во многих случаях можно провести только условно. По своим размерам океанские заливы могут превосходить моря (например, Бискайский, Мексиканский, Гудзонов). В зависимости от происхождения, формы и строения берегов заливам часто дают местные названия (бухта, губа, фиорд, лиман и др.).

Таблица 1.6

**Основные морфометрические характеристики заливов  
Мирового океана**

Залив	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Объем воды, тыс. км <sup>3</sup>	Глубина, м	
			средняя	наибольшая
Тихий океан				
Аляска	384	458	1193	4929
Калифорнийский	180	135	750	3292
Панамский	37	40	1081	3200
Атлантический океан				
Мексиканский	1555	2366	1522	3822
Гвинейский	753	1942	2579	5207
Св. Лаврентия	249	35	141	538
Бискайский	200	302	1510	5100
Мэн	95	10	105	227
Бристольский	11	0.4	36	68
Индийский океан				
Бенгальский	2191	5492	2507	4490
Большой Австралийский	1335	4089	3063	5670
Карпентария	328	13	40	71
Аденский	259	352	1359	4525
Персидский	240	10	42	115
Оманский	112	156	1393	3694
Северный Ледовитый океан				
Гудзонов	848	77	91	258

*Бухта* – небольшой залив, ограниченный от основного водоема островами или полуостровами, затрудняющими свободный водообмен. На севере России глубоко вдающиеся в сушу заливы, в которые обычно впадают реки, называют *губами*. Крупнейшие губы: Обская, Двинская, Онежская, Пенжинская и др.

Извилистые, узкие, глубоко вдающиеся в материк заливы, образовавшиеся в связи с ледниковой эрозией, называются *фиордами*. Распространены они на берегах Норвегии, Новой Зеландии, Исландии. К числу крупнейших фиордов относится Кольский залив.

*Лиман* – затопленная морем устьевая часть речной долины в результате незначительного опускания суши. Лиманы часто встречаются на побережье северных морей, на о. Сахалин, в Черном и Азовском морях.

*Лагуна* – неглубокий водоем, отделенный от моря в результате отложения наносов в виде берегового бара и соединенный с морем узким проливом или участок моря между материком и коралловым рифом.

Следует иметь в виду, что выделение отдельных частей Мирового океана в ряде случаев является чисто условным и исторически сложившимся. Так, некоторые районы Мирового океана, имеющие одинаковую обособленность и своеобразные черты гидрологического режима, в одних случаях называются морями, а в других – заливами. Например, исходя из вышеприведенной классификации, Мексиканский и Гудзонов заливы более правильно было бы называть морями, в то время как Аравийское море больше соответствует определению залива. Основные морфометрические характеристики заливов Мирового океана приводятся в табл. 1.6.

**Проливом** называется относительно узкая часть океана, простирающаяся между двумя участками суши и соединяющая два смежных водоема с различным гидрологическим режимом. Водообмен через проливы является их наиболее важной характеристикой и зависит от многих факторов, которые можно объединить в две группы. В первую входят морфометрические факторы: протяженность, ширина и глубина пролива; во вторую – гидрологические факторы, к которым относятся особенности термохалинного строения соединяемых проливом водоемов, а также приливный и ветровой режим.

По особенностям водообмена проливы делятся на пять типов:

1) проливы, в которых из-за разных плотностей воды в соединяемых ими водоемах отмечаются два противоположно направленных потока (поверхностный и глубинный) вод. Примерами таких проливов могут служить Гибралтарский, Босфор, Гудзонов, Баб-Эль-Мандебский;

Таблица 1.7

**Основные морфометрические характеристики  
отдельных проливов Мирового океана**

Пролив	Длина, км	Средняя ширина, км	Средняя глубина, м	Бассейны, соединяющие проливом
Тихий океан				
Берингов	96	134	39	Берингово и Чукотское моря
Лаперуза	94	143	75	Охотское и Японское моря
Корейский	324	240	87	Восточно-Китайское и Японское моря
Тайваньский	398	212	114	Восточно-Китайское и Южно-Китайское моря
Малаккский	937	211	214	Андаманское и Южно-Китайское моря
Зондский	130	94	197	Яванское море и Индийский океан
Торресов	74	182	11	Арафурское и Коралловое моря
Кука	107	77	85	Тасманово море и Тихий океан
Магелланов	575	46	124	Атлантический и Тихий океаны
Атлантический океан				
Гибралтарский	59	39	956	Средиземное море и Атлантический океан
Ла-Манш	578	158	48	Северное море и Атлантический океан
Датский	530	478	375	Гренландское море и Атлантический океан
Девисов	1170	652	963	Лабрадорское море и море Баффина
Кабота	195	253	158	Залив Св.Лаврентия и Атлантический океан
Флоридский	651	118	629	Мексиканский залив и Атлантический океан
Юкатанский	55	209	939	Мексиканский залив и Карибское море
Дрейка	460	986	3111	Атлантический и Тихий океаны

Продолжение таблицы 1.7

Пролив	Длина, км	Средняя ширина, км	Средняя глубина, м	Бассейны, соединяющие проливом
Индийский океан				
Баб-Эль-Мандебский	109	50	111	Красное море и Аденский залив
Бассов	490	233	94	Тасманово море и Большой Австралийский залив
Мозамбикский	1760	789	2250	(разделяет Африку и о. Мадагаскар)
Северный Ледовитый океан				
Хинлопен	172	48	36	Баренцево море и Северный Ледовитый океан
Маточкин шар	98	4	10	Баренцево и Карское моря
Югорский шар	40	8	17	Баренцево и Карское моря
Карские ворота	33	61	25	Баренцево и Карское моря
Вилькицкого	104	84	115	Карское море и море Лаптевых
Шокальского	106	50	6	Карское море и море Лаптевых
Дм. Лаптева	115	59	12	Море Лаптевых и Восточно-Сибирское море
Санникова	238	148	6	Море Лаптевых и Восточно-Сибирское море
Лонга	128	191	25	Восточно-Сибирское и Чукотское моря
Гудзонов	806	244	211	Гудзонов залив и Девисов пролив

2) проливы, в которых отмечается вертикальное разделение двух противоположно направленных потоков вод (Датский, Девисов);

3) проливы, через все сечение которых осуществляется постоянное однонаправленное движение воды под влиянием гидростатической разности уровней в соединяемых ими водоемах (Юкатанский, Дрейка, Берингов, Флоридский);

4) проливы, в которых вследствие их небольшой глубины движение воды подвержено значительным колебаниям в зависимости от направления ветров (Торреса, Тайваньский, Керченский);

5) проливы, в водообмене которых основную роль играют приливные явления (Магелланов, Невельского).

В табл. 1.7 представлены морфометрические характеристики некоторых важнейших проливов между океанами, морями и их отдельными частями.

### 1.3. Климатические характеристики океанов

Под **климатом** океана в первом приближении можно понимать осредненный за многолетний промежуток времени его гидрологический режим, представляющий собой совокупность процессов и явлений, наиболее полно характеризующих физико-химические свойства океанских вод. К основным параметрам состояния и явлениям относятся: температура, соленость и плотность воды, приливы, течения, ветровое волнение, морские льды и т.д.

Различают глобальный и локальный климаты океана. Первый характеризует гидрологический режим Мирового океана в целом, а другой – его отдельных частей, в том числе любой конкретный район. Что касается характерного масштаба временного осреднения, то обычно он принимается равным нескольким десятилетиям. Поэтому изменчивость элементов гидрологического режима за более длительный срок уже характеризует изменения (колебания) климата.

Поскольку океан представляет собой открытую систему, обменивающуюся веществом, теплом и газами с окружающим пространством и прежде всего с атмосферой, то вполне естественно, что процессы формирования климата (климатообразования) нельзя рассматривать изолированно от других оболочек планеты: атмосферы, литосферы и криосферы. При этом наиболее важными являются климатические параметры на границе раздела между океаном и атмосферой, т.е. характеристики их взаимодействия, а сам процесс крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы относится к числу ключевых климатообразующих факторов. Важное значение имеет также поверхность раздела с литосферой, т.е. дно океана и континентальная граница, через которую в океан поступают пресные речные воды, создавая тем самым в прибрежных зонах гидрологический режим, резко отличающийся от вод открытого океана.

Как уже указывалось выше, Мировой океан обладает колоссальным запасом вод и в то же время характеризуется весьма малым изменением его объема в пространстве и времени на протяжении последних нескольких тысяч лет. Для него также характерно постоянство солевого состава, т.е. постоянство отношения между главными компонентами солей, и очень незначительные изменения солёности в открытых районах, что свидетельствует о ее консервативности. Постоянство солевого состава и малые изменения солёности обеспечиваются в основном незначительным потоком пресных вод через поверхность (испарение, осадки, приток речных и ледниковых вод) и процессами перераспределения водных масс течениями.

В отличие от разделенных континентов, Мировой океан един, состоит из отдельных океанов и морей, соединяющихся между собой и образующих единую связную систему. Единство вод океанов прежде всего обеспечивается их непрерывной циркуляцией (движением). При этом движение осуществляется как по горизонтали (горизонтальная циркуляция), так и по вертикали (вертикальная циркуляция). Горизонтальная циркуляция может быть поверхностной, глубинной и придонной. Вертикальная циркуляция подразделяется на апвеллинг (подъем глубинных вод к поверхности) и даунвеллинг (опускание поверхностных вод на глубину). Горизонтальная и вертикальная циркуляции между собой взаимосвязаны и образуют единую систему течений – общую циркуляцию Мирового океана.

Циркуляция океана, с одной стороны, способствует тесному взаимодействию физических, химических и биологических процессов, а с другой – формирует многообразие и различие в указанных процессах, которые в свою очередь содействуют вечному движению водных масс. Из единства вод океанов и непрерывности их жизненной среды также следует, что Мировой океан можно рассматривать как единую экологическую систему.

В Мировом океане осуществляется глобальный механизм трансформации энергии и обмена веществ. Этот механизм поддерживается неравномерным нагревом поверхностных вод и атмосферы. Действительно, в низких широтах (рис. 1.1.) поток падающей солнечной радиации превышает поток уходящей от земли радиации, а в высоких широтах – наоборот. Примерно около параллели 40° с.ш. потоки падающей и уходящей радиации компенсируют друг друга. Отсюда следует, что весь избыток тепла должен переноситься из низких широт в высокие посредством океанических и атмосферных движений, причем именно у 40° с.ш. этот поток должен быть максимальным.

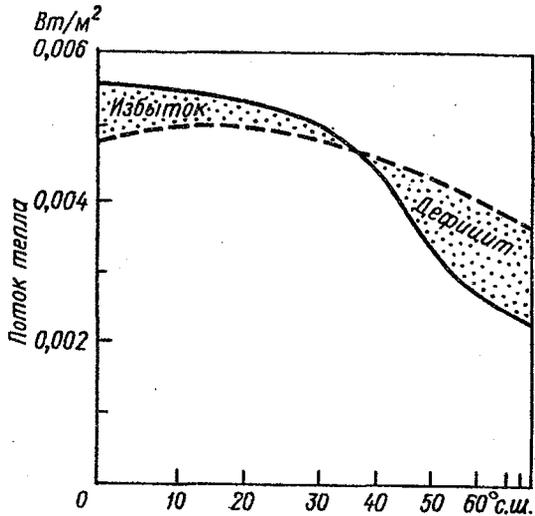


Рис. 1.1. Изменение с широтой потоков приходящей и уходящей от поверхности Земли солнечной радиации, осредненных по широтным зонам северного полушария.

Главной характеристикой радиационных потоков на поверхности океана является **радиационный баланс**, означающий результирующий приток радиационного тепла. Если радиационный баланс больше нуля, то происходит нагревание поверхностного слоя океана, если он меньше нуля, то этот слой охлаждается. Радиационный баланс относится к числу важнейших энергетических характеристик климата океана. В табл. 1.8 приводятся климатические характеристики радиационного баланса, затрат тепла на испарение и турбулентного потока тепла в атмосферу для каждого океана и Мирового океана в целом отдельно для северного и южного полушарий и по всей площади океана, свободной ото льда. Нетрудно видеть, что на единицу поверхности океана радиационный баланс  $R$  в северном полушарии выше, чем в южном; следовательно, северное полушарие является более теплым. Основная причина этого заключается в неравномерном распределении континентов между полушариями, а также в более высоком относительном вкладе площади океанов в низких широтах в их суммарную площадь в пределах северного полушария, так как именно радиационный баланс в низких широтах имеет значительно больший вес при оценке  $R$  по полушарию в целом.

Значения радиационного баланса для акваторий и океанов в целом очень мало различаются между собой. Все же можно отметить, что чуть-чуть больше тепла получает Тихий океан, а немного меньше — Атлантический.

Таблица 1.8

**Энергетические характеристики климата океанов  
отдельно для северного (СП) и южного (ЮП) полушария  
и в целом по площади океанов, свободной ото льда, Вт/м<sup>2</sup>.**

**По Л.А. Строкиной**

Океан	Радиационный баланс поверхности океана			Затраты тепла на испарение			Турбулентный поток в атмосферу		
	СП	ЮП	В целом	СП	ЮП	В целом	СП	ЮП	В целом
Северный Ледовитый	24	—	—	55	—	—	49	—	—
Атлантический	129	128	128	125	93	110	18	7	12
Индийский	170	124	131	150	106	113	8	11	10
Тихий	136	127	132	128	117	122	12	13	13
Мировой	135	126	130	128	108	117	14	11	12

Затраты тепла на испарение  $LE$  распределяются более неравномерно по сравнению с радиационным балансом. В частности, резко выражены различия между северным и южным полушарием. «Виноваты» в этом прежде всего континенты, с которых на теплый океан выносятся более сухой холодный воздух, и тем самым в приводном слое атмосферы возникают большие перепады влажности, приводящие к увеличению испарения. В среднем больше всего влаги испаряется с единицы поверхности Тихого океана, а меньше всего — с Атлантического.

Если не рассматривать Северный Ледовитый океан, то турбулентный (явный) поток в атмосферу на порядок меньше других энергетических характеристик. Принципиальное отличие его от  $R$  и  $LE$  состоит в том, что в южном полушарии Индийский и Тихий океаны отдают тепла больше, чем в северном полушарии. Однако, за счет того, что турбулентный поток в Северной Атлантике в два раза выше, чем в Южной, с поверхности Мирового океана в северном полушарии также передается в атмосферу тепла несколько больше. Причиной такой резкой дифференциации потоков явного тепла в Атлантическом океане является его относительная узость в умеренных и высоких широтах северного полушария, вследствие чего происходит вынос больших масс холодного воздуха на сравнительно теплую поверхность океана с материков и Гренландии. Тем не менее, из-за многократного превышения в размерах, турбулентный поток тепла в Тихом океане оказывается чуть больше, чем в Атлантическом. Меньше всего явного тепла в атмосферу поступает с поверхности Индийского океана.

Помимо энергетических факторов на формирование климата океанов большое влияние оказывают также циркуляционные процессы и прежде всего горизонтальный перенос масс воды течениями. При этом теплые течения, перенося тепло в высокие широты, существенно смягчают климат умеренной и полярной областей. Так, Гольфстрим несет в 22 раза больше тепла, чем все реки земного шара. Тепло системы Гольфстрима сказывается даже у берегов Кольского полуострова, где находится единственный незамерзающий заполярный порт – Мурманск.

В табл. 1.9 приводятся основные циркуляционные характеристики (средняя скорость вод и средняя плотность кинетической энергии), осредненные по отдельным вертикальным зонам в пределах площади всего океана. Как и следовало ожидать, максимальная скорость переноса вод наблюдается вблизи поверхности океана, что связано в основном с воздействием ветровых потоков. От поверхностной зоны к промежуточной интенсивность переноса вод уменьшается почти в два раза. С дальнейшим ростом глубины уменьшение интенсивности переноса вод становится более замедленным. В придонной зоне скорость вод отличается от нуля и составляет 2–3 см/с. Заметим, что максимальное (в три раза) уменьшение от поверхности до дна наблюдается в Тихом океане, а наименьшее – в Атлантическом. Наиболее высокая интенсивность переноса вод во всех структурных зонах отмечается в Индийском океане: Главная причина этого связана с самым мощным течением Мирового океана – Антарктическим циркумполярным течением, относительный вклад которого в циркуляцию именно этого океана является наибольшим.

Таблица 1.9

**Циркуляционные характеристики климата океанов по отдельным вертикальным (структурным) зонам ( $V$  – средняя скорость вод, см/с;  $K$  – средняя плотность кинетической энергии, Дж/м<sup>3</sup>). По В.Н. Степанову**

Зона	Атлантический океан		Индийский океан		Тихий океан		Мировой океан	
	$V$	$K$	$V$	$K$	$V$	$K$	$V$	$K$
Поверхностная (0–200 м)	4.7	2.5	8.5	11.5	6.4	3.5	6.6	4.9
Промежуточная (200–2000 м)	2.9	1.4	5.1	8.4	3.5	1.7	3.8	3.2
Глубинная (2000–4000 м)	2.4	1.3	3.6	5.2	2.4	1.0	2.7	2.0
Придонная (4000–5000 м)	2.3	1.4	3.2	2.4	2.3	0.9	2.3	1.5

Что касается распределения средней плотности кинетической энергии, то оно в общем достаточно хорошо соответствует распределению средней скорости течений. Наиболее важное отличие заключается в более высокой интенсивности кинетической энергии в Индийском океане по сравнению с другими океанами.

Энергетические и циркуляционные процессы прежде всего сказываются на распределении гидрофизических характеристик (температуры, солёности и плотности) воды. В табл. 1.10 представлены значения температуры, солёности и условной плотности воды в поверхностном слое океана, а также значения температуры и солёности, осредненные по массе вод океана.

Таблица 1.10

**Гидрофизические характеристики климата океанов.  
По данным разных авторов**

Океан	Температура поверхности океана, °С			Солёность поверхности океана, ‰			Средняя температура вод, °С	Средняя солёность вод, ‰	Условная плотность поверхности океана, у.е.
	Полушарие		в целом	Полушарие		в целом			
	северное	южное		северное	южное				
Атлантический	20.7	16.4	18.6	35.45	35.31	34.87	5.6	34.87	25.24
Индийский	28.1	16.8	18.7	35.38	34.84	34.87	6.7	34.58	24.46
Тихий	22.2	19.1	20.6	34.17	35.03	34.58	4.7	34.63	24.33
Мировой	22.3	17.8	19.7	34.71	35.03	34.73	5.0	34.71	24.74

Как видно из табл. 1.10, в распределении температуры поверхности моря отмечаются заметные различия не только между отдельными океанами, но и особенно между северным и южным полушарием. В целом самым теплым является Тихий океан, а самым холодным — Атлантический. Что касается различий между полушариями, то причина этого кроется в особенностях меридионального распределения температуры воды. Действительно, из табл. 1.11 отчетливо видно, что во всех широтных зонах океанов температура воды в северном полушарии выше, чем в южном. Это связано с тем, что в северном полушарии находится более мощные меридиональные системы теплых течений (Гольфстрим и Куроисио), которые переносят далеко на север очень теплые воды из низких широт. В южном полушарии естественным барьером меридионального переноса служит холодное Антарктическое циркумполярное течение, мощным кольцом опоясы-

вающее Антарктиду. Именно поэтому максимальные различия в распределении температуры воды отмечаются в умеренных и высоких широтах полушарий.

Таблица 1.11

**Распределение поверхностной температуры воды  
(по Л.А. Строкиной) и солености (по Вюсту)  
на поверхности океанов**

Широтная зона	Океан							
	Атлантический		Индийский		Тихий		Мировой	
	<i>T</i>	<i>S</i>	<i>T</i>	<i>S</i>	<i>T</i>	<i>S</i>	<i>T</i>	<i>S</i>
70—60°с.	6.9	33.03					6.7	32.90
60—50	9.2	33.73			6.3	31.00	7.6	33.03
50—40	13.9	34.85			10.9	32.50	12.1	33.91
40—30	20.6	36.69			18.2	33.25	19.1	35.31
30—20	24.2	36.75	27.2	38.24	23.7	34.25	24.1	35.71
20—10	26.1	36.06	28.0	35.24	27.0	34.92	26.9	34.95
10—0	26.9	35.09	28.4	35.10	27.7	34.40	27.7	34.58
0—10°ю.	26.0	35.85	27.9	34.92	27.1	34.29	27.1	35.16
10—20	23.8	36.66	26.4	34.77	25.9	35.16	25.7	35.52
20—30	21.7	36.16	22.8	35.46	22.6	35.55	22.5	35.71
30—40	17.1	35.25	17.1	35.62	17.9	35.66	17.4	35.25
40—50	9.0	34.24	9.2	34.37	12.2	34.95	10.3	34.34
50—60	2.9	33.86	2.8	33.00	5.9	34.37	4.1	33.92
60—70		33.90		34.00		33.90	1.3	33.95

Поскольку соленость, как уже указывалось выше, является более консервативной характеристикой, то в распределении ее на поверхности океанов (см. табл. 1.10) отсутствуют какие-либо заметные различия. Все же в среднем Тихий океан оказывается менее соленым, чем Атлантический и Индийский. Кроме того, в южном полушарии за счет Тихого океана воды океана являются более солеными, чем в северном полушарии. Меридиональное распределение солености поверхностного слоя отдельных океанов представлено в табл. 1.11. Наиболее общим для всех океанов является наличие двух максимумов в субтропической зоне и уменьшение солености по направлению к полюсам и экватору. Наиболее сильное влияние на формирование солености поверхностного слоя оказывает результирующий влагообмен в системе океан—атмосфера, т.е. *эффективное испарение*, представляющее разность между испарением и осадками. В этом нетрудно убедиться, если обратиться к рис. 1.2, на котором

$Исп > ос \rightarrow \text{max солёность}$   
 $ос > исп \rightarrow \text{распреснение вод}$

приводится меридиональное распределение эффективного испарения и солёности для моря. В субтропических широтах, где располагаются области высокого давления атмосферы, разность между испарением и осадками достигает максимума. Именно здесь отмечается и максимум солёности.

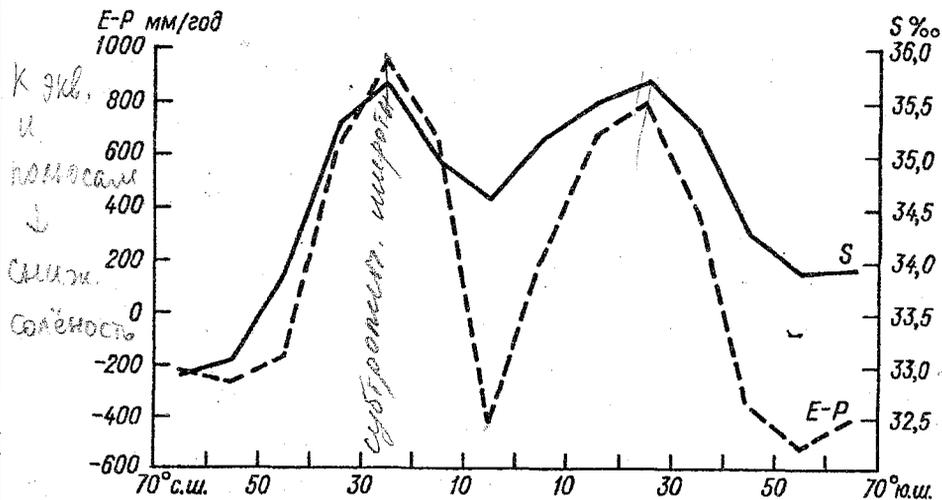


Рис. 1.2. Меридиональное распределение эффективного испарения (разности испарения и осадков) и солёности в Мировом океане.

В экваториальной зоне, где происходит схождение пассатов, выпадает максимальное количество осадков, т.е. уже осадки здесь превышают испарение и, как следствие, солёность понижается. Аналогичным образом обстоит дело в умеренных и высоких широтах из-за одновременного уменьшения испарения и увеличения количества выпавших осадков. В результате эффективное испарение оказывается отрицательным, что приводит к распреснению поверхностных слоев воды.

#### 1.4. Зональность вод океанов

Закон географической зональности, установленный в начале XX в. выдающимся русским почвоведом В.В. Докучаевым для природных условий поверхности суши, полностью применим и к Мировому океану. Действительно, **зональность** — это основная закономерность распределения всех свойств и характеристик (физических, химических, биологических) в водах океана.

В отличие от континентов, в Мировом океане отмечается три вида природной зональности: широтная, вертикальная и циркумконтинентальная. Степень проявления этих видов зональности неодинакова и зависит от географической широты, распределения глубин, характера взаимодействия с континентальными факторами и др. Наиболее общей является *широтная зональность*, представляющая собой составную часть широтной климатической зональности на поверхности Земли. Наиболее ярко она проявляется в поверхностном квазиоднородном слое океана и обусловлена в значительной мере радиационным притоком тепла.

С глубиной происходит выравнивание в распределении различных характеристик, в результате чего сокращается число однородных широтных зон и уменьшается различие между ними. Глубинные воды разных океанов уже весьма незначительно различаются по своим характеристикам как в полярных, так и в тропических широтах. *Вертикальная зональность* (поясность) по существу сводится к выделению так называемых структурных зон, внутри которых предполагается однородность в распределении основных океанологических характеристик.

Менее изученной является *циркумконтинентальная зональность*, которая определяется степенью связи процессов, происходящих в океане, с прямым и косвенным воздействием континентальных факторов. Ее экологическое и геохимическое значение для океана сопоставимо, а иногда даже превосходит значение других видов зональности. Наиболее ярко влияние континентов на гидрологические процессы проявляется в шельфовой зоне (материковой отмели), простирающейся до глубин 150–200 м. Ширина шельфа и занимаемая им площадь в различных районах Мирового океана весьма неравномерны. Средняя ширина шельфового пояса у берегов материков и островов составляет около 80 км, хотя вблизи некоторых участков побережья она превышает 500 км. Огромное практическое значение шельфа привело к тому, что в последнее время сформировалось новое научное и быстро развивающееся направление – *океанология прибрежных вод*.

Закон географической зональности может служить теоретической основой физико-географического пространственного районирования океанов, т.е. выделения квазиоднородных районов по какой-либо характеристике или их комплексу. Считается, что внутри выделенных районов варьирование характеристик является несущественным. При физико-географическом районировании Мирового океана

выделенные районы обычно называются **природными** (естественными) **зонами**.

Одно из первых районирований Мирового океана было выполнено Шоттом в 1936 г., который попытался учесть интересы океанографии и метеорологии. В качестве таксономической (классификационной) единицы он использовал понятие «естественный район». При этом за исходные признаки Шотт принял температуру воды, положение течений, направление воздушных потоков и т.п. Естественно, учитывая состояние изученности Мирового океана в те годы, границы между естественными районами носят в значительной степени произвольный характер. Тем не менее, его районирование в историческом плане представляет интерес и в настоящее время.

Шотт выделил две главные океанические фронтальные зоны субтропической и субполярной конвергенции, а также 39 естественных районов, в том числе: в Атлантическом океане – 18 районов, в Индийском океане – 8 районов, в Тихом океане – 13 районов.

На интересы рыбного промысла было направлено районирование Мирового океана, выполненное в 1961 г. Хелом и Левасту. Они тоже рассматривали природные границы течений как границы природных зон. Наконец, Дитрих в 1963 г. разработал достаточно детальную схему физико-географического районирования Мирового океана. В ней за основу приняты системы поверхностных течений, которые сами являются компонентами больших водных масс.

В нашей стране одно из первых районирований было выполнено в 1951 г. А.М. Муромцевым, который в основу своей классификации положил единство климатических и гидрологических процессов и выделил в океанах естественные районы, генетически связанные с географическими зонами.

Интересная классификация природных зон океана была предложена в 1961 г. Д.В. Богдановым. В качестве основных признаков им были приняты характеристики термохалинной структуры и положения основных течений. Богданов выделил одиннадцать природных зон, в том числе шесть в северном полушарии:

1) полярная (арктическая) зона, совпадающая с арктическим бассейном Северного Ледовитого океана и характеризующаяся круглогодичным ледяным покровом;

2) субполярная (субарктическая) зона – районы океанов и морей, находящиеся в пределах сезонных миграций кромки льда и прогревом температуры воды летом до 5 °С;

3) умеренная зона – обширные акватории в зонах преобладающих западных ветров. Летний прогрев поверхностных вод до 15–20 °С, амплитуда годовых колебаний температуры порядка 10–15 °С;

4) субтропическая зона – районы океана, находящиеся в основном под воздействием квазистационарных областей высокого атмосферного давления – азорского и гавайского максимумов; характерным является уплотнение поверхностных вод за счет осолонения (большое испарение и малые осадки) и опускание их вниз;

5) тропическая (пассатная) зона находится в пределах действия пассатных ветров, поэтому преобладает устойчивый поток поверхностных вод на запад, характеризующийся высокими значениями температуры и солености;

6) экваториальная зона – по своему географическому положению несколько сдвинута к северу и является симметричной относительно плоскости термического экватора; характеризуется высокой температурой воды в течение всего года и пониженной соленостью.

В южном полушарии Богданов выделил пять зон, которые по своему характеру идентичны аналогичным зонам северного полушария с той лишь разницей, что проявляются менее отчетливо: тропическая, субтропическая, умеренная, субполярная и полярная.

Каждая природная зона существенно отличается от соседних климатом, свойствами и движением вод, органическим миром и геологическими особенностями. При этом границы зон должны быть постоянными во времени.

Зональность в океане резко нарушается в районах постоянных течений, таких, как Гольфстрим и Куроисио. Причем в области теплых течений границы сдвигаются к полюсам, а в области холодных течений – к экватору. Природные зоны в океане практически полностью соответствуют геоботаническим зонам на суше, например субарктическая зона – тундре, умеренная – зоне лесов, лесостепей, степей, субтропическая зона – средиземноморскому поясу.

Основной недостаток схемы Богданова заключается в произвольном проведении границ между различными зонами, что в ряде случаев искажает физическую картину. Очевидно, естественными границами между природными зонами могут служить главные океанические фронты, а также вторичные фронты (зоны конвергенции и дивергенции) в определенных районах Мирового океана.

Широкую известность получила и климатическая классификация (районирование) земного шара, выполненная Б.П. Алисовым, который использовал для этого преобладание тех или иных зональных

воздушных масс в различные сезоны года, а границами зон послужили наиболее частые положения основных атмосферных фронтов. Важно, что эта классификация одновременно охватывает как Мировой океан, так и континенты. Алисов выделил семь основных климатических широтных поясов: экваториальный, два тропических, два умеренных, арктический и антарктический. Вследствие сезонных перемещений воздушных масс и климатических фронтов он выделил промежуточные климатические природные пояса: два субэкваториальных (с преобладанием экваториального воздуха летом и тропического зимой), два субтропических (с преобладанием тропического воздуха летом и умеренного зимой), субарктический и субантарктический (с преобладанием умеренного воздуха летом и соответственно арктического и антарктического зимой). В каждом поясе различаются океанический и континентальный климаты.

### **1.5. Геологическая характеристика Мирового океана**

Все природные процессы, способствующие формированию и развитию земной коры, в том числе рельефа океанического дна, называются *геологическими факторами*. В результате их воздействия рельеф дна находится в постоянном развитии и непрерывно меняется во времени и пространстве.

Геологические процессы различаются по целому ряду признаков, важное место среди которых занимают интенсивность, постоянство, распространенность и источники энергии. Некоторые геологические процессы развиваются очень быстро, приводят к катастрофическим последствиям, но протекают не везде и, как правило, эпизодически. К ним, например, относятся подводные землетрясения, мощные извержения вулканов, которые проявляются сравнительно редко и охватывают относительно небольшие территории.

Однако большинство геологических процессов протекает медленно, но непрерывно и повсеместно. Эти процессы за десятки и сотни миллионов лет существенно изменили рельеф Земли, ее внутреннее и внешнее строение. Источниками энергии геологических процессов являются солнечная радиация, процессы гравитации, силовое взаимодействие Земли с Луной и Солнцем, вращение Земли вокруг оси, тепло, выделяющееся при распаде радиоактивных веществ и при гравитационной дифференциации вещества Земли и др.

Все геологические процессы постоянно связаны между собой и представляют единый комплекс непрерывного преобразования рельефа Земли.

Однако для удобства изучения их обычно делят на две большие группы в зависимости от источников энергии и зоны проявления. Одна группа включает внешние, или экзогенные, процессы, а другая – внутренние, или эндогенные, процессы.

Прежде чем перейти к их обсуждению, рассмотрим основные характеристики рельефа дна Мирового океана.

### ***1.5.1. Общие сведения о рельефе дна Мирового океана***

**Рельеф** представляет собой совокупность неровностей дна океанов и морей, состоящих из положительных (выпуклых) и отрицательных (вогнутых) форм, имеющих разнообразные очертания, размеры, происхождение и возраст. Рельеф океанического дна создается преимущественно тектоническими движениями земной коры, вулканизмом и землетрясениями. Все сравнительно мелкие его неровности (холмы, террасы, подводные долины и т.п.) в основном имеют реликтовый (остаточный) характер от тех времен, когда данный участок был частью суши. Более сложным оказывается рельеф поверхности материков, в формировании которого помимо указанных выше процессов принимают участие солнечная радиация, ветер, атмосферные осадки, поверхностные и подземные воды.

Важнейшей количественной характеристикой неровностей рельефа служит высота или глубина. Наглядное представление о вертикальном расчленении земной поверхности можно получить из гипсографической кривой, представляющей собой график повторяемости высот и глубин по метрическим ступеням (градациям). Для построения гипсографической кривой (рис. 1.3) используются карты Земли, на которых рельеф суши изображен горизонталями (линиями одинаковой высоты), а глубины моря – изобатами (линиями одинаковой глубины).

Океаническая часть кривой получила название батиграфической кривой. Впервые она была построена в 1897 г. Крюммелем, затем в 1921 г. пересчитана Коссина и с незначительными уточнениями, выполненными Ю.С. Фроловым, О.К. Леонтьевым и др., используется в настоящее время. Как видно из рис.1.3, наибольшая повторяемость континентальных форм рельефа приходится на малые высоты (менее 1000 м) относительно уровня моря, в то время как максимальная повторяемость океанических форм рельефа характеризуется интервалом глубин 4000–5000 м. Следовательно, на Земле можно выделить два основных уровня планетарного рельефа – поверхность материков и ложе Мирового океана. Кроме того, на гипсографической кри-

вой отчетливо выделяются материковый и океанический тип земной коры, границей между которыми можно приблизительно принять изобату 2000 м. Средняя высота суши равна примерно 840 м, в то время как средняя глубина океана составляет около 3700 м.

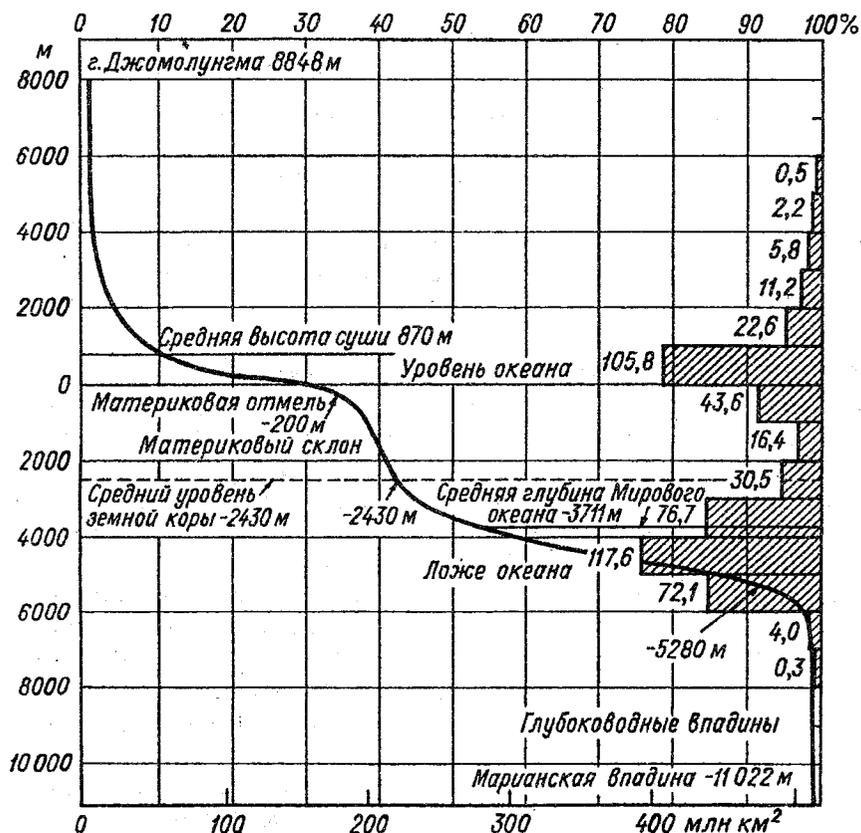


Рис. 1.3. Гипсографическая кривая Земли.

Сравнение батиграфических кривых отдельных океанов и Мирового океана в целом дает основание считать, что в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах общее распределение глубин очень сходно и следует закономерностям, свойственным всему Мировому океану. 72,5–75,1 % площади дна океанов лежит на глубинах 3000–6000 м, 14,6–20,7 % – на глубинах от 200 до 3000 м и только 4,6–8,6 % площади океанов находится на глубине менее 200 м, которая имеет наи-

большее практическое значение для жизнедеятельности человека. Соответствующие цифры для площади дна Мирового океана в целом – 73,8, 17,8 и 7,3 % (табл. 1.12). Хорошее соответствие батиграфических кривых для указанных океанов может косвенно свидетельствовать о сходстве строения их рельефа и, очевидно, происхождения.

Таблица 1.12

**Распределение площади различных форм рельефа дна океанов, млн. км<sup>2</sup> (в скобках – % общей площади)**

Океан	Шельф,	Материковый склон,	Ложе океана,	Глубоко- водные желоба, > 6000 м
	0—200 м			
Тихий	8.16 (4.6)	26.05 (14.6)	141.55 (79.2)	2.92 (1.6)
Атлантиче- ский	7.87 (8.6)	18.92 (20.7)	64.48 (70.3)	0.39 (0.4)
Индийский	4.63 (6.1)	13.03 (17.1)	57.87 (76.0)	0.64 (0.8)
Северный Ледовитый	5.84 (39.6)	6.34 (43.0)	2.57 (17.4)	—
Мировой	26.5 (7.3)	64.34 (17.8)	266.47 (73.8)	3.95 (1.1)

Северный Ледовитый океан резко отличается распределением глубин от всех остальных океанов: площадь дна с глубинами менее 200 м составляет около 40 % от площади всего океана, а с глубиной, наиболее характерной для других океанов (т.е. от 3000 до 6000 м), – всего лишь 17,4 %. Такое распределение глубин в Северном Ледовитом океане приближает его к крупным глубоководным морям типа Средиземного или Карибского. Иногда это обстоятельство используется в качестве доказательства того, что Северный Ледовитый океан должен рассматриваться как одно из средиземных морей системы Атлантического океана.

Если принять батиграфическую кривую за действительный средний профиль поверхности дна океана, то можно выделить четыре наиболее общих формы рельефа (материковая отмель, материковый склон, ложе океана, глубоководные желоба), приближенно соответствующие четырем основным батиметрическим зонам (0–200, 200–3000, 3000–6000, более 6000 м). Площади указанных форм рельефа дна океанов приведены в табл. 1.12.

Отметим, что выделение таких элементов рельефа дна не вызвало особых сомнений почти до середины XX в. Однако открытие глобальной системы срединно-океанических хребтов привело к из-

менению наших представлений о характере центральных областей Мирового океана как о почти ровной котловине. Поэтому приведенная выше классификация рельефа дна представляет главным образом исторический интерес.

При классификации основных форм донного рельефа помимо гипсометрических данных следует учитывать морфологические и генетические особенности строения дна океанов. В этом случае наиболее крупными (первичными) формами рельефа являются: подводная окраина материков, переходная зона, ложе океанов и срединно-океанические хребты. В свою очередь первичные формы рельефа подразделяются на вторичные.

Так, **подводная окраина материков** состоит из материковой отмели, материкового склона и подножия материкового склона.

*Материковая отмель (шельф)* – это продолжение поверхности прилегающей суши, которая представляет собой слабонаклонную, погруженную под поверхность океана прибрежную равнину, генетически составляющую часть материковой платформы и свидетельствующую о ее сравнительно недавнем затоплении. Ширина шельфа изменяется в очень больших пределах и достигает 600–800 км в Северном Ледовитом океане. Наименьшая ширина шельфа в Тихом океане вдоль западных берегов Северной и Южной Америки. Морфологическая граница материковой отмели выражена перегибом поверхности дна. Обычно шельф распространяется до глубин 150–200 м, хотя в отдельных случаях распространяется до глубин 350–400 м. Площадь шельфа составляет около 7,3 % от всей площади дна Мирового океана.

*Материковый склон* представляет собой часть подводной окраины материка между шельфом и материковым подножием. В пределах материкового склона происходит уменьшение толщины гранитного слоя или его полное выклинивание. Материковый склон имеет тектоническое происхождение и образовался в результате поднятия материков и одновременного опускания ложа океана. В среднем угол наклона материкового склона составляет 3–5°, но нередко крутизна склона может увеличиваться до 20–40°. На некоторых участках океана материковый склон прорезан *подводными каньонами* – однообразными формами рельефа с довольно крутыми склонами.

Большинство из них образуется в результате действия мутьевых потоков или представляет собой затопленные долины и русла крупных рек.

*Материковое подножие* занимает промежуточное положение между материковым склоном и ложем океана и представляет слабонаклонную аккумулятивную равнину. Общая площадь материкового подножия –

26 млн. км<sup>2</sup>. Мощность рыхлых осадков, которые выносятся с шельфа и материкового склона может достигать нескольких километров.

**Переходная зона** является областью взаимопроникновения материковых и океанических элементов рельефа и типов земной коры, располагающейся между подводной окраиной материка и ложем океана. Она характеризуется большими контрастами рельефа, высокими скоростями и резкой дифференцированностью вертикальных движений, современным вулканизмом, интенсивной сейсмичностью и развитием процессов горообразования. Площадь переходной зоны занимает всего 30 млн. км<sup>2</sup>.

Основными вторичными элементами рельефа переходной зоны являются котловины окраинных морей, островные дуги и глубоководные желоба.

Иногда дополнительно к ним выделяют внутренние поднятия и продольные депрессии.

*Котловина окраинного моря* примыкает к материковому поднятию. В некоторых случаях она занята плоской и холмистой равниной, в других горными цепями и хребтами. Со стороны океана котловины ограничены крутыми склонами внутренних поднятий в виде горных хребтов и цепочек небольших островов. Внутренние поднятия, выгнутые в сторону океана, получили название *островных дуг*. Многие островные дуги бывают двойными. Например, Курильская дуга состоит из внутренней части – цепи островов и внешней – подводного хребта Витязь. В этом случае между двумя составляющими дуги располагается *продольная депрессия* с глубинами 4000–5000 м.

С внешней стороны островные дуги сопрягаются с *глубоководными желобами*, имеющими глубину более 7000 м и являющимися зонами самых больших глубин Мирового океана. Склоны их обычно очень круты, а дно может быть выровненным либо носить ступенчатый характер. Все наиболее глубокие желоба находятся в Тихом океане, причем восемь из них превышают глубину 9000 м (табл. 1.13). Максимальная глубина наблюдается в Марианской впадине и составляет 11 034 м. Местонахождение некоторых крупных глубоководных желобов указано на рис. 1.4.

**Ложе океана** – наиболее глубокая часть его дна, занимающая более половины (около 53.5 %) площади Мирового океана. Согласно гипсографической кривой, преобладающие глубины ложа океана колеблются от 4000 до 6000 м. В общем случае к положительным элементам рельефа ложа океанов относятся подводные плато, возвышенности и отдельные горы (гайоты), а к отрицательным формам – котловины и ложбины.

Таблица 1.13

**Морфометрические характеристики глубоководных желобов  
с глубиной > 8000 м**

Глубоководный желоб	Протя- женность, км	Средняя ширина, км	Макси- мальная глубина, м	Координаты макси- мальной глубины	
				широта	долгота
Тихий океан					
Марианский	1340	59	11022	11°19'с.	142°07'в.
Тонга	860	78	10882	23°13'с.	174°42'з.
Филиппинский	1330	65	10265	10°24'с.	126°40'в.
Кермадек	1270	88	10047	31°58'ю.	177°26'з.
Идзу-Бонинский	1030	82	9810	29°06'с.	142°54'в.
Курило-Камчатский	2170	59	9717	45°25'с.	152°45'в.
Санта-Крус	292	31	9174	12°28'ю.	165°51'в.
Волкано	820	109	9156	24°17'с.	143°23'в.
Бугенвильский	330	39	9103	6°18'с.	153°43'в.
Яп	460	72	8850	8°25'с.	137°56'в.
Сан-Кристоваль	605	28	8487	11°19'ю.	162°50'в.
Японский	680	59	8412	36°04'с.	142°41'в.
Новобританский	510	25	8320	5°52'ю.	152°22'в.
Палау	350	86	8069	7°47'с.	134°58'в.
Чилийский	2690	64	8069	23°27'ю.	71°22'з.
Атлантический океан					
Пуэрто-Рико	1070	87	8742	19°36'с.	68°20'з.
Южно-Сандвичев	1380	68	8264	55°07'ю.	26°48'з.

*Подводные плато* представляют собой крупные океанические поднятия, не связанные со срединно-океаническими хребтами. Они расположены в пределах океанического типа земной коры и отличаются большими горизонтальными (сотни и тысячи километров) и вертикальными (сотни метров) размерами. *Океанические котловины* – обширные понижения ложа океана, ограниченные хребтами, валами, возвышенностями или отдельными участками материкового склона. Дно котловин, плоское или слегка всхолмленное, обычно называют *абиссальными равнинами*. Выровненная поверхность абиссальных равнин обусловлена обильным накоплением осадочного материала, приносимого в конечном счете с суши. Площадь абиссальных равнин составляет около 15 % площади ложа океана.

**Срединно-океанические хребты** представляют одну из наиболее важных форм рельефа дна океана. Эти хребты образуют еди-

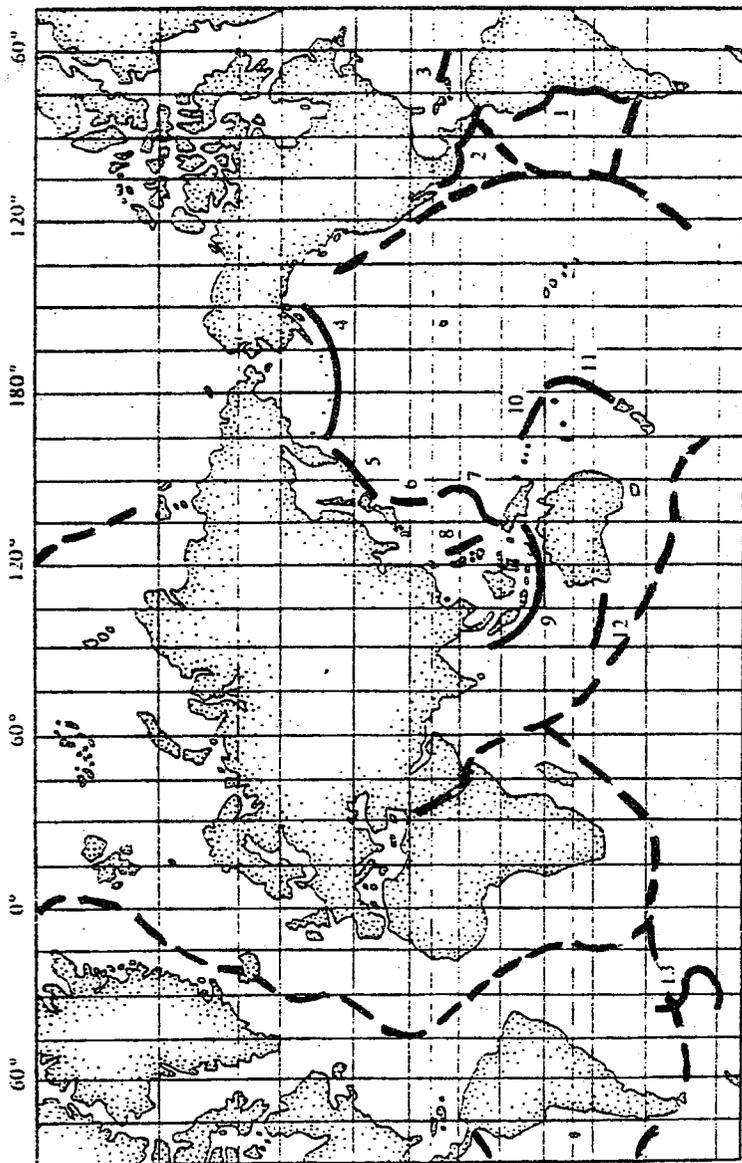


Рис. 1.4. Распределение осей срединно-океанических хребтов (штриховая линия) и глубоководных желобов (сплошная линия).

1) Чилийский; 2) Палау; 3) Пуэрто-Рико; 4) Алеутский; 5) Курило-Камчатский; 6) Идзу-Бонинский; 7) Марианский; 8) Филиппинский; 9) Яванский; 10) «Витязя»; 11) Тонга; 12) «Оби»; 13) Южно-Сандвичев.

ную горную систему во всех четырех океанах, причем в Атлантическом и Индийском они действительно располагаются посередине (см. рис. 1.4). Общая протяженность горной системы более 60 000 км, а с ответвлениями – до 80 000 км. Площадь ее составляет более 50 млн. км<sup>2</sup>, т.е. около 15 % поверхности дна океана. Относительная высота хребтов 1–3 км, а ширина – 200–1600 км. (табл. 1.14). В некоторых областях, в частности около Исландии, подводный хребет фактически выступает над поверхностью воды, образуя группу связанных друг с другом островов.

Таблица 1.14

**Морфометрические характеристики хребтов и поднятий  
в системе срединно-океанических хребтов**

Хребет, поднятие	Наименьшая глубина над гребнем, м	Глубина подошвы, м	Протяженность, тыс. км	Наибольшая ширина, км
Атлантический океан				
Африкано-Антарктический хребет	155	4500	3.0	450
Южно-Атлантический хребет	84	4000	6.5	1600
Северо-Атлантический хребет	128	5000	8.2	1500
Хребет Рейкьянес	310	2000	1.1	300
Индийский океан				
Австрало-Антарктическое поднятие	1145	3500	5.9	800
Центрально-Индийский хребет	1145	4000	2.3	500
Западно-Индийский хребет	251	5000	3.6	700
Аравийско-Индийский хребет	1271	4000	3.7	650
Тихий океан				
Южно-Тихоокеанское поднятие	878	4500	4.1	750
Чилийское поднятие	2266	4000	2.3	500
Восточно-Тихоокеанское поднятие	732	3500	7.6	850
Поднятие Альбатрос	1326	3500	1.7	600

Для системы хребтов характерны трансформные (поперечные) разломы и сдвиги, повышенная тектоническая и вулканическая активность, высокое значение теплового потока, поступающего из недр Земли, а также интенсивные аномалии магнитного поля. По современным представлениям в осевых частях хребтов происходит формирование океанической земной коры за счет подъема в рифтовых зонах (узких долинах, ориентированных вдоль осей хребтов) глубинного вещества мантии Земли.

В табл. 1.14 приводятся названия отдельных хребтов и их морфометрические характеристики.

### **1.5.2. Особенности строения океанической земной коры**

**Земной корой** называют внешнюю твердую оболочку Земли, нижней границей которой считают так называемую *поверхность Мохоровичича*, или Мохо. Она выделяется по резкому возрастанию скоростей продольных сейсмических волн до 8 км/с при их прохождении от поверхности Земли в ее глубины. Ниже поверхности Мохоровичича расположена следующая твердая оболочка – **верхняя мантия**, – которая достаточно тесно связана с земной корой.

Самая верхняя часть мантии вместе с земной корой представляет собой относительно жесткую и хрупкую твердую оболочку Земли – **литосферу**. Ее подстилают более пластичные, отличающиеся пониженной плотностью слои мантии, называемые **астеносферой**. Температура в астеносфере близка к точке плавления вещества мантии, но вследствие большого давления оно не расплавляется, а находится в аморфном состоянии и может течь, оставаясь твердым, подобно леднику в горах. Именно астеносфера является тем пластичным слоем, по которому как бы плавают в соответствии с законом Архимеда отдельные глыбы литосферы. Астеносфера не имеет сплошного распространения, а образует более или менее обширные «очаги» в верхней мантии. При этом особенно важным является то, что астеносфера по большей части отсутствует под ложем океана и материковыми платформами.

Как было установлено в результате сейсмического зондирования, толщина земной коры на материках составляет около 30–40 км, под горными районами она увеличивается до 80 км. Под глубоководной частью океана толщина земной коры уменьшается до 5–15 км. В среднем подошва земной коры (поверхность Мохо) залегает под материками на глубине 33,7 км, а под океанами – на глубине 7 км, т.е. океаническая кора примерно в пять раз тоньше материковой.

Кроме различий в толщине, существуют также заметные различия в строении земной коры материкового и океанического типов. *Материковая земная кора* состоит из трех слоев: верхнего – осадочного, – образованного из продуктов разрушения кристаллических горных пород и распространяющегося в среднем до глубины 1 км; среднего – гранитного, – состоящего из кристаллических и метаморфических пород и имеющего толщину 15–17 км; нижнего – базальтового, – толщиной 17–20 км, сложенного из основных кристаллических пород. *Океаническая земная кора* состоит из двух основных слоев – осадочного и базальтового. Осадочный слой в пределах молодых вулканических горных систем не превышает нескольких метров, а на глубоководных равнинах и у материковых склонов он достигает 0.5–3.0 км. Источниками глубоководных осадков являются материки и подводные вулканические извержения, выбрасывающие в морскую воду пепел и лаву. Толщина базальтового слоя меняется в пределах от 3 до 12 км при средней толщине 5 км. Между этими двумя основными слоями иногда выделяют еще один слой толщиной 1–2 км и состоящий в основном из вулканических туфов и лавы. Таким образом, можно говорить о том, что общая толщина коры составляет около 20 км вблизи материков, под океаническими хребтами и крупными островами, уменьшаясь в центральных районах океана до 5–7 км.

Граница между материковым и океаническим типами земной коры проходит в среднем по изобате 2000 м. Именно на этой глубине происходит выклинивание и исчезновение гранитного слоя. Поэтому для областей океанического дна, находящегося в пределах глубин от уреза воды до 2000 м характерен материковый тип земной коры. Материковая кора слагает шельф, материковый склон и в значительной степени материковое подножие. Общая площадь подводной части материковой коры составляет около 20 % площади дна Мирового океана, т.е. материковая земная кора покрывает 44 % поверхности земного шара, а океаническая – 56 %.

Современные геофизические исследования показали, что океаническая кора весьма неоднородна по своему строению. Это прежде всего касается срединно-океанических хребтов, под которыми залегают породы повышенной плотности, а также переходных зон, которым свойственна высокая динамичность развития земной коры. Тип коры, свойственный срединно-океаническим хребтам, получил название рифтогенального, а переходным зонам – геосинклинального. Таким образом, имеется четыре главных типа земной коры: *материковый, океанический, рифтогенальный и геосинклинальный.*

### 1.5.3. Экзогенные и эндогенные процессы

**Экзогенные процессы** протекают вблизи берегов континентов, островов и в придонном слое океана. Практически они являются результатом взаимодействия литосферы, океана и атмосферы и в основном используют в том или ином виде энергию Солнца. Экзогенные процессы можно разделить на гидрогенные, гравитационные и биогенные.

К *гидрогенным* факторам относятся ветровое волнение, приливо-отливные движения, цунами, внутренние волны, поверхностные и придонные течения, которые приводят к размыву (абразии) побережий, аккумуляции и переносу частиц донного грунта и речных наносов на дальние расстояния.

К *гравитационным* факторам относятся процессы, которые обусловлены действием силы тяжести на дно Мирового океана. Это мутьевые потоки, подводные оползни, а также массовое движение толщи наносов в направлении уклона дна, называемое *крипом*. Совместное действие мутьевых потоков, представляющих гравитационное течение водной суспензии частиц осадочного материала, и подводных оползней приводит к образованию крупных форм подводного рельефа типа огромных конусов выноса и обширных аккумулятивных наклонных равнин материкового подножия.

*Биогенные* факторы связаны с жизнедеятельностью и отмиранием (деструкцией) морских организмов. Это происходит в результате действия следующих процессов: накопления рыхлого осадочного материала – скелетов и покровных частей различных организмов, обычно кремнистого или известкового состава; формирования массивных пород типа рифовых известняков и образуемых ими форм рельефа – коралловых рифов; разрушения и разрыхления горных пород под воздействием некоторых двустворчатых моллюсков – «камнеточцев»; переработка донных грунтов путем пропускания их через пищеварительный тракт илоедов, вследствие чего донные отложения утрачивают слоистость и приобретают мелкокомковатую (копролитовую) структуру.

Одной из наиболее интересных проблем, связанных с изучением роли биогенных факторов в формировании рельефа дна Мирового океана является образование коралловых рифов. Коралловые рифы представляют собой продукт жизнедеятельности в основном мадрепоровых шестилучевых колониальных кораллов при участии известковых водорослей и некоторых других организмов. Колонии живых

кораллов образуют обычно ветвящиеся известковые постройки, состоящие главным образом из кальцита и арагонита. В результате их разрушения под воздействием течений, волн и некоторых морских организмов, которые питаются кораллами, создается обломочный материал. Этот материал цементируется в основном благодаря известковым водорослям, а также вследствие выпадения извести из взвеси и из растворов, циркулирующих в порах, трещинах и промежутках между обломками.

В конечном счете образуется рифрок, или коралловый известняк, очень прочная горная порода, которая и слагает коралловый риф.

**Эндогенные процессы** протекают в глубоких слоях земной коры и в верхней мантии под влиянием внутренней энергии Земли. К ним относятся интрузивный и эффузивный магматизм, тектонические движения земной коры, землетрясения и метаморфизм. Эти процессы происходят в условиях высоких температур и давлений и в конечном счете создают земную кору, неровности рельефа в виде гор, котловин и океанических впадин, вулканических конусов, подводных горных хребтов и т.д. Ведущая роль в эндогенных процессах принадлежит тектоническим движениям, которые формируют крупные неровности рельефа земной коры, образуют глубокие разломы, прогибы и поднятия, вследствие чего участки суши могут стать дном моря, и наоборот.

**Магматизм** представляет собой комплекс процессов, связанных с образованием магмы и ее движением к поверхности Земли. В зависимости от характера движения магмы магматизм подразделяют на *поверхностный* (эффузивный) и *глубинный* (интрузивный). Первый называется **вулканизмом** и заключается в выходе магматической массы на поверхность суши и океанического дна в виде лавы и туфов, а второй состоит в заполнении магматическим расплавленным веществом ослабленных зон земной коры, кристаллизации и образовании глубинных горных пород.

Вулканизм сыграл значительную роль в формировании земной коры, гидросферы и атмосферы, а также в возникновении жизни на Земле. В частности, он имеет огромное значение для формирования рельефа дна Мирового океана. Островные дуги, гигантские океанические вулканические цепи, многие хребты и вершины срединно-океанических хребтов, одиночные подводные горы, ложе океанов — все это формы, обязанные своим происхождением вулканизму.

Вулканы различаются по целому ряду признаков. По морфологическим признакам выделяют *вулканы центрального типа* и *тре-*

*щинные*. Первые встречаются наиболее часто и представляют собой конусообразные (куполообразные) горы, причем внутри конусов располагаются огромные углубления – *кратеры*. По размещению на поверхности Земли вулканы делят на *наземные* и *подводные*. Первые из них обычно находятся вдоль глубинных разломов по океаническому побережью материков, на островных дугах и океанических островах. Подводные вулканы находятся на океаническом дне и срединно-океанических хребтах. Для этих вулканов всегда характерно образование огромных волн, расходящихся по водной поверхности от центра извержения. Нередки случаи такого нарастания конусов подводных вулканов, что со временем они становятся наземными вулканами или образуют вулканические острова (Азорские, Гавайские, Курильские и др.).

В зависимости от активности все вулканы делятся на *действующие*, *уснувшие* и *потухшие*. К действующим относят вулканы, извержения которых происходили на глазах человека ранее, периодически наблюдаются в настоящее время и возможны в будущем. Уснувшие вулканы – это те, деятельность которых происходила в очень давние исторические времена, но которые могут возобновить извержение. Деятельность потухших вулканов относится к доисторическому периоду и возможность ее возобновления исключена.

Вулканы на территории Земли распространены очень неравномерно. Большинство из них сосредоточено вблизи берегов морей и океанов или вдоль островных дуг. Можно выделить три вулканических пояса, в которых сосредоточена их основная часть: Тихоокеанский, Атлантический, Средиземноморско-Индонезийский, причем три четверти всех самых активных вулканов располагаются в зоне перехода от континентов к океанам. Тихоокеанский пояс объединяет более половины всех действующих вулканов, т.е. около 370. В основном они сосредоточены на Аляске и Алеутских островах (38), в Японии (38), на Курильских островах (32) и Камчатке (28). Средиземноморско-Индонезийский тип простирается в субширотном направлении от Австралии до Средиземного моря. 104 из 129 вулканов расположены в юго-восточной зоне пояса на островах Ява (23), Малых Зондских (20), Суматре (12) и др. Атлантический пояс приурочен к островам центральной части Атлантического океана. Здесь насчитываются более 75 действующих вулканов, из которых 40 % – подводные.

**Тектонические** движения – это природные (естественные) движения земной коры. Те области, в которых они имеют сравнительно большие скорости и амплитуды, называются *подвижными*,

или *геосинклиналями*. Напротив, области, в которых амплитуда и скорость тектонических движений малы, получили название *стабильных*, или *платформ*.

По времени проявления различают современные, новейшие и древние тектонические движения. Современные движения охватывают исторический период времени (около 6 тыс. лет), новейшие – это движения четвертичного периода и плиоцена. Древние движения имели место в более ранние геологические эпохи.

По характеру (направленности) движения вещества земной коры тектонические движения обычно делят на *радиальные* и *тангенциальные*. В радиальных преобладают вертикальные движения, направленные вдоль радиусов Земли, т.е. имеющие восходящий и нисходящий характер. Вследствие большого разнообразия радиальных движений их подразделяют на колебательные (эпейрогенические), волновые и глыбовые (разрывные).

*Колебательные движения* являются первичными по отношению ко всем другим видам тектонических движений. Они заключаются в медленных, плавных постоянных поднятиях или опусканиях отдельных участков земной коры на значительной площади (рис. 1.5). *Волновые движения* также происходят медленно и плавно, но вызывают в одних местах поднятие, а в других – погружение земной коры. *Глыбовые движения* носят непостоянный характер, они сравнительно быстрые, резкие.

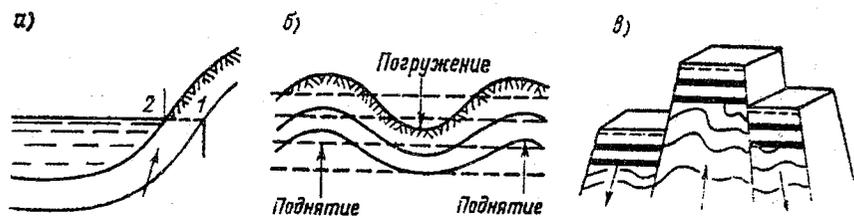


Рис. 1.5. Схема радиальных движений земной коры.

а – колебательные, б – волновые, в – глыбовые.

*Тангенциальные движения* характеризуются преобладанием горизонтальной направленности, т.е. движение вещества осуществляется по касательной к оболочкам земной коры. Их обычно подразделяют на вращательные, складчатые и сдвиговые. Вращательные в основном связаны с силами осевого вращения Земли и проявляются на границах внутренних геосфер: ядра, мантии и земной коры. Складчатые движения характерны главным образом для земной коры

и ведут к смятию горных пород, их изгибу, к возникновению складок и тектонических горных систем. Сдвиговые движения имеют как радиальные, так и тангенциальные направления.

Наиболее распространенными являются колебательные движения земной коры, различающиеся как скоростью, так и направлением изгиба. В геосинклинальных областях скорость их движения составляет от долей сантиметра до нескольких сантиметров в год, в то время как в платформенных областях она не превышает обычно нескольких миллиметров в год. В ходе колебательных движений происходят неравномерные вертикальные поднятия одних участков земной коры и опускание других, рядом с ними расположенных. Впрочем однонаправленные движения земной коры могут охватывать площади в сотни и тысячи квадратных километров.

В настоящее время испытывают поднятия Гренландия, Исландия, Скандинавия и многие другие районы. Процесс, при котором происходит поднятие земной коры в прибрежных районах и соответственно отступление моря, получил название *регрессии*. Противоположный процесс, когда море наступает на сушу, называется *трансгрессией*. На протяжении геологической истории Земли неоднократно наблюдались как регрессии, так и трансгрессии моря. За последние 18–7 тыс. лет, соответствующих эпохе голоцена, наблюдалась сильная трансгрессия, в течение которой уровень поднялся более чем на 100 см. Перед этим во время поздневисконсинской регрессии (30–18 тыс. лет назад) уровень океана понизился примерно на 100 м. При изучении сезонных и особенно межгодовых колебаний уровня моря необходимо исключать вертикальные тектонические движения из отсчетов уровня, что обычно осуществляется на основе проведения водных нивелировок.

К числу основных геологических факторов, влияющих на рельеф дна океана, относится также **землетрясение**, под которым понимается быстрое и внезапное сотрясение земной коры, вызванное возникающими в ней огромными напряжениями, вследствие чего происходит мгновенное выделение механической энергии. При взрывоподобной разрядке этих напряжений из центра возникновения землетрясения, называемого *эпицентром*, или *фокусом*, распространяются упругие (сейсмические) колебания.

По причинам образования землетрясения разделяются на денудационные (обвальные), вулканические и тектонические. Самые разрушительные и наиболее часто происходящие (95 %) – тектониче-

ские землетрясения, являющиеся результатом блоковых и глыбовых движений в земной коре и верхней мантии.

По глубине расположения очага землетрясения делят на поверхностные (глубина очага до 10 км), нормальные (10–75 км), промежуточные (75–300 км) и глубокофокусные (300–700 км). Большая часть очагов землетрясений залегает в земной коре на глубине 20–30 км. Подводные землетрясения иногда называют моретрясениями. Наиболее мощные из них вызывают формирование на поверхности океана длинных волн – цунами.

Землетрясения распространены неравномерно, но большинство из них приурочено к сейсмическим поясам, опоясывающим земной шар. Наиболее крупным является Тихоокеанский пояс, в котором наблюдается до 80 % всех землетрясений. Он огромным кольцом охватывает всю акваторию и состоит из ряда сейсмически активных областей (Аляска, Камчатка, Курильские острова, Япония, Филиппины и др.). Средиземноморско-Трансазиатский пояс простирается от Гибралтара до Малайского архипелага. В нем наблюдается около 15 % всех землетрясений. Наиболее сейсмически активными являются о-ва Зеленого Мыса, бассейны Средиземного и Черного морей, Индонезия, и другие районы. За пределами этих поясов землетрясения происходят редко и концентрируются в основном вдоль Срединно-Атлантического хребта, на побережьях Аравийского, Красного и некоторых других морей.

#### **1.5.4. Донные отложения**

Поверхностный слой литосферы под океаном образует грунт, который может быть представлен как коренными породами, так и скоплениями рыхлого материала, состоящего из твердых частиц различного происхождения и состава. Такой тип морского грунта называется **донными отложениями**, или *донными осадками*. Формирование донных отложений определяется многообразием взаимодействия геологических, геоморфологических, океанологических и биологических факторов.

Донные отложения в океане распространены почти повсеместно, исключение составляют участки крутых склонов, гребни некоторых хребтов, вершины подводных гор, а также районы (в основном, на шельфе) с интенсивной циркуляцией придонных вод. Процесс формирования отложений называется *осадкообразованием*, или *седиментогенезом*, и имеет следующие стадии: поступление осадочного материала, разнос по площади океана, дифференциация (сортировка)

и собственно седиментогенез, т.е. формирование устойчивых образований осадочных частиц в виде различных типов морских отложений.

В настоящее время в Мировом океане ежегодно образуется около  $27 \cdot 10^9$  млрд.т осадков. Это количество, отнесенное к площади океана, дает примерно  $75 \text{ т/км}^2$ , или  $0.0075 \text{ г/см}^2$ . Есть основания полагать, что такой режим осадкообразования характерен по крайней мере для последних 17 тыс. лет, т.е. для периода голоцена.

По генезису (происхождению) и вещественному составу донные отложения можно разделить на следующие группы: терригенные, пирокластические (вулканогенные), биогенные (органогенные), хемогенные и полигенные.

Терригенные осадки составляют более 2/3 от общего количества донных отложений (табл. 1.15). Они характерны для континентальных подводных окраин и состоят из частиц, выносимых в океан речным стоком, твердым стоком с ледников, атмосферной циркуляцией

Таблица 1.15

**Поступление осадочного материала в Мировой океан,  
млрд.т/год. По А.П. Лисицыну и др.**

Группа осадков	Количество осадков	
	млрд. т/год	% от общей суммы осадков
Терригенные:		
твердый сток рек	18.3	67.5
растворенный сток	1.2	4.4
ледниковый сток	1.2	4.4
золотый (ветровой) вынос	2.0	7.4
абразия берегов и дна	0.9	3.3
Вулканогенные	1.7	6.3
Биогенные:		
Карбонатные	1.4	5.2
Кремнистые	0.4	1.5
Всего	27.1	100.0

(золотый вынос), а также поступающих в результате абразии (разрушения) берегов и дна. Основные области накопления терригенных отложений находятся в полярных и умеренных широтах и вблизи гумидных районов тропической и экваториальной зон. Особенно интенсивно выносятся терригенные осадки стоком таких крупных рек, как Брахмапутра, Хуанхэ, Янцзы, Амазонка. Особая разновидность

терригенных осадков – это айсберговые отложения, состоящие из моренного материала и отличающиеся плохой сортировкой и разнообразием гранулометрического состава.

*Пирокластические отложения* имеют локальное распространение. Они состоят из продуктов современного или древнего вулканизма, попавших на дно во время надводных или подводных извержений или при размыве вулканических образований. В глубоководных областях встречаются различные пепловые донные отложения, иногда занимающие не такие уж малые площади (залив Аляска, моря вокруг Индонезии, Норвежское море и др.). В районах активного вулканизма (например, в пределах островных дуг) известны выделения растворенных и газообразных продуктов вулканизма.

*Биогенные отложения* состоят из скелетных остатков планктонных и бентосных организмов. В зависимости от вещественного состава они подразделяются на кремнистые и карбонатные (известковые). Наиболее распространены карбонатные отложения, которые к тому же чрезвычайно разнообразны по гранулометрическому составу: самые крупные состоят из рифовых образований и ракушечников, а самые мелкие представляют тонкодисперсный карбонатный ил. Особое значение среди карбонатных отложений занимают отложения в районах обитания кораллов, которые состоят из обломков коралловых построек, известковых водорослей и некоторых бентосных организмов. Другой тип карбонатных отложений, получивший наиболее заметное распространение в Мировом океане, – это фораминифорококколитовые и фораминифоровые илы, которые содержат до 99 % извести. Важной особенностью карбонатных отложений является то обстоятельство, что на больших глубинах существует так называемый уровень критической глубины карбонатакопления, ниже которого карбонатные частицы растворяются. Этот уровень составляет 4100–5500 м, снижаясь от полярных широт к экваториальным.

Кремнистые отложения состоят из остатков диатомовых водорослей, кремнежгутиковых, радиолярий и кремневых губок. Наиболее распространенными и самыми богатыми по содержанию кремнезема являются диатомовые отложения, развитие которых приурочено в основном к приантарктическим водам Мирового океана. Другой пояс диатомовых илов отмечается в северной части Тихого океана, в Беринговом и Охотском морях, однако здесь велика (до 60–65 %) доля терригенного материала. В тропических районах Индийского и Тихого океанов широко распространены диатомово-радиоляриевые отложения, состоящие из мелкодисперсных илов с примесью терри-

генного глинистого материала. Кремнегубковые отложения наиболее распространены на шельфе Антарктики, а также встречаются в Охотском море.

*Хемогенные отложения*, имеющие химическое происхождение, распространены значительно меньше. К ним относятся железомарганцевые конкреции, оолиты, глаукониты и фосфориты. Железомарганцевые конкреции встречаются в некоторых глубоководных районах океана, где они образуются в результате длительного и сложного процесса пресобразования железа, марганца и других элементов. Оолиты представляют собой мельчайшие шарики извести, образующиеся при ее химическом выделении из раствора.

Необходимым условием их формирования является перенасыщение поверхностного слоя воды  $\text{CaCO}_3$ , что возможно в исключительно теплых морях. Глауконитовые отложения возникают в результате специфического материала – глауконита, образующегося только в морской воде. В Тихом океане наиболее часто они встречаются на материковом склоне Южной Америки. Фосфориты обычно наблюдаются в виде конкреций, образующих включения в различных типах осадков. Исключение представляют ограниченные по площади, но богатые по запасам месторождения фосфоритов на некоторых островах Тихого океана.

*Полигенные отложения* – весьма специфический тип донных осадков, состоящий в основном из глубоководной красной глины, которая образуется в результате длительного преобразования биогенных (карбонатных) остатков, эоловой пыли, пирокластических частиц и частиц космического происхождения. Красная глина встречается лишь в тех районах Тихого, Индийского и Атлантического океанов, где глубина превышает критический уровень карбонатонакопления. Вне зон карбонатонакопления глубоководная красная глина практически отсутствует.

Скорость осадконакопления обычно определяется толщиной слоя в миллиметрах за 1000 лет, которая называется единицей Бубнова ( $B$ ). На большей части Мирового океана она не превышает нескольких миллиметров за 1000 лет. В Тихом и Индийском океанах встречаются обширные районы, где  $B$  даже меньше 1 мм. Это связано с тем, что на поверхность дна, особенно в горных хребтах, выходят обнаженные коренные породы. Наиболее медленно идет накопление красной глины (максимальная скорость – до 10 мм/1000 лет). Максимальное накопление осадков со скоростью от сотен миллиметров до сотен сантиметров за 1000 лет происходит на приустьевых

участках наиболее крупных рек, причем в тропических дельтах оно может достигать даже нескольких метров. Вследствие большой подвижности шельфовых вод огромные массы терригенных частиц выносятся за пределы шельфа и оседают в основном на материковом склоне. Если условно принять среднюю скорость осадконакопления на шельфе за 70 мм/1000 лет, на склоне 150 мм/1000 лет, на ложе океана 25 мм/1000 лет, то с учетом площадей получим, что на шельф приходится 17.7 % общей массы осадочного материала, на материковый склон 76.5 % и на ложе океана лишь 6.3 %.

### ***1.5.5. Происхождение и геологическая история Мирового океана***

Проблема происхождения и истории развития океана носит глобальный характер, является чрезвычайно сложной и во многом противоречивой, поскольку некоторые известные геологические факты могут быть интерпретированы с противоположных позиций. Множество существующих гипотез о происхождении и эволюции земной коры можно объединить в три основные группы: 1) дно океанов первично и сформировалось в начальный этап образования земной коры; 2) дно океанов вторично и образовалось в результате обрушения и переработки участков материковой коры; 3) дно океанов формируется в результате раздвижения литосферных плит и находится в непрерывном обновлении.

Впервые гипотеза о первичности океанов была высказана американским геологом Дж. Дэна в 1879 г. В наиболее четкой форме она была изложена в 50-х годах XX в. П.Н. Кропоткиным, Вильсоном и др. В соответствии с данной гипотезой океаническая земная кора рассматривается как реликт первичной базальтовой коры Земли, образовавшейся на раннем этапе развития планеты и покрывавшей ее целиком. Материков и океанов в современном понимании тогда не было, а базальтовая кора, возникшая за счет повсеместного вулканизма и лавовых излияний из недр молодой планеты, представляла, очевидно, тонкий слой вулканического вещества с пузырьчатой текстурой вследствие высокой насыщенности газом. Затем в первичных понижениях планеты начали накапливаться толщи лав и туфов и другие осадки, формирующиеся в результате выветривания первичных пород. Под действием давления и высокой температуры эти толщи в архее постепенно образовали ядра будущих материков.

После этого преобразование земной коры шло через развитие геосинклинального процесса. В геосинклинальных прогибах накопи-

вались мощные толщи вулканогенно-осадочных пород, которые в результате последующего сжатия подвергались складкообразованию, сопровождающемуся вулканизмом и внедрением по разломам интрузивных тел. В дальнейшем развивались процессы перекристаллизации, уплотнения пород и гравитации.

К началу палеозоя уже образовался монолитный остов древних платформ, составлявших основу материков. Океаническая кора в то время занимала около 85 % земной поверхности, однако океаны были заметно мелководнее из-за небольшого контраста рельефа между ними и материками.

В течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя происходило наращивание материковых платформ путем вовлечения в геосинклинальный процесс окраинных частей океанов. Постепенно эти области из переходных зон превращались в материковые, а площадь океанов постоянно сокращалась. В настоящее время переходные зоны, включающие окраинные моря и островные дуги, рассматриваются как районы, где происходит современная переработка океанической коры в материковую.

Таким образом, согласно данной гипотезе, развитие земной коры идет от простой океанической к более сложной материковой через геосинклинальный процесс и этапы складчатости. Материки постепенно увеличиваются в размерах, а океаны сокращаются. Контрасты рельефа между высотами материков и глубинами океанов имеют тенденцию к увеличению. Отсюда следует, что дно океанов в целом должно иметь более древний возраст. Однако целый ряд фундаментальных геологических факторов не согласуется с этими представлениями. Так, на дне океанов нигде не обнаружено отложение пород древнее юрского периода, т.е. 150 млн. лет назад.

Современное дно океана намного моложе материков, где обнаружены породы с возрастом в миллиарды лет. Противоречит этой точке зрения также наличие на дне океанов микроконтинентов, а также существование в геологическом прошлом крупных материковых массивов, впоследствии распавшихся на отдельные части, разделенные океанами.

Согласно другой точке зрения, наиболее последовательно отстаиваемой В.В. Белоусовым, океанические впадины являются наложенными структурами и образовались за счет обрушения участков материковой коры и переработки ее в океаническую. Предполагается, что в ранний этап развития Земли ее поверхность была покрыта материковой корой, сформировавшейся еще в архее. В конце палео-

зоя под воздействием поднимающегося из глубин планеты расплавленного вещества мантии отдельные участки этой коры в результате ее проплавления и излияний магмы преобразовались, превращаясь в океанические впадины. Окончательное их формирование произошло в конце мезозоя, чем и объясняется относительно молодой возраст пород, слагающих дно океанов. Срединно-океанические хребты рассматриваются как остаточные формы рельефа, не успевшие погрузиться до уровня дна котловины. Еще более четко выраженными остаточными материковыми структурами на дне океанов являются микроконтиненты.

Однако, как указывают противники этой гипотезы, более легкая материковая кора не может погружаться в плотное вещество верхней мантии.

Кроме того, при океанизации переработке должен подвергнуться сначала нижний (базальтовый) слой материковой коры, а не верхний (гранитовый), который в океане отсутствует. Наконец, если бы процесс океанизации имел широкое распространение, то в пределах океанического ложа должны были существовать реликты материковой или субматериковой коры. В действительности таких реликтов на дне океанов, если не считать микроконтиненты и материковые окраины, не обнаружено. Практически все океанические поднятия, включая срединно-океанические хребты, характеризуются океаническим или близким к океаническому типом строения коры, резко отличающимся от материкового.

В последние годы общепризнанной стала гипотеза формирования океанического дна в процессе дрейфа литосферных плит, которая была предложена А. Вегенером в 1925 г. По его мнению, все современные материки когда-то составляли единый суперконтинент, названный им Пангеей. Расползание литосферных плит, образующих Пангею, началось около 200 млн. лет назад. В результате этого процесса стали формироваться известные нам теперь континенты и возник Атлантический океан. Толчком к созданию данной гипотезы послужил факт совпадения очертаний западного и восточного побережий Атлантического океана, сходства их геологического строения и общности в развитии домезозойской фауны и флоры Америки и Старого Света.

Гипотеза Вегенера, воспринятая сначала многими исследователями с энтузиазмом, затем растеряла своих сторонников, поскольку было установлено, что силы вращения Земли и приливные силы, которые рассматриваются Вегенером как двигательные силы литосферных плит, слишком малы для подобного рода движений. И толь-

ко спустя 40 лет гипотеза дрейфа континентов получила окончательное признание, так как к этому времени был обнаружен источник энергии внутри Земли, обусловленный радиоактивным распадом химических элементов. Тепло, высвобождающееся в мантии Земли, может вызвать образование магматических струй (плюмов), из которых и формируется новая кора в зонах срединно-океанических рифтов.

В результате подлинного научного бума, охватившего исследователей многих стран мира, буквально за два десятилетия сложилась концепция, объясняющая с единых научных позиций основные закономерности развития Земли в целом и получившая название «*новая глобальная тектоника*», или «*тектоника литосферных плит*».

Согласно этой концепции, литосфера, включающая земную кору и верхнюю часть мантии, разделена на ряд относительно жестких плит размером от нескольких сот до нескольких тысяч километров. Основы плит составляют материки или части материков, к которым как бы припаяны прилегающие области океанического дна. Границами плит служат рифты срединно-океанических хребтов, зоны субдукции и глубоководные желоба. К границам плит приурочены также подвижные тектонические зоны, фиксируемые поясами эпицентров землетрясений.

Границы плит делятся на три типа: дивергентные, конвергентные и нейтральные (границы скольжения). Примером *дивергентных границ* являются срединно-океанические хребты: новообразованный материал океанической коры расходится от осевой зоны хребта в противоположных направлениях. Границы называют *конвергентными*, если происходит *субдукция* (столкновение) двух плит. При этом возможны два варианта: океаническая кора поддвигается под континентальную и, наоборот, континентальная кора надвигается на океаническую. Если две плиты двигаются вдоль общей границы, не сходясь и не расходясь, то такая граница является *нейтральной*.

Достигая подошвы литосферы, вертикальные потоки расходятся и затем опускаются вниз, образуя конвективные ячейки размером в несколько тысяч километров. Эти течения увлекают за собой литосферные плиты, которые перемещаются со скоростью нескольких см/год, а в некоторых случаях даже более 10 см/год. В результате этих процессов и происходит дрейф материков.

В местах расхождения литосферных плит возникают рифтовые зоны: материковые или океанические. Под ними в мантии наблюдаются восходящие потоки глубинного вещества, его дифференциация, охлаждение и кристаллизация. Вследствие этого формируется новая океаническая кора, которая постепенно наращивает раздвигающиеся

плиты. По мере удаления от рифтовой зоны плиты еще более охлаждаются, уплотняются и изостатически погружаются, покрываясь сверху осадочным чехлом. Это приводит к образованию срединно-океанических хребтов с осевыми рифтовыми зонами и океанических котловин по обеим сторонам от них. Весь этот процесс ведет к разрастанию (расширению) океанического дна и называется *спредингом*.

В местах схождения литосферных плит возникают глубоководные желоба, островные дуги и складчатые пояса. Мантийные потоки здесь направлены вниз. При столкновении океанической и континентальной плит первая, как более плотная, поддвигается под вторую и поглощается, подвергаясь переработке различными физико-химическими процессами. В результате формируется новая континентальная кора, которая наращивает края континентальных плит, а в зонах субдукции образуются глубоководные желоба как структурные швы.

Если океаническая кора сталкивается непосредственно с континентальной, то глубоководный желоб располагается вдоль материкового склона. Если же субдукция происходит на удалении от материковой окраины, то вдоль глубоководного желоба образуется островная дуга, за которой формируется котловина окраинного моря. При столкновении двух материковых плит их края испытывают сжатие, часть коры при этом выдавливается вверх и формируются складчато-надвиговые горные системы типа Гималаев или Альп.

Хотя данная концепция объясняет многие известные факты о строении дна океанов, тем не менее ряд положений ее подвергается серьезной критике. Прежде всего обращается внимание на то, что, согласно теории, линейная полосчатость магнитных аномалий по обе стороны от срединно-океанических хребтов и закономерное увеличение возраста пород дна океана от их оси к периферии априори истолковываются как явления, присущие фундаменту ложа океана.

Однако при глубоководном бурении дна океана скважины далеко не всегда достигают базальтового слоя. Отмечается также и гипотетичность существования конвективных потоков в мантии, являющихся движущей силой всех процессов, а также ряд других возражений. Несмотря на это, концепция тектоники литосферных плит является наиболее универсальной и обоснованной по сравнению с другими гипотезами. Трудности и нерешенные вопросы свидетельствуют прежде всего о сложности проблемы происхождения и развития дна океанов. Не исключено, что в будущем будут предложены новые теории, синтезирующие наиболее рациональные моменты предыдущих гипотез.

## ГЛАВА 2. СОСТАВ МОРСКОЙ ВОДЫ, ЕЕ ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

В 1780 г. Кавендиш и Лавуазье установили, что называемое водой вещество есть простейшее и устойчивое в обычных условиях химическое соединение водорода Н с кислородом О, состоящее из двух атомов Н и одного О, или в весовом отношении – из 11.19 % водорода и 88.81 % кислорода. В чистом виде вода – бесцветная жидкость, не имеющая ни вкуса, ни запаха. В природе «чистая» вода практически не встречается, ибо благодаря особенностям своего молекулярного строения она обладает свойством хорошо растворять различные химические соединения и газы. Поэтому природная вода всегда представляет собой слабый раствор.

Содержание растворенных в воде веществ называется **соленостью** воды и выражается в г/кг или в промилле ( $^{\circ}/_{00}$ ). По содержанию солей природные воды подразделяют на четыре группы: пресные (менее  $1^{\circ}/_{00}$ ), солоноватые ( $1-25^{\circ}/_{00}$ ), соленые ( $25-50^{\circ}/_{00}$ ) и высокосолёные (рассолы) (свыше  $50^{\circ}/_{00}$ ). По данной классификации морская вода относится к соленой и только прибрежные воды вблизи устьев крупных рек являются солоноватыми.

Наличие солей в морской воде обуславливает тесную взаимосвязь ее физических и химических свойств. Если физические свойства дистиллированной (чистой) воды зависят только от температуры и давления, то на физические свойства морской воды в значительной степени влияет уже и солёность. Так, с увеличением солёности возрастают плотность, молекулярная вязкость, коэффициент теплового расширения, скорость звука, осмотическое давление, показатель преломления и, наоборот, уменьшаются удельная теплоемкость, температуры замерзания и максимальной плотности, давление водяного пара над морской поверхностью. С солёностью связано наличие таких свойств морской воды, которых нет у дистиллированной, например электропроводность, осмотическое давление. Поэтому солёность может рассматриваться одновременно как химический и физический параметр.

В данной главе рассматриваются лишь основные физические свойства морской воды. Некоторым из них, а именно акустическим и оптическим свойствам, имеющим весьма важное научное и практическое значение, посвящена отдельная глава.

## 2.1. Молекулярное строение воды

Как уже отмечалось, многие физические и химические свойства природных вод «обязаны» молекулярной структуре воды. Известно, что молекула воды несимметрична: три ядра образуют равнобедренный треугольник с двумя ядрами водорода в основании и ядром кислорода в вершине. Угол при вершине составляет  $104^{\circ} 27'$ , а длина стороны, равная  $0.96 \cdot 10^{-8}$  см, может быть принята за радиус молекулы. При этом масса 1 грамм-молекулы воды равна 18.02 г и в ней содержится  $6.025 \cdot 10^{23}$  молекул. Следовательно, средняя масса одной молекулы воды составляет примерно  $3 \cdot 10^{-23}$  г. Поскольку плотность чистой воды равна  $1 \text{ г/см}^3$ , объем одной молекулы будет соответствовать  $3 \cdot 10^{-23} \text{ см}^3$ . Если представить молекулы воды в виде шариков, то их радиус при указанном объеме окажется равным  $1.93 \cdot 10^{-8}$  см, т.е. значительно меньше внутримолекулярного расстояния. Это означает, что молекулы  $\text{H}_2\text{O}$  в воде «упакованы» не очень плотно.

В зависимости от фазового состояния воды молекулярная структура  $\text{H}_2\text{O}$  оказывается различной. Так, водяной пар состоит преимущественно из мономерных (одиночных) молекул. В твердом состоянии (лед) строение воды уже оказывается упорядоченным. В кристаллах льда молекулы воды составляют гексагональную систему с прочными водородными связями. Такая структура является весьма рыхлой. Вода в жидком состоянии занимает промежуточное положение между паром и льдом, причем сохраняются элементы «льдоподобного» молекулярного каркаса, а его пустоты частично заполняются одиночными молекулами. Поэтому «упаковка» молекул в жидкой воде более плотная, чем у льда, и плавление льда приводит не к уменьшению, а к «аномальному» увеличению плотности.

Полярное строение воды и возникающее в воде электрическое поле обуславливают высокую *диэлектрическую проницаемость* воды – величину, показывающую, во сколько раз силы взаимодействия электрических зарядов в воде уменьшаются по сравнению с силами их взаимодействия в вакууме. Высокая диэлектрическая проницаемость воды предопределяет большую ее ионизирующую способность, т.е. способность расщеплять молекулы других веществ. Это означает, что вода – сильный растворитель. Каждая молекула воды, обладающая положительным и двумя отрицательными зарядами, способна образовать четыре так называемые водородные связи, т.е. соединения положительно заряженного ядра водорода (протона), химиче-

ски связанного в одной молекуле, с отрицательно заряженным атомом кислорода, принадлежащим другой молекуле.

В 1929 г. Джек и Джонстон обнаружили, что кроме атомов кислорода с атомной массой 16 имеются атомы с массой 17 и 18 ( $^{17}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$ ) – изотопы кислорода. Таким образом, в природе кислород представляет смесь различных атомов в соотношении:  $^{16}\text{O}:^{18}\text{O}:^{17}\text{O}=3150:5:1$ .

В 1931 г. Бердж и Бликви обнаружили изотопы водорода:  $^2\text{H}$  – дейтерий и  $^3\text{H}$  – тритий. В настоящее время известно пять изотопов водорода. Наличие изотопов кислорода и водорода приводит к тому, что вода представляет собой смесь всех изотопных соединений кислорода и водорода. Основную массу воды составляют молекулы чистой воды  $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ ; на их долю приходится 99.73 % всего объема воды. Остальной объем воды занимают молекулярные соединения изотопов водорода и кислорода в различных комбинациях (табл. 2.1.), получившие название «тяжелой воды».

Таблица 2.1

**Компоненты воды. По Дитриху**

Молекулы воды	Объем	
	% от общего объема воды	% от объема тяжелой воды
$^1\text{H}_2^{16}\text{O}$	99.73	—
$^1\text{H}_2^{18}\text{O}$	0.20	73.5
$^1\text{H}_2^{17}\text{O}$	0.04	14.7
$^1\text{H}_2^{16}\text{O}^2\text{H}$	0.032	11.8
$^1\text{H}_2^{18}\text{O}^2\text{H}$	0.000 06	0.022
$^1\text{H}_2^{17}\text{O}^2\text{H}$	0.000 01	0.003
$^2\text{H}_2^{16}\text{O}$	0.000 003	0.001
$^2\text{H}_2^{18}\text{O}$	0.000 000 006	0.000 002
$^2\text{H}_2^{17}\text{O}$	0.000 000 001	0.000 0003

Из табл. 2.1 следует, что в тяжелой воде преобладают молекулярные соединения  $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ , называемые кислородно-тяжелой водой. Молекулярные соединения  $^2\text{H}_2^{16}\text{O}$  ( $\text{D}_2\text{O}$ ) называют водородно-тяжелой водой.

Свойства чистой воды  $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$  и составляющих тяжелой воды существенно различны между собой. Наиболее полно исследованы физические свойства водородно-тяжелой воды  $\text{D}_2\text{O}$ , которые представлены в табл. 2.2. Плотность  $\text{D}_2\text{O}$  оказывается выше, чем у  $\text{H}_2\text{O}$ . Однако наиболее значительные расхождения отмечаются в оценках температуры наибольшей плотности и замерзания.

Таблица 2.2

**Сопоставление физических свойств обычной  
и водородно тяжелой ( $D_2O$ ) воды**

Физические свойства	$^1H_2^{16}O$	$D_2O$
Плотность при 20 °С, г/см <sup>3</sup>	0.9982	1.1056
Температура наибольшей плотности, °С	4	11
Температура замерзания, °С	0	3.8
Температура кипения, °С	100	101.42
Диэлектрическая постоянная при 20 °С (в единицах СГС)	82	80.5
Вязкость при 20 °С (пуазы)	0.01082	0.01420
Поверхностное натяжение, дин/см	72.75	67.8

## 2.2. Агрегатные состояния воды и фазовые переходы

В природных условиях вода встречается в трех состояниях: твердом (в виде льда и снега), жидком (в виде собственно воды) и газообразном (в виде водяного пара). Эти состояния воды называются *агрегатными состояниями*, или же соответственно *твердой, жидкой и газообразной* фазами. Вода – единственное на земле физическое вещество, которое может одновременно находиться сразу в трех агрегатных состояниях.

Изменения агрегатного состояния вещества называют *фазовыми превращениями (переходами)*. В этих случаях свойства вещества (например, плотность) изменяются скачкообразно. Фазовые переходы сопровождаются выделением или поглощением энергии, называемой *теплотой фазового перехода*, или скрытой теплотой. Регулятором направленности и интенсивности процессов влагообмена служит градиент влажности, выражаемый обычно в виде парциального давления водяного пара. Например, если на границе раздела вода–воздух парциальное давление водяного пара, насыщающего пространство при атмосферном давлении и температуре поверхности воды, превышает парциальное давление водяного пара в воздухе, то происходит испарение. Если градиент влажности направлен в противоположную сторону – конденсация влаги из воздуха на поверхность воды.

В общем случае переход воды из одной фазы в другую обусловлен изменением ее температуры и давления, а сама зависимость агрегатного состояния воды от указанных параметров получила название **диаграммы состояния воды**, или **фазовой диаграммы** (рис. 2.1).

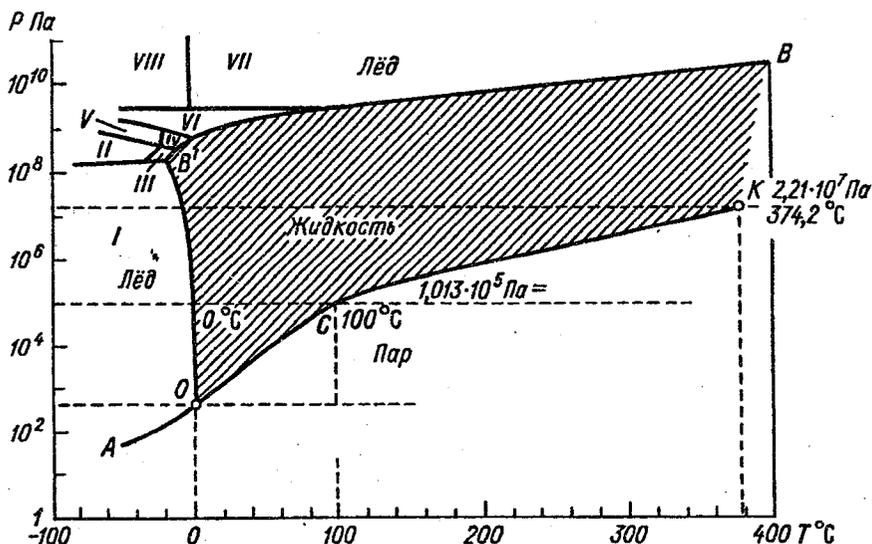


Рис. 2.1. Диаграмма состояния воды.

Кривая  $BB'O$  на рис. 2.1 носит название *кривой плавления*. При переходе через эту кривую слева направо происходит плавление льда, а справа налево – ледообразование (кристаллизация воды). Кривая  $OK$  называется *кривой парообразования*. При переходе через эту кривую слева направо наблюдается кипение воды, а справа налево – конденсация водяного пара. Кривая  $AO$  носит название *кривой сублимации*, или *кривой возгонки*. При пересечении ее слева направо происходит испарение льда (возгонка), а справа налево – конденсация в твердую фазу (сублимация).

В точке  $O$ , соответствующей давлению  $610.6 \text{ Па}$  и температуре  $0.01 \text{ }^\circ\text{C}$ , вода может одновременно находиться во всех трех агрегатных состояниях. Поэтому данная точка получила название *тройной*. Помимо тройной точки можно выделить еще две особые точки. В точке  $C$ , которая соответствует давлению  $1.013 \cdot 10^5 \text{ Па}$  и температуре  $100 \text{ }^\circ\text{C}$ , осуществляется кипение воды, а в точке  $K$  при давлении

$2.21 \cdot 10^7$  Па и температуре  $374.2$  °С происходит переход водяного пара в жидкое состояние путем сжатия.

Хотя определяющее значение температуры в изменении агрегатного состояния воды несомненно, тем не менее изменение давления в определенной степени также сказывается на фазовых переходах воды и поведении особых точек. Особенно это касается температуры замерзания, которая в диапазоне изменения давления от  $610$  до  $1.013 \cdot 10^5$  Па (1 атм) немного понижается (от  $0.01$  до  $0$  °С), затем при росте давления приблизительно до  $6 \cdot 10^7$  Па (600 атм) она падает до  $-5$ °С, а при дальнейшем росте давления до  $2.2 \cdot 10^8$  Па (2200 атм) уменьшается до  $-22$  °С. При очень большом давлении образуются особые «модификации» льда (II – VIII), отличающиеся от обычного льда (I) своими свойствами.

### 2.3. Основные физические характеристики морской воды

Основными физическими параметрами, определяющими состояние морской воды, являются температура, гидростатическое давление и плотность. Но если температура и давление могут быть непосредственно измерены, то плотность, к сожалению, не измеряется, а является сложной нелинейной функцией температуры, давления и солёности, которая в свою очередь также является косвенной характеристикой и зависит от количества растворённых в воде веществ. Практически все тепловые, динамические и другие свойства морской воды обусловлены указанными параметрами и особенностями ее молекулярного строения.

#### 2.3.1. Температура воды

Температура (в переводе с латинского «смесь») в океанологии обычно измеряется в градусах Цельсия (°С), причем стандартная погрешность ее определения составляет не менее  $0.01$  °С. В некоторых случаях, в частности в энергетических расчетах, температуру выражают в единицах абсолютной (термодинамической) шкалы Кельвина, которая совпадает с градусами шкалы Цельсия ( $1$  °С =  $1$  К) и отсчитывается от абсолютного нуля, т.е.  $T \text{ К} = T \text{ °С} + 273.15$ .

Различают температуру *in situ* (обозначают через  $T$ ) и потенциальную температуру  $\theta$ . Температура *in situ* (букв. «в данном месте») – это температура, наблюдаемая в соответствующей точке моря измерительным устройством. *Потенциальная температура* – это температура частицы, адиабатически приведенная к нормальному (атмо-

сферному) давлению, т.е. та температура, которая наблюдалась бы в этой точке, если бы отсутствовали неадиабатические процессы.

Под неадиабатическим процессом понимают изменение состояния термодинамической системы, происходящее при ее теплообмене с окружающей средой. Соответственно для адиабатического процесса характерно отсутствие обмена теплом с внешней средой. В результате при адиабатическом процессе внутренняя энергия, а с нею и температура воды меняются только за счет работы сжатия или расширения. При опускании на некоторую глубину объема воды происходит его сжатие и, как следствие, увеличение его внутренней энергии и температуры.

Потенциальная температура определяется следующей формулой:

$$\theta = T_{in\ situ} - \Delta T_A,$$

где  $\Delta T_A$  – адиабатическая поправка, являющаяся сложной функцией от температуры, давления и солёности. Значения  $\Delta T_A$  затабулированы и приводятся в «Океанографических таблицах». На рис. 2.2 дается график поправок  $\Delta T_A$  при солёности  $S = 35 \text{ ‰}$  с изменением температуры *in situ* и давления. При этом сплошные линии соответствуют адиабатическому поднятию (охлаждению) воды с глубины  $P$  (дбар) к поверхности, а штриховые линии – адиабатическому опусканию (нагреванию) с поверхности океана до глубины  $P$  (дбар).

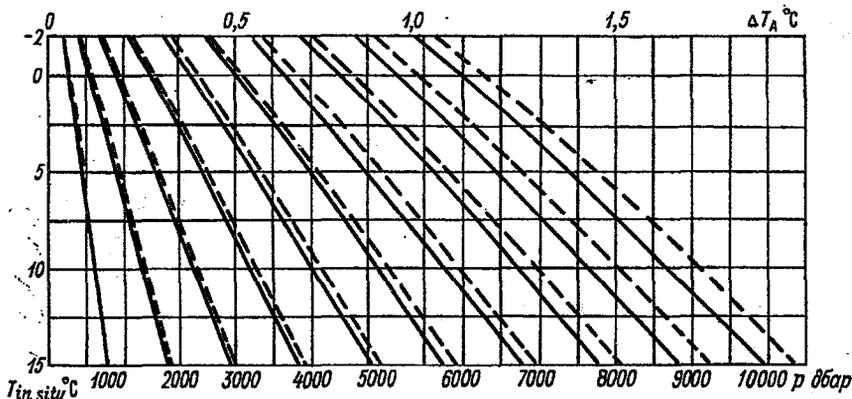


Рис. 2.2. Адиабатическая поправка  $\Delta T_A$  в зависимости от наблюдаемой температуры  $T_{in\ situ}$  и гидростатического давления  $P$ .

Приведем пример расчета  $\theta$  с помощью этого графика. Пусть на глубине 9000 дбар  $T_{in situ} = 3^\circ\text{C}$ . Тогда поправка  $\Delta T_A$  при поднятии этой воды к поверхности в соответствии с рис. 2.3 составляет  $\Delta T_A = -1.09^\circ\text{C}$ , а потенциальная температура равна  $\theta = 1.91^\circ\text{C}$ . Теперь если эту воду опустить до глубины 6000 дбар, то получим  $\Delta T_A = +0.61^\circ\text{C}$  и  $T_{in situ} = 2.52^\circ\text{C}$  (при опускании левая шкала используется для снятия с нее значений  $\theta$ ). Отсюда видно, что адиабатические изменения температуры в океане оказываются весьма значительными. Более того, как установлено в результате экспериментальных исследований, вертикальное распределение температуры в глубоководных впадинах Мирового океана очень близко к адиабатическому процессу. В качестве примера на рис. 2.3 представлено распределение истинных и потенциальных температур, полученных 15–16 мая 1930 г. во впадине Минданао ( $\varphi = 9^\circ 40'$  с.ш.,  $\lambda = 126^\circ 51'$  в.д.,  $h = 10\,068$  м). Кривая на рисунке соответствует адиабатическому изменению температуры с глубиной для  $\theta = 1.25^\circ\text{C}$ . Поскольку кривая хорошо совпадает с точками наблюдаемых температур, это свидетельствует об адиабатическом процессе изменения температуры во впадине Минданао.

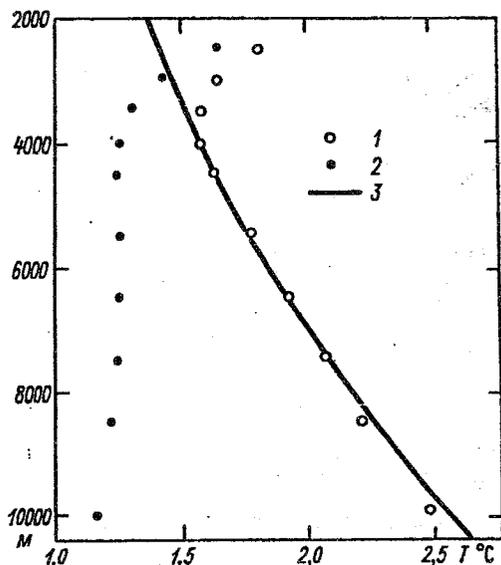


Рис. 2.3. Распределение с глубиной истинной (1) и потенциальной (2) температур воды во впадине Минданао ( $\varphi = 9^\circ 40'$  с.ш.,  $\lambda = 126^\circ 51'$  в.д.).  
По О.И. Мамаеву

Понятие потенциальной температуры широко используется в термохалинном анализе водных масс, в динамике морских течений и других разделах современной океанологии.

### 2.3.2 Гидростатическое давление

Давление в океане изменяется от одной атмосферы на поверхности до сотен атмосфер в глубинных слоях. Для его определения используется уравнение гидростатики

$$dP = g\rho dz, \quad (2.1)$$

где  $g$  – ускорение свободного падения,  $\rho$  – плотность воды,  $z$  – расстояние по вертикали с положительным направлением вниз. Интегрируя (2.1) по вертикали от поверхности до глубины  $h$  и принимая при этом давление на поверхности равным атмосферному  $P_0$ , получим следующую формулу для вычисления давления на глубине  $h$ :

$$P_h = P_0 + g \int_0^h \rho dz. \quad (2.2)$$

Если по данным наблюдений вычислить среднее в слое  $0 - h$  значение плотности  $\rho$  и принять во внимание, что колебания атмосферного давления малы по сравнению с изменениями давления в океане, то  $P_0$  можно полагать постоянным, в частности равным нулю. Тогда из соотношения (2.2) получим применяемую на практике простую формулу

$$P_h = P_0 + g\rho h. \quad (2.3)$$

Если в качестве характерного значения плотности морской воды принять, что  $\rho = 1.03 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, из формулы (2.3) следует, что увеличению глубины на 1 м соответствует увеличение давления на  $\delta P$ :

$$\delta P = 9.8 \cdot 1.03 \cdot 10^3 \cdot 1 = 10.094 \cdot 10^3 \text{ Н/м}^2 = 10^4 \text{ Па}. \quad (2.4)$$

С достаточной для практических целей точностью можно считать, что в океане приросту глубины на 1 м соответствует увеличение давления на  $10^4$  Н/м<sup>2</sup>. В качестве единицы для измерения давления Бьеркнес предложил 1 бар =  $10^5$  Н/м<sup>2</sup>. Поскольку увеличению глубины на 1 м соответствует прирост давления приблизительно на 1 дбар, то более удобной единицей является децибар. Для выражения давления в децибарах ( $10^4$  Н/м<sup>2</sup>) из формул (2.3) и (2.4) следует:

$$P_h = 10^{-4} g \rho h, \quad (2.5)$$

где  $g$  – в  $\text{м/с}^2$ ,  $\rho$  – в  $\text{кг/м}^3$ ,  $h$  – в м.

Формальное соответствие глубины в метрах и давления в децибарах (расхождение менее 2 %) широко используется в океанологической практике, в том числе в «Океанографических таблицах», для замены одной величины на другую. Кроме того, для этой цели можно использовать также эмпирическую зависимость, полученную для стандартного океана ( $S=35 \text{ ‰}$ ,  $T= 0 \text{ }^\circ\text{C}$ ) и широты  $\varphi$  в следующем виде:

$$z = [1 - (5.92 + 5.25 \sin^2 \varphi) \cdot 10^{-3}] P - 2.21 \cdot 10^{-6} P^2,$$

где  $P$  – в дбар,  $z$  – в м. Данная формула действительна в диапазоне 500–10 000 дбар.

### 2.3.3. Плотность морской воды

Как известно из физики, **плотность воды**  $\rho$  представляет ее массу, заключенную в единице объема. В системе СИ плотность выражается в  $\text{кг/м}^3$ . При этом плотность морской воды несколько выше плотности пресной воды, составляющей  $1000 \text{ кг/м}^3$ , или  $1 \text{ г/см}^3$ , что обусловлено соленостью. Кроме того, плотность зависит от температуры и давления. Связь между плотностью морской воды и определяющими ее параметрами нелинейна, и даже простая теоретическая формула для нее до настоящего времени отсутствует. Поэтому наиболее часто плотность определяется по эмпирическим формулам, которые устанавливают ее взаимосвязь с одним или несколькими параметрами. Эти формулы затабулированы и приведены в «Океанографических таблицах». К числу параметров, связанных с физической плотностью и используемых в океанологии, относятся удельный объем и удельный вес.

**Удельный объем**  $\nu$  есть величина, обратная плотности, т.е.  $\nu = \rho^{-1}$ . Размерность удельного объема выражается в  $\text{м}^3/\text{кг}$ . Естественно, что значения удельного объема морской воды всегда несколько меньше 1000. Например, при  $T = 20 \text{ }^\circ\text{C}$  и  $S = 35 \text{ ‰}$  величина  $\nu = 975.81 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ .

**Удельный вес**  $s$  представляет отношение плотности  $\rho$  данного образца воды к плотности эталонного образца (чистой воды при максимальной плотности)  $\rho_m$ , т.е.

$$s = \frac{\rho}{\rho_m} \quad (2.6)$$

Следовательно, удельный вес есть величина безразмерная. Величина удельного веса несколько больше единицы.

В некоторых случаях в океанологии используется **потенциальная плотность**, определяемая как функция потенциальной температуры и солёности

$$\rho_\theta = \rho(\theta, S)$$

Поскольку значения плотности в различных районах океана варьируют сравнительно мало, то на практике в целях сокращения числа знаков вводятся обозначения:

аномалия плотности (*условная плотность*)

$$\sigma = \rho - 1000 \text{ (кг/м}^3\text{)}, \quad (2.7)$$

аномалия потенциальной плотности

$$\sigma_\theta = \rho - 1000 \text{ (кг/м}^3\text{)}, \quad (2.8)$$

аномалия удельного веса (*условный удельный вес*)

$$\sigma_T = 10^3 \left( \frac{\rho}{\rho_m} - 1 \right). \quad (2.9)$$

Так, например, значению  $s = 1.02813$  соответствует условный удельный вес  $\sigma_T = 28.13$ .

Между аномалией плотности и аномалией удельного веса существует определенная связь. Если формулу (2.9) переписать в виде

$$\rho = 10^3 \rho_m \sigma_T + \rho_m,$$

то, подставляя это выражение в формулу (2.7), получим

$$\sigma = 10^{-3} \rho_m \sigma_T + (\rho_m - 1000). \quad (2.10)$$

Аналогично вместо удельного объема используется *условный удельный объем*.

$$v_T = 10^{-3} v - 900. \quad (2.11)$$

Так, значению  $v = 0.97581$  соответствует  $v_T = 75.81$ . Условный удельный объем *in situ*, т.е. при данных температуре, солёности и давлении, обозначается  $v_{pls}$ .

В практических расчетах плотность морской воды удобнее находить через условный удельный объем  $v_{pls}$ . Для этой цели можно

воспользоваться «Океанографическими таблицами». Сначала по соответствующей таблице по данным о температуре и солёности определяется величина  $v_T$ , затем находят ряд поправок, учитывающих влияние отдельно только давления  $\delta_p$ , совместно температуры и давления  $\delta_{ip}$ , солёности и давления  $\delta_{sp}$  и суммарную поправку  $\delta_{pls}$ . В результате имеем

$$v_{pls} = v_T + \delta_p + \delta_{ip} + \delta_{sp} + \delta_{pls}. \quad (2.12)$$

Иногда вместо таблиц для определения условного удельного объема используются специальные графики, называемые  $T, S$ -диаграммами, на которых в поле координат «температура–солёность» проведены изолинии  $v_T$  (рис. 2.4).

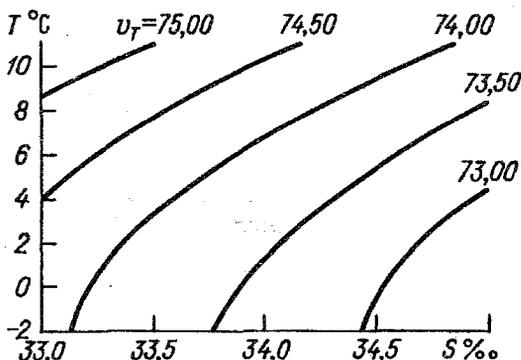


Рис. 2.4. Фрагмент  $T, S$ -диаграммы.

#### 2.4. Уравнение состояния морской воды.

Зависимость, связывающая между собой параметры состояния: плотность (или удельный объем), температуру, солёность и давление, — называется **уравнением состояния морской воды**. В общем виде уравнение состояния можно записать как

$$f(\rho, S, T, P) = 0, \text{ или } f(v_T, S, T, P) = 0. \quad (2.13)$$

Исходя из (2.13) можно составить следующее выражение полного дифференциала удельного объема  $v_T$  как функции трех переменных  $S, T$  и  $P$ :

$$dv_T = \left( \frac{\partial v_T}{\partial S} \right)_{T,P} dS + \left( \frac{\partial v_T}{\partial T} \right)_{S,P} dT + \left( \frac{\partial v_T}{\partial P} \right)_{S,T} dP. \quad (2.14)$$

Введем в рассмотрение некоторые коэффициенты: коэффициент термического (объемного) расширения при постоянном давлении и солёности

$$\alpha = \frac{1}{v_T} \left( \frac{\partial v_T}{\partial T} \right)_{S,P}, \quad (2.15)$$

коэффициент солёностного «сжатия»

$$\beta = -\frac{1}{v_T} \left( \frac{\partial v_T}{\partial S} \right)_{T,P}, \quad (2.16)$$

коэффициент изотермической и изохалинной сжимаемости

$$k = -\frac{1}{v_T} \left( \frac{\partial v_T}{\partial P} \right)_{S,T}. \quad (2.17)$$

С учетом этих коэффициентов уравнение состояния (2.14) можно переписать следующим образом

$$v_T^{-1} dv_T = \alpha dT - \beta dS - k dP. \quad (2.18)$$

Данное выражение представляет собой уравнение состояния в дифференциальной форме. Итак, плотность воды в океане нелинейно зависит от трех параметров: температуры, солёности и давления. Вследствие особенностей молекулярного строения воды и ее аномальных свойств уравнение состояния воды очень сложно и не может быть выражено в аналитическом виде.

К настоящему времени известно большое число различных вариантов уравнения состояния. С начала XX века наиболее широко применяемым в океанологии являлось уравнение состояния Кнудсена-Экмана. В 1980 г. было введено более точное Международное уравнение состояния (УС-80), которое имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \rho = \rho_w + (8.24493 \cdot 10^{-1} - 4.0899 \cdot 10^{-3} T + 7.6438 \cdot 10^{-5} T^2 - \\ - 8.2467 \cdot 10^{-7} T^3 + 5.3875 \cdot 10^{-9} T^4) S - (5.72466 \cdot 10^{-3} - \\ - 1.0227 \cdot 10^{-4} T + 1.6546 \cdot 10^{-6} T^2 S^{3/2} + 4.8314 \cdot 10^{-4} S^2), \end{aligned} \quad (2.19)$$

где  $\rho$  - в кг/м<sup>3</sup>,  $\rho_w$  - плотность стандартной средней океанской воды, принятой в качестве эталона чистой воды и определяемой как

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

Однако при решении многих практических задач можно пользоваться упрощенными уравнениями состояния. В частности, достаточно точные оценки плотности дает уравнение состояния, предложенное О.И. Мамаевым:

$$\sigma_T = (\rho - 1) \cdot 10^3 = 28.152 - 0.0735T - 0.0469T^2 + (0.802 - 0.002T)(S - 35). \quad (2.20)$$

В некоторых случаях, когда оказывается возможным ограничиться приближенной оценкой плотности, уравнение состояния упрощают до линейной зависимости от определяющих факторов. С этой целью может быть использовано так называемое приближение Буссинеска

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0)], \quad (2.21)$$

в котором пренебрегается зависимостью плотности от солёности, или линейное уравнение состояния вида

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)]. \quad (2.22)$$

В этих формулах  $\rho_0$ ,  $T_0$ ,  $S_0$  — некоторые постоянные отсчетные значения плотности, температуры и солёности, а коэффициенты  $\alpha$  и  $\beta$  обычно принимаются постоянными и равными для средних условий  $\alpha = -2 \cdot 10^{-4} (\text{°C})^{-1}$ ,  $\beta = 8 \cdot 10^{-4} (0/00)^{-1}$ .

С распределением плотности связаны такие понятия, как однородность, баротропность и бароклинность океана.

Океан считается **однородным**, если плотность морской воды по вертикали от поверхности до дна остается неизменной, т.е.  $\rho(z) = \text{const}$ . **Баротропность** вод океана свидетельствует о том, что вертикальное распределение плотности морской воды зависит только от гидростатического давления, т.е.  $\rho(z) = f(P)$ . Наконец, в **бароклинном** океане распределение плотности обусловлено всеми параметрами состояния: температурой, солёностью, давлением, т.е.  $\rho(z) = f(T, S, P)$ . Естественно, что реальный океан является бароклинным. Тем не менее, в некоторых случаях, связанных в основном с построением математических моделей, понятия баротропности и однородности используются как полезные или необходимые упрощения изучаемых процессов.

Вследствие нелинейного характера зависимости плотности от температуры и солёности возникают нелинейные эффекты в свойст-

вах самой воды. К ним, в частности, относится эффект **уплотнения (сжатия) при смешении (УПС)**. Рассмотрим этот эффект на простом примере. Пусть мы имеем две однородные водные массы  $A$  и  $L$ , находящиеся при атмосферном давлении с температурой  $T_A = 30^\circ\text{C}$ ,  $T_L = -1.5^\circ\text{C}$  и соленостью  $S_A = 35.36\text{‰}$ ,  $S_L = 27.38\text{‰}$  (рис. 2.5).

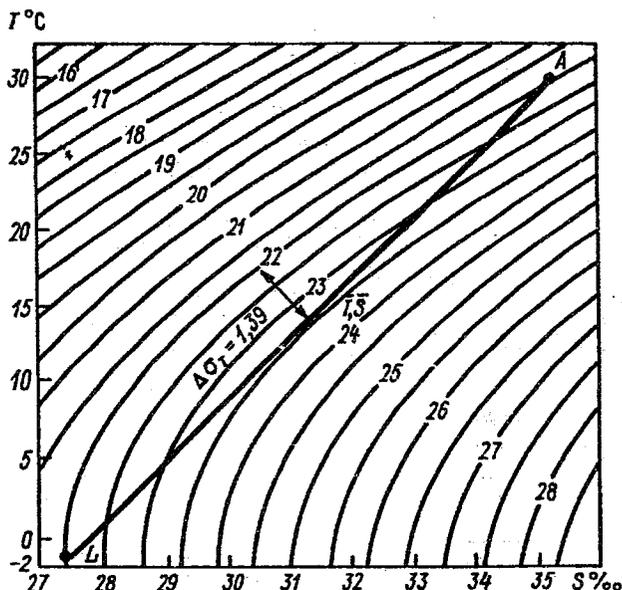


Рис. 2.5. Объяснение эффекта уплотнения при смешении двух водных масс.

Условная плотность обеих водных масс совпадает ( $\sigma_T = 22.02$ ). Первая из них примерно соответствует плотности вод Гольфстрима, вторая – Лабрадорского течения в районе их соприкосновения у о. Ньюфаундленд. Если смешать равные объемы этих двух водных масс, то температура и соленость смеси будут равны соответственно  $14.25^\circ\text{C}$  и  $31.18\text{‰}$ . Этим значениям, как видно из рис. 2.5, соответствует условная плотность  $\sigma_T = 23.38$ , которая превышает первоначальную плотность на  $\Delta\sigma_T = 1.36$ .

Итак, произошло уплотнение вод, если говорить о плотности, или их сжатие, если рассматривать удельный объем. Однако физико-химическая природа эффекта УПС до настоящего времени известна

не полностью. Возможно, этот эффект объясняется реорганизацией полимерных скоплений молекул воды в специфических условиях электролита. Эффект уплотнения оказывает заметное влияние на процессы перемешивания, образования и трансформации водных масс в океане, особенно в районах фронтальных зон.

## 2.5. Основные тепловые характеристики морской воды

**Теплоемкость** (удельная) дистиллированной воды при постоянном давлении и интервале температур от 19.5 до 20.5 °C принята за эталон:  $c_p = 1 \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C}) = 4.19 \cdot 10^3 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot ^\circ\text{C})$ . Теплоемкость морской воды зависит от температуры и солености, причем с увеличением этих характеристик она уменьшается (табл. 2.3) до 37.5 ‰, а затем растет.

Теплоемкость воды выше теплоемкости большинства веществ. Это обстоятельство имеет первостепенное значение для сложившихся на Земле климатических условий. Роль большой теплоемкости океана можно проиллюстрировать на следующем примере.

Таблица 2.3

### Удельная теплоемкость морской воды при атмосферном давлении, $10^3 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot ^\circ\text{C})$

Температура, °C	Соленость, ‰				
	0	10	20	30	40
0	4.228	4.094	4.018	3.968	3.918
10	4.198	4.064	3.993	3.943	3.893
20	4.186	4.052	3.980	3.930	3.880
30	4.182	4.048	3.976	3.926	3.876

Когда поверхность океана теплее прилегающего воздуха, последний нагревается соприкосновением с поверхностью океана. Подсчитаем, сколько объемов воздуха нагреет один объем воды при охлаждении на 1 °C. По закону сохранения количества энергии можно записать следующее соотношение:

$$(\rho V c_p)_{ок} = (\rho V c_p)_{ам},$$

где в левой части даны плотность, объем и теплоемкость воды, а в правой – аналогичные величины для атмосферы. Подставляя в дан-

ное соотношение соответствующие значения ( $\rho_{ок} = 1.03 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>,  $\rho_{ам} = 0.0013 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>,  $(c_p)_{ам} = 0.992 \cdot 10^3$  Дж/(кг·°C)), получаем, что при охлаждении на 1°С единица объема воды нагревает на 1°С почти 3200 объемов воздуха. Это свидетельствует о том, что океан при охлаждении передает атмосфере огромное количество тепла, смягчая тем самым климат на большей части поверхности Земли.

Удельная теплоемкость воды при постоянном объеме  $c_v$  всегда меньше  $c_p$  и может быть определена по значению  $c_p$  на основе первого и второго начал термодинамики и уравнения состояния. При расчетах чаще важно знание не абсолютной величины  $c_v$ , а отношения  $\gamma = c_p/c_v$ , используемого, например, для расчета скорости звука в воде.

Для дистиллированной воды при температуре ее наибольшей плотности (4°С) и нормальном атмосферном давлении  $\gamma = 1$ . Для морской воды соленостью 34.85 ‰  $\gamma$  растет от 1.0004 при 0°С до 1.0297 при 30°С. Растет  $\gamma$  и при увеличении давления. Так, например, при 0°С и давлении 100 дбар  $\gamma = 1.009$ , а при  $P = 10\ 000$  дбар и  $T = 0$ °С  $\gamma = 1.0125$ .

**Теплопроводность.** Под теплопроводностью в физике понимается количество тепла, переносимого в единицу времени через единичную площадку, расположенную перпендикулярно направлению градиента температуры, когда последний равен единице. Она характеризуется либо коэффициентом молекулярной теплопроводности  $\chi$ , когда передача тепла осуществляется молекулами воды при их хаотическом движении, либо коэффициентом турбулентной теплопроводности, когда передача тепла происходит в результате вихревого движения. Коэффициент турбулентной теплопроводности зависит не только от физических свойств морской воды, но и в значительной степени от динамических характеристик: скорости, масштаба турбулентности, устойчивости слоев и др.

Молекулярная теплопроводность в океане проявляется в тех случаях, когда вода неподвижна или когда наблюдается ламинарное движение частиц воды. Для океана характерно турбулентное движение. При этом коэффициент турбулентной теплопроводности меняет-

ся в очень широких пределах и может на несколько порядков превосходить коэффициент молекулярной теплопроводности.

С теплопроводностью связана и **температуропроводность** морской воды, характеризующая скорость переноса тепла. Она имеет размерность  $\text{м}^2/\text{с}$  и определяется из отношения коэффициента теплопроводности воды к теплоемкости при постоянном давлении  $c_p$  и плотности  $\rho$ . Коэффициент температуропроводности слабо зависит от температуры.

**Теплота испарения (конденсации)** определяется количеством тепла, затрачиваемого на превращение 1 кг воды в пар той же температуры. Равное ему количество тепла, выделяемое при конденсации 1 кг водяного пара, называется теплотой конденсации. Поскольку значения теплоты испарения для морской и дистиллированной воды очень мало отличаются друг от друга, то в практических расчетах используется следующая формула:

$$L = 2495 - 2.33467T \text{ (кДж/кг)}.$$

**Теплота кристаллизации (плавления)** определяется количеством тепла, выделяемого (затрачиваемого) при переходе одного грамма воды (льда) в лед (воду) той же температуры. Для пресного льда при  $0^\circ\text{C}$  она равна  $79.67 \text{ кал/г}$ , или  $333.56 \text{ кДж/кг}$ .

Для морского льда, таяние которого происходит при непрерывном повышении температуры, следует говорить не о теплоте плавления, а о количестве тепла, необходимого для расплавления 1 кг морского льда с начальной температурой  $t$ . Это тепло расходуется на плавление чистого льда, заключенного в 1 кг морского льда, а также на повышение температуры чистого льда и рассола, образующегося при таянии льда. В табл. 2.4 приводятся оценки количества тепла, необходимого для растопления 1 кг морского льда в зависимости от его температуры и солёности.

Таблица 2.4

**Количество тепла, необходимое для растопления 1 кг морского льда с температурой  $T$  и солёностью  $S$ ,  $10^6 \text{ Дж/кг}$**

Температура, $^\circ\text{C}$	Солёность, $\text{‰}$			
	0	4	10	15
-1	334.9	268.0	159.1	71.2
-5	347.5	326.6	301.4	280.5
-10	355.9	355.9	330.8	318.2

## 2.6. Некоторые другие свойства морской воды

**Сжимаемость.** Сжимаемость морской воды относительно мала: удельный объем под давлением 1000 бар всего на 4 % меньше удельного объема той же воды при атмосферном давлении. Однако сжимаемость имеет важное значение для гидрофизических процессов, протекающих на больших глубинах океана.

Отношение относительного изменения удельного объема к изменению давления, вызвавшего это изменение объема, представляет «истинный» коэффициент сжимаемости морской воды  $k$ , определяемый по формуле (2.17), т.е. коэффициент  $k$  зависит от температуры, солёности и давления. Из этой формулы видно, что с ростом давления происходит уменьшение удельного объема. Однако на практике чаще используется так называемый средний коэффициент сжимаемости  $\mu$ , определяемый для слоя воды от поверхности до глубины, соответствующей  $P$  в дбар. Коэффициенты  $k$  и  $\mu$  связаны функционально между собой. Чтобы убедиться в этом, запишем следующую зависимость:

$$v_{pts} = v_{ots} (1 - \mu P), \quad (2.24)$$

где  $v_{pts}$  и  $v_{ots}$  — соответственно удельный объем на глубине, соответствующей  $P$ , и на поверхности воды. Дифференцируя данное соотношение по  $P$  и подставляя его в выражение для коэффициента  $k$ , получим

$$k = \left( \mu + P \frac{\partial \mu}{\partial P} \right) (1 - \mu P). \quad (2.24)$$

Отсюда следует, что на поверхности моря ( $P = 0$ ) коэффициенты  $k$  и  $\mu$  одинаковы. Однако с ростом глубины расхождения между ними увеличиваются. Рассмотрим степень этих расхождений на следующем примере. Представим вертикальный столб воды высотой  $z = 3800$  м, близкий к средней глубине Мирового океана, с поперечным сечением  $1 \text{ м}^2$ , солёностью  $35 \text{ ‰}$  и температурой  $5^\circ\text{C}$ . Вычислим, насколько уменьшится этот столб воды вследствие его сжимаемости. Средний коэффициент сжимаемости примем  $\mu = 4254 \cdot 10^{-9} \text{ дбар}^{-1}$ .

При давлении 3800 дбар высота  $1 \text{ м}^3$  уменьшится (при постоянном поперечном сечении) в соответствии с формулой (2.23) на 1.6 см. Можно приближенно полагать, что это изменение линейно убывает к поверхности воды. В этом случае имеем среднее уменьшение высоты  $1 \text{ м}^3$  в столбе, равное 0.8 см, что в пересчете на всю высоту 3800 м дает суммарное уменьшение на 30.4 м. Таким образом, при полной несжимаемости воды средний уровень Мирового океана был бы выше существующего примерно на 30.4 м.

**Поверхностное натяжение.** Поверхностное натяжение воды возникает на границе ее соприкосновения с воздухом. Оно обусловлено силами притяжения между молекулами. Внутри воды силы притяжения между молекулами взаимно компенсируются, а на молекулы, находящиеся вблизи поверхности, действует нескомпенсированная результирующая сила, направленная внутрь от ее поверхности. Поверхностное натяжение стремится уменьшить поверхность жидкости до минимума.

Сила поверхностного натяжения  $F$ , действующая на свободной поверхности, направлена по касательной к поверхности и нормальна к границе свободной поверхности. Ее величина определяется формулой:  $F = a \cdot l$ , где  $l$  – длина контура границы,  $a$  – коэффициент поверхностного натяжения, в  $\text{Н/м}^2$ . Коэффициент поверхностного натяжения зависит не только от внутреннего строения воды, но и от природы и состояния той среды, с которой она соприкасается. Коэффициент поверхностного натяжения морской воды определяется ее температурой и соленостью, причем влияние температуры является преобладающим. Для оценки термического фактора на величину  $a$  можно использовать эмпирическую зависимость

$$a = (75.64 - 0.15T) \cdot 10^3.$$

**Вязкость (внутреннее трение).** Так же как и теплопроводность, вязкость морской воды рассматривается отдельно для ламинарного и турбулентного движений. В первом случае она характеризуется коэффициентом молекулярной вязкости, а во втором – коэффициентом турбулентной (виртуальной) вязкости.

Вязкость жидкости представляет собой силу, необходимую для противодействия разъединению временно объединенных молекул. Вязкость можно характеризовать как свойство жидкости оказывать сопротивление растягивающим и сдвигающим усилиям. Однако такое сопротивление проявляется лишь при различных скоростях движе-

ния одного слоя жидкости по другому, т.е. при возникновении угловых скоростей сдвига частиц.

Со стороны слоя, движущегося быстрее, на слой, движущийся медленнее, действует ускоряющая сила. В противоположном случае действует тормозящая, задерживающая сила. Эти силы, носящие название сил внутреннего трения, направлены по касательной к поверхности слоев.

По закону Ньютона силы внутреннего трения пропорциональны градиенту скорости по нормали к площади, на которую они действуют. Относя силу внутреннего трения к площади, равной единице, получаем касательное напряжение в жидкости, которое определяется по формуле

$$\tau = \eta \frac{\partial V}{\partial n}, \quad (2.25)$$

где  $\eta$  — динамический коэффициент вязкости, или просто динамическая вязкость. Он определяет силу трения, приходящуюся на единицу поверхности при градиенте скорости, равном единице, и выражается в Па·с. Поэтому иногда его называют *коэффициентом внутреннего трения*. Если величину  $\eta$  разделить на плотность жидкости, то имеем кинематический коэффициент вязкости, т.е.  $\nu = \eta / \rho$  ( $\text{м}^2/\text{с}$ ).

Вязкость морской воды почти не зависит от давления, но увеличивается с повышением солёности и резко уменьшается с повышением температуры, причем это уменьшение происходит по нелинейному закону.

При рассмотрении большинства процессов, протекающих в океане, молекулярной вязкостью обычно пренебрегают, поскольку она обычно на несколько порядков меньше турбулентной вязкости, и только в некоторых случаях, например при изучении гидробиологических процессов, роль молекулярной вязкости может оказаться заметной.

**Диффузия.** При соприкосновении двух растворов различной концентрации частицы растворенного вещества начинают переходить из раствора с большей концентрацией в раствор с меньшей концентрацией. Переход будет продолжаться до тех пор, пока концентрация этих растворов не выравняется.

Переход частиц из слоя в слой, осуществляемый без помощи механического перемешивания, носит название *молекулярной диффузии* и может быть представлен в виде

$$M = \alpha \frac{dS}{dz}, \quad (2.26)$$

где  $M$  – масса (г) растворенных частиц, прошедших через площадку  $1 \text{ см}^2$  в направлении, перпендикулярном градиенту концентрации раствора  $\frac{dS}{dz}$  в единицу времени,  $\alpha$  – коэффициент молекулярной диффузии,  $\text{см}^2/\text{с}$ , если  $S$  в  $\text{г}/\text{см}^3$ , и в  $\text{г}/(\text{см}\cdot\text{с})$ , если  $S$  в  $\text{г}/\text{г}$ . Обычно под  $S$  понимается соленость, тогда формула (2.26) определяет диффузию солей.

Молекулярная диффузия также не играет существенной роли в формировании гидрологического режима, поскольку коэффициент диффузии составляет лишь около  $2 \cdot 10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$  и во много раз меньше коэффициента турбулентной диффузии. Именно турбулентная диффузия во многом определяет перенос солей и газов в горизонтальном и особенно вертикальном направлении.

**Осмотическое давление** обусловлено соленостью морской воды и отсутствует в дистиллированной 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 выровнять концентрацию, начинают переходить в раствор, повышая его до некоторой высоты равновесия. Вследствие этого создается давление на пленку, называемое осмотическим давлением, которое зависит от уравновешивающего его гидростатического давления. Осмотическое давление увеличивается на  $1/273$  часть при повышении температуры на  $1^\circ\text{C}$ .

Особенно сильно оно возрастает при увеличении солености. Например, при  $S = 4 \text{ ‰}$   $P_{oc} = 2.28$ , при  $S = 20 \text{ ‰}$   $P_{oc} = 13.92$ , а при  $S = 36 \text{ ‰}$   $P_{oc} = 25.3 \text{ мм рт.ст.}$ , или  $0.34 \text{ дбар}$ . Явление осмоса играет важную роль в биологических процессах.

**Электропроводность.** Морская вода представляет собой почти полностью ионизированный раствор солей и благодаря этому является достаточно хорошим проводником электрического тока. Электропроводность растет с повышением температуры и солености морской воды (рис. 2.6). Как видно из рис. 2.6, при увеличении солености от  $6$  до  $40 \text{ ‰}$  и температуры от  $0$  до  $24^\circ\text{C}$  электропроводность возрастает более чем в  $10$  раз. Поскольку электропроводность в

океане измеряется весьма точно, это обстоятельство используется для определения солености морской воды.

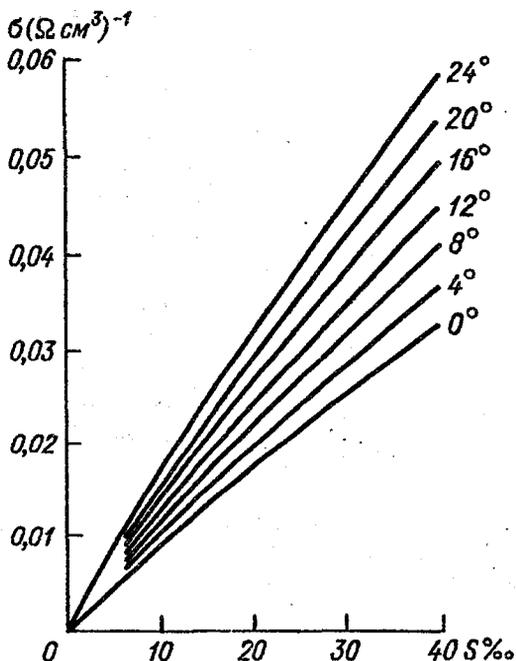


Рис. 2.6. Зависимость электропроводности от температуры и солености.

**Теллурические токи** порождаются физическими и химическими процессами, протекающими в земной коре, гидросфере и атмосфере. Главнейшей причиной образования теллурических токов является изменение интенсивности солнечной радиации, создающей в Земле и атмосфере переменное электрическое поле. Кроме того, теллурические токи вызываются переносом электрических зарядов осадками и воздушными потоками, электрофильтрационными и электрохимическими процессами в породах земной коры и термоэлектрическими явлениями. Характерной особенностью теллурических токов является их высокая изменчивость в пространстве и времени.

**Токи индукции** вызваны движением морской воды, являющейся проводником, перемещающимся в магнитном поле Земли. Согласно закону электромагнитной индукции, индуцируемая электродвижущая сила в проводнике пропорциональна напряженности магнитного поля и скорости движения проводника. В соответствии со ска-

занным, электродвижущая сила  $E$  (в вольтах) может быть определена по следующей формуле:

$$E = 10^{-8} LVz,$$

где  $L$  – расстояние (см) между электродами, расположенными в плоскости, перпендикулярной вектору течения,  $V$  – скорость течения, см/с,  $z$  – вертикальная составляющая магнитного поля Земли. Измеряя  $E$ , нетрудно рассчитать и скорость течения на уровне расположения электродов.

**Радиоактивность.** Природная радиоактивность морской воды определяется в основном наличием в ней радиоактивного изотопа калия ( $^{40}\text{K}$ ). По некоторым оценкам, в водах Мирового океана содержится  $6.3 \cdot 10^{10}$  тонн  $^{40}\text{K}$ , что дает удельное значение радиоактивности  $3.0 \cdot 10^{10}$  Ки/л. Вклад в природную радиоактивность других радиоактивных изотопов, таких, как  $^{37}\text{Rb}$ ,  $^{286}\text{Ra}$ , невелик и составляет около 1 % от изотопа  $^{40}\text{K}$ . Именно значение  $3.0 \cdot 10^{10}$  Ки/л и принимается за природную радиоактивность. Радиоактивность морской воды распределена сравнительно равномерно по всему Мировому океану, что позволяет предположить атмосферную природу заражения вод океана. Об этом также свидетельствует и вертикальное распределение радиоактивности, максимальные значения которой отмечаются в верхнем квазиоднородном слое.

## 2.7. Температуры замерзания и наибольшей плотности

Добавление соли к чистой воде значительно понижает точку замерзания солевого раствора. Ее зависимость от солёности была установлена много десятилетий назад Гелланд–Ганзеном и выражается следующей формулой:

$$T_s = -0.003 - 0.0527S - 0.00004S^2 - 0.0000004S^3. \quad (2.27)$$

Из этой формулы следует, что при характерной для полярных районов солёности  $S = 32 \text{ ‰}$  поверхностная вода замерзает при температуре  $-1.7^\circ\text{C}$ . В дальнейшем было выяснено, что температура замерзания зависит также от давления, поэтому Миллеро и Льюинг предложили более точную зависимость:

$$T_s = -0.0575S + 1.710523 \cdot 10^{-3} S^{3/2} - 2.154996 \cdot 10^{-4} S^2 - 7.53 \cdot 10^{-4} P, \quad (2.28)$$

которая справедлива в диапазоне  $4 < S < 40 ‰$  и  $0 < P < 500$  дбар.

Таким образом, с увеличением давления происходит еще большее понижение точки замерзания морской воды.

Температура наибольшей плотности  $T_m$  чистой воды при атмосферном давлении равна  $3.982 ‰C$ . Температура  $T_m$  морской воды уменьшается с увеличением солёности и давления, причем солённый фактор дает основной вклад в изменение  $T_m$ . Без учета давления температура  $T_m$  может быть вычислена по эмпирической формуле Кнудсена и Крюммеля

$$T_m = 3.95 - 0.2S - 0.0001S^2 + 0.00002S^2, \quad (2.29)$$

а с учетом давления по более точной зависимости, полученной Колдуэллом:

$$T_m = 3.982 - 0.2229S - 0.02004P(1 + 0.00376S)(1 + 0.000402P), \quad (2.30)$$

где  $P$  – в бар.

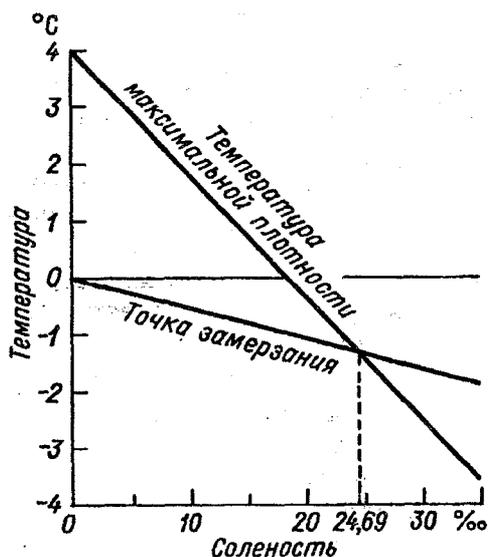


Рис. 2.7. Зависимость температур замерзания  $T_s$  и наибольшей плотности  $T_m$  от солёности.

На рис. 2.7 приводятся кривые  $T_s$  и  $T_m$  в зависимости от солености. Эти кривые пересекаются в точке с характеристиками  $T = -1.332$  °С и  $S = 24.695$  ‰. При солености менее 24.695 ‰ температура  $T_m$  выше  $T_s$ , и в этом смысле такая вода сходна по своим свойствам с пресной водой. При солености выше 24.695 ‰ соотношение температур обратное. По предложению Н.М. Книповича эти два типа вод называются соответственно *солонатыми* и *морскими*.

Различия в соотношении температур замерзания и наибольшей плотности влекут за собой различия в протекании некоторых процессов в морских и солонатых водоемах. Особенно хорошо это проявляется в процессе свободной конвекции, т.е. в опускании водных масс вниз при их уплотнении в результате осенне-зимнего охлаждения. Если воды поверхностного слоя моря относятся к классу солонатых, то после их охлаждения до температуры наибольшей плотности дальнейшее понижение температуры приводит к уменьшению плотности, вертикальное плотностное перемешивание прекращается и создаются условия для замерзания поверхностного слоя воды. Если  $S > 24.7$  ‰, то при охлаждении за счет теплообмена с атмосферой вертикальное перемешивание не прекращается, обеспечивая поток к поверхности более теплых глубинных вод и препятствуя образованию льда на поверхности моря.

## 2.8. Аномалии физических свойств воды

**Аномалии плотности.** Плотность родственных воде жидкостей, как правило, при нагревании уменьшается. Плотность же пресной воды с повышением температуры от 0 до 4 °С увеличивается, и лишь при дальнейшем нагревании – уменьшается. С точки зрения теории структуры воды это объясняется перегруппировкой комплексов молекул в этом интервале температур. Переход от «рыхлой» тетраэдрической структуры к более компактной упаковке молекул ведет к увеличению плотности. Однако по мере усиления теплового движения молекул увеличивается количество бесструктурных объемов, и поэтому плотность должна уменьшаться. Смена преобладания одного фактора над другим наступает при 4 °С.

**Аномалия изменения объема при замерзании.** Как правило, плотность твердых тел выше плотности жидкости, образующейся при их плавлении. Вода в этом отношении редкое исключение, так же как висмут и чугун. При замерзании объем воды увеличивается

примерно на 10 %. Поэтому лед, плавающий на поверхности воды, представляет аномальное физическое свойство воды, имеющее большое значение для формирования климата на Земле.

**Аномалия теплоемкости.** Как правило, теплоемкость тел при повышении температуры возрастает. Удельная теплоемкость воды при нагревании от 0 до 27 °С уменьшается (примерно на 1 %), а при дальнейшем нагревании увеличивается, как у других тел. Это объясняется тем, что нагревание воды при невысоких температурах разрушает ее структуру. При этом та часть энергии молекул, которая отнималась для осуществления связи в кристаллической решетке, высвобождается и реализуется в форме кинетической энергии молекул, т.е. повышает температуру воды. При температуре выше 27 °С нагревание воды просто увеличивает кинетическую энергию молекул, с чем связано обычное увеличение теплоемкости тел при повышении температуры.

**Аномалия температуры замерзания.** Как правило, при увеличении давления температура замерзания жидкостей повышается. Это связано с уменьшением объема при замерзании, а повышение давления способствует уменьшению объема. С увеличением давления на  $1.01 \cdot 10^5$  Н/м<sup>2</sup> (1 атм) температура замерзания понижается на 0.007 °С, что объясняется увеличением объема воды при замерзании, а повышение давления этому препятствует.

В естественных условиях на поверхности Земли давление атмосферы меняется слишком мало, чтобы аномалия температуры замерзания имела практическое значение. Однако в больших массах льда в полярных районах, где толщина глетчерного льда достигает до нескольких километров, создается такое давление, что эта аномалия воды существенно проявляется в структуре и пластичности льда: он начинает течь, а льды сползают в море.

## 2.9. Соленость и химические свойства морской воды

Главным параметром, определяющим химические свойства морской воды, является ее соленость. В первоначальной формулировке это понятие имело следующий вид: **соленость** есть суммарное содержание в граммах всех твердых минеральных растворимых веществ, содержащихся в 1 кг морской воды при условии, что бром и йод замещены эквивалентным количеством хлора, все углекислые соли переведены в оксиды, а все органические вещества сожжены при температуре 480 °С.

Данная формулировка была принята применительно к определению солёности по хлорности путем титрования проб морской воды. Однако в 1966 г. была установлена зависимость между солёностью и относительной электропроводностью морской воды, что позволило определять солёность по непосредственным измерениям электропроводности. В результате вторая часть вышеприведенной формулировки, начинающаяся со слов «при условии...», потеряла свой смысл.

Солёность является безразмерной величиной и выражается в г/кг или ‰ (промилле). Общее количество растворённых в Мировом океане солей составляет  $49.2 \cdot 10^{18}$  кг. Если распределить это количество солей по всей поверхности земного шара, то получится слой более 40 м, если рассыпать только на поверхности суши, то слой окажется равным 150 м.

В настоящее время существует несколько стандартных методов определения солёности. В частности, широко используется аргентометрический метод титрования морской воды на хлор. При этом под **хлорностью** морской воды понимается «число граммов атомного серебра, в точности необходимого для осаждения галогенов в 0.3285234 кг морской воды».

Соотношение между солёностью и хлорностью для вод Мирового океана, согласно Кнудсену, выражается эмпирической формулой вида

$$S \text{ ‰} = 0.030 + 1.8050Cl \text{ ‰}. \quad (2.31)$$

Эта формула справедлива для диапазона солёности от 2.69 до 40.15 ‰. Недостаток этой формулы состоит в том, что она содержит свободный член, т.е. при отсутствии хлорности вода имеет незначительную солёность (0.03 ‰).

В 1962 г. Кокс предложил формулу

$$S \text{ ‰} = 1.80655Cl \text{ ‰}. \quad (2.32)$$

Формула (2.32) получена при условии, что она, не имея свободного члена, в точности будет соответствовать формуле (2.31) при солёности 35 ‰. На основании параллельных измерений хлорности, плотности, а также электропроводности одних и тех же проб морской воды была получена зависимость между солёностью и электропроводностью

$$S \text{ ‰} = -0.08996 + 26.29720R_{15} + 12.80832R_{15}^2 - 10.67869R_{15}^3 + 5.98624R_{15}^4 - 1.32311R_{15}^5. \quad (2.33)$$

Здесь  $R_{15} = C_{\text{пробы}}/C_{35\%}$  – относительная электропроводность при температуре 15°C и стандартном атмосферном давлении. Ошибка в расчете солёности по формуле (2.33) по данным об  $R_{15}$  в сравнении с титрованием при условии определения солёности по формуле (2.31) составляет примерно 0.008 ‰. По формуле (2.33) были составлены таблицы для перевода электропроводности в солёность в диапазоне  $S$  от 2.8 до 42 ‰.

Как известно, вода представляет собой слабый электролит, диссоциирующий по уравнению



которое характеризует так называемое ионное равновесие. По закону действия масс соотношение концентрации диссоциированной и недиссоциированной частей представляет константу, т.е.

$$([\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-]) / [\text{H}_2\text{O}] = K_{\text{H}_2\text{O}},$$

где  $K_{\text{H}_2\text{O}}$  – константа диссоциации воды. Отсюда следует, что ионное произведение  $[\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-] = 55.56 K_{\text{H}_2\text{O}} = \text{const.}$  При температуре  $T = 15\text{--}25^\circ\text{C}$  ионное произведение составляет  $\approx 10^{-14}$  г. При отсутствии примеси  $[\text{H}^+] = [\text{OH}^-]$ , поэтому в этих условиях  $[\text{H}^+] = [\text{OH}^-] = 10^{-7}$  г. Условие равенства в воде концентрации водородных ионов  $[\text{H}^+]$  концентрации гидроксильных ионов  $[\text{OH}^-]$  означает ее нейтральность. Если наблюдается преобладание водородных ионов ( $\text{H}^+ > 10^{-7}$  г), то вода кислая, если преобладают гидроксильные ионы ( $\text{H}^+ < 10^{-7}$  г), то вода щелочная.

Концентрацию водородных ионов принято выражать показателем степени (десятичным логарифмом), взятым с обратным знаком, и обозначать через рН, т.е.

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

Таким образом, если  $\text{pH} = 7$ , то вода нейтральная, если  $\text{pH} > 7$ , то вода щелочная, и если  $\text{pH} < 7$ , то вода кислая.

Концентрация водородных ионов тесно связана с содержанием свободного и связанного углекислого газа. Установлено, что рН растет с увеличением концентрации карбонатных и бикарбонатных ионов и с уменьшением содержания свободного  $\text{CO}_2$ .

В открытом океане пределы изменчивости pH сравнительно невелики: 7.60 – 8.40. Летом, когда фитопланктон энергично потребляет углекислый газ поверхностных слоев, pH растет. Зимой, когда дыхание преобладает над ассимиляцией углекислого газа, pH уменьшается.

Важным химическим свойством морской воды является ее щелочность, обусловленная избытком сильных оснований над сильными кислотами. Под *общей щелочностью* морской воды понимается количество миллимолей одноосновной сильной кислоты (HCl), необходимой для нейтрализации 1 л воды до pH = 5.5 – 5.7, причем добавляемая кислота расходуется главным образом на перевод карбонатов, бикарбонатов, боратных, силикатных, фосфатных и других подвижных ионов в форму недиссоциированных слабых кислот.

Главный вклад в общую щелочность вносят карбонатная и боратная составляющие. Сумма других компонентов обычно близка к погрешности измерений. Значение общей щелочности морской воды связано с процессами, меняющими химический состав воды: биологическим удалением или растворением карбоната кальция, поступлением материковых вод с иным, чем в океане, соотношением главных ионов, образованием и таянием льдов.

Заметим, что на практике часто используется также отношение щелочности к хлорности воды, называемое *удельной щелочностью*.

Важнейшим свойством воды является ее способность поглощать (растворять) газы, с которыми она соприкасается. **Растворимость** газа в воде прямо пропорциональна его давлению над раствором и выражается законом Генри:

$$C = kP,$$

где  $C$  – равновесная концентрация газа в растворе,  $k$  – коэффициент абсорбции, значение которого зависит от индивидуальных свойств газа и принятой системы единиц,  $P$  – давление газа над раствором. Коэффициент абсорбции представляет собой растворимость газа при  $P = 1$  атм и заданных температуре и солёности.

Для атмосферных газов равновесие регулируется законом Генри–Дальтона, в соответствии с которым растворимость в жидкости каждой составной части смеси газов пропорциональна парциальному давлению данной составной части над раствором:

$$C = kP_i,$$

где  $P_i$  – парциальное давление газа.

Закон Генри–Дальтона применим только к идеальным или очень разбавленным растворам. Однако при давлении до  $10^5$  Па отклонение наблюдаемых значений  $C_{от}$  вычисленных не превышает 1–3 %.

Таблица 2.5

**Коэффициент абсорбции некоторых газов (‰ по объему)  
в пресной воде при различных температурах  
и давлении газа 1013.2 гПа**

Газ	Температура, °С				
	0	10	15	20	30
N <sub>2</sub>	23.74	18.18	17.04	15.59	13.45
NH <sub>3</sub>	1 299 000	910 000	801 000	709 000	590 000
Ar	53.68	41.64	37.48	34.04	28.85
HCl	507 000	474 000	458 000	442 000	411 000
He	9.41	8.97	8.82	8.73	8.64
O <sub>2</sub>	49.10	38.16	34.24	31.05	26.30
SO <sub>2</sub>	79 800	56 600	47 300	39 400	27 200
H <sub>2</sub> S	4 620	3 360	2 910	2 550	2 010
CO <sub>2</sub>	1 716	1 190	1 009.5	865	663.3
CO	30.04	24.15	21.92	20.40	18.87

Как следует из табл. 2.5, наиболее высокой растворимостью обладают газы NH<sub>3</sub>, HCl, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S и CO<sub>2</sub>. Это связано с тем, что молекулы данных газов вступают в химическое взаимодействие с водой, образуют водородные связи и дают продукты, диссоциирующие в растворе.

### 2.10. Химический состав вод океана

В водах Мирового океана растворены практически все химические элементы периодической системы Д.И. Менделеева. При объеме вод Мирового океана  $1.37 \cdot 10^9$  км<sup>3</sup>, массе  $1407 \cdot 10^{15}$  т и среднем значении суммы главных ионов 34.887 г/кг масса растворенных в воде 11 элементов в виде ионов Cl<sup>-</sup>, Na<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Br<sup>-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Sr<sup>2+</sup>, F и недиссоциированной борной кислоты H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> равна  $47.8 \cdot 10^{15}$  т. Эти 11 элементов составляют по массе 99.9993 % растворенных в океане химических элементов. Поэтому их называют *главными компонентами*, или *макроэлементами*, морской воды.

Масса 13 микроэлементов, концентрация которых превышает 1 мкг/л, но меньше 0.2 мг/л (Li, Rb, P, I, Ba, Mo, Fe, Zn, As, V, Cu, Al, Ti), составляет всего  $0.3 \cdot 10^{12}$  т, а масса остальных обнаруженных в воде океана микроэлементов не превышает в сумме  $0.03 \cdot 10^{12}$  т.

Растворенные в воде океана атмосферные газы ( $N_2$ ,  $O_2$ ,  $CO_2$ , Ar) имеют массу  $32.4 \cdot 10^{12}$  т.

Органические вещества присутствуют в Мировом океане в растворенном состоянии, в виде взвесей в коллоидной форме. При этом растворенное органическое вещество преобладает и составляет  $4 \cdot 10^{12}$  т.

Биогенные вещества – соединения азота, фосфора и кремния, суммарная масса которых в Мировом океане составляет  $2.4 \cdot 10^{16}$  т, причем более 99 % приходится на соединения азота.

### 2.10.1. Главные компоненты солевого состава воды

Между главными компонентами, практически полностью формирующими солевой состав океанских вод, а также между каждым из них и их суммой существует постоянно соотношение концентрации, которое было установлено еще более века назад и затем получило название закона Дитмара. В соответствии с законом Дитмара, в воде открытого океана независимо от абсолютной концентрации количественные соотношения между главными компонентами основного солевого состава всегда постоянны.

Таблица 2.6

**Концентрация и общая масса компонентов солевого состава при средней солёности Мирового океана**

Ион	Концентрация, г/кг	Общий запас в океане, $10^{15}$ т
$Na^+$	10.6741	14.6235
$Mg^{2+}$	1.2835	1.7584
$Ca^{2+}$	0.4083	0.5594
$K^+$	0.3958	0.5422
$Si^{2+}$	0.0079	0.0108
$Cl^-$	19.1929	26.2943
$SO_4^{2-}$	2.6899	3.6852
$HCO_3^-$	0.1412	0.1934
$Br^-$	0.0668	0.0915
$F^-$	0.0013	0.0018
$H_3BO_3$	0.0254	0.0348

Под влиянием процессов влагообмена (выпадение осадков, испарение), а также процессов образования и таяния льдов изменяется

лишь общее количество солей, содержащихся в морской воде, но их соотношения в пределах погрешностей определений практически не меняются. Поэтому если известно точное отношение общего количества солей и концентраций всех основных компонентов в 1 кг воды и концентрации какого-либо одного ингредиента, то лишь по одному определению можно вычислить полный солевой состав океанской воды. В качестве такого «реперного» ингредиента используется хлорность.

Концентрация и общая масса главных компонентов при средней солености Мирового океана приводится в табл. 2.6. Нетрудно видеть, что сумма ионов Cl и Na составляет более 85 % от суммарной концентрации 11 главных компонентов.

### **2.10.2. Микроэлементы**

Микроэлементы играют важную роль в различных геохимических, геологических и биологических процессах в океане. Так, микроэлементы оказывают большое влияние на фотосинтез, участвуют в метаболизме растений и животных. Некоторые микроэлементы могут служить индикаторами различных процессов, протекающих в океане. Например, алюминий и титан используются как геохимические индикаторы распространения взвешенного терригенного и вулканогенного вещества в водной толще. Отдельные микроэлементы являются достаточно консервативными и могут использоваться для выяснения природы океанских вод и генезиса водных масс.

Знание концентраций микроэлементов в морских и океанских водах необходимо также для решения многих практических вопросов, таких, как поиск и использование морских минеральных ресурсов, установление мер контроля против загрязнения вод тяжелыми металлами и т.д.

Микроэлементы условно подразделяют на две группы: стабильные, не обладающие радиоактивностью, и естественные радиоактивные элементы.

Исследование микроэлементов в океане сопряжено с целым рядом трудностей, обусловленных очень малыми концентрациями этих элементов, многообразием форм содержания и сложной кинетикой их превращений. До сих пор отсутствуют данные о содержании в океанских водах таких элементов, как Rh, Te, Pd, Hf, Os, Ir.

Микроэлементы в морской воде находятся в двух основных формах: растворенной и взвешенной. В открытых районах океана концентрация химических элементов в растворенной форме резко пре-

вышает взвеси. В приустьевых участках и полузакрытых морях, наоборот, преобладают взвешенные формы микроэлементов.

В общем распределение микроэлементов в обеих формах подчиняется трем типам зональностей – циркумконтинентальной, широтной и вертикальной. Однако детальные закономерности в распределении микроэлементов по акватории океанов и прежде всего в растворенном виде до настоящего времени представляет нерешенную задачу.

### **2.10.3. Растворенные газы**

В морской воде в растворенном виде содержится большое число самых различных газов, однако концентрация большинства из них является незначительной. Достаточно сказать, что сумма четырех газов ( $N_2$ ,  $O_2$ ,  $CO_2$  и Ar) составляет около 99 % всей массы растворенных газов в Мировом океане. В табл. 2.7 приводятся оценки концентраций указанных газов в зависимости от температуры при средней солености  $35 \text{ }^{\circ}/_{\text{оо}}$ .

Нетрудно видеть, что состав растворенных газов в океане несколько отличается от их состава в атмосфере прежде всего за счет увеличения содержания  $CO_2$ .

Таблица 2.7

**Концентрация (мл/л) растворенных газов в морской воде при средней солености  $35 \text{ }^{\circ}/_{\text{оо}}$**

Газ	Температура, °C			
	0	10	20	30
Азот ( $N_2$ )	14.17	11.41	10.49	9.13
Кислород ( $O_2$ )	8.05	6.32	5.17	4.135
Углекислый газ ( $CO_2$ )	0.43	0.29	0.22	0.16
Аргон (Ar)	0.41	0.31	0.25	0.21

Молекулярный азот отличается большой химической инертностью, поэтому его содержание в морской воде практически постоянно и не зависит от биохимических процессов. Главная источник поступления азота в океан – растворение биогенной взвеси и продуктов жизнедеятельности морских организмов, составляющее 7.615 млрд.т/год. Почти столько же удаляется из океана в результате процесса фотосинтеза (7.7 млрд.т/год).

По-иному обстоит дело с растворенными кислородом и углекислым газом, роль которых в жизнедеятельности морских организмов является исключительно важной. Больше всего кислорода в океан поступает в результате фотосинтеза водной растительностью и при абсорбции его из атмосферы при недосыщении воды кислородом (табл. 2.8). Основными статьями расхода  $O_2$  являются биохимическое потребление кислорода и выделение его в атмосферу при пересыщении воды кислородом.

Неорганический углерод в морской воде содержится в четырех состояниях: в виде растворенного газообразного  $CO_2$ , угольной кислоты  $H_2CO_3$ , карбонатных ( $HCO_3^-$ ) и бикарбонатных ( $CO_3^{2-}$ ) ионов. Эти соединения между собой взаимозависимы и все вместе образуют *карбонатную систему*, основу которой составляет двухступенчатая схема диссоциации угольной кислоты

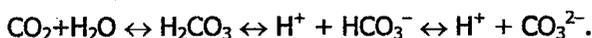


Таблица 2.8

**Годовой баланс растворенного кислорода  
в Мировом океане,  $10^9$  т. По В.Н. Иваненкову**

Составляющие баланса	Поступление	Расходование
Поглощение из атмосферы при недосыщении воды кислородом	54.8	—
Поступление с дождевыми водами	3.4	—
Поступление с речными водами	0.2	—
Продуцирование при фотосинтезе	154.0	—
Выделение в атмосферу при пересыщении воды кислородом	—	61.4
Биохимическое потребление	—	151.0
Всего	212.4	212.4

Все производные угольной кислоты одновременно существуют в растворе, причем соотношения между ними меняются в зависимости от внешних условий (параметров состояния), т.е. температуры, солености, давления. Основным фактором, от которого зависит состояние карбонатной системы, является углекислый газ. При уменьшении содержания  $CO_2$  происходит повышение pH и, как следствие, — переход

бикарбонатов в карбонаты. Напротив, увеличение содержания  $\text{CO}_2$  смещает процесс в обратную сторону – карбонаты переходят в бикарбонаты и pH снижается.

Важная роль принадлежит углекислому газу в образовании первичной продукции в океане и многообразных процессах, влияющих на условия обитания и функционирования морских организмов. Кроме того, на океан ложится дополнительная нагрузка по поглощению  $\text{CO}_2$  из атмосферы, где наблюдается резкое возрастание его концентрации, связанное с антропогенными изменениями выбросов  $\text{CO}_2$  в воздушное пространство.

#### **2.10.4. Органическое вещество**

Под **органическим веществом** природных вод понимают совокупность различных форм существования органических соединений: истинно-растворенные (размер частиц менее 0.001 мкм), коллоидные (0.001 – 0.1 мкм) и часть более крупных частиц – взвесь (обычно до 150–200 мкм). В состав органического вещества взвеси входят: 1) живые, планктонные водоросли, микрозоопланктон, большая часть агрегированного бактерио-планктона; 2) остатки тел различных организмов и органическое вещество, заключенное в скелетных образованиях; 3) органическое вещество, сосажденное, сорбированное и агрегированное из раствора.

По происхождению органическое вещество разделяют на *автохтонное*, образованное непосредственно в океане живыми организмами, и *аллохтонное*, поступившее в океан извне с речными водами суши, с золовым материалом (через атмосферу), в результате абразии (разрушения) берегов, с космогенным материалом и антропогенным загрязнением.

Генетически аллохтонное органическое вещество связано с фитомассой суши, гумусом почв и органическим веществом ископаемых пород. Поэтому его большая часть значительно устойчивее к деструкции, чем основная масса автохтонного органического вещества.

Ежегодно в Мировой океан поступает  $21 \cdot 10^9$  т/год органического вещества, причем преобладающая его часть ( $20 \cdot 10^9$  т/год) автохтонного происхождения и только  $1 \cdot 10^9$  т/год является аллохтонным веществом. При этом почти 95 % автохтонного вещества связано с продуктами фитопланктона. Наибольший вклад в аллохтонное вещество дает твердый сток рек (около 40 %).

### 2.10.5. Главные биогенные элементы

Биогенными элементами можно считать все химические элементы, которые входят в состав органических соединений и требуются живым организмам для обеспечения процессов метаболизма: H, O, N, P, Si, S, Mg, Ca, K, Fe, Al, Mn. Более 99,9 % массы живых организмов состоят из указанных элементов. При этом соединения азота, фосфора и кремния называют **главными биогенными элементами** из-за их исключительно важного значения в жизнедеятельности морских организмов, а также в процессе фотосинтеза фитопланктона.

Изучение главных биогенных элементов представляет интерес также и при решении ряда задач физической океанологии, таких, как генезис (происхождение) водных масс, интенсивность процессов перемешивания и адвективного переноса вод. Познание химии фосфора имеет значение для понимания процессов формирования залежей фосфоритов на дне океана и образования фосфорных конкреций.

Наиболее важными соединениями главных биогенных элементов являются азотная ( $\text{HNO}_3$ ), ортофосфорная ( $\text{H}_3\text{PO}_4$ ) и кремневая ( $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ) кислоты. Нитраты щелочных и щелочноземельных металлов, ортофосфаты и силикаты щелочных металлов хорошо растворимы в воде. Ортофосфаты и силикаты других металлов в воде труднорастворимы или нерастворимы.

Концентрации насыщения соединений азота, фосфора и кремния в морской воде точно не известны. Во всяком случае они составляют для соединений азота и фосфора единицы мг/л, а для соединений кремния более 100 мг/л. Поэтому даже при максимальных концентрациях азота, фосфора и кремния вода океана резко недонасыщена этими веществами.

Источники поступления главных биогенных элементов в океан могут быть как внешние (речной и подземный сток, атмосферные осадки), так и внутренние (взвеси терригенного, вулканического и биогенного происхождения), причем роль взвесей биологического происхождения и метаболизма морских организмов является преобладающей ( $\approx 99\%$ ). Расходование биогенных элементов практически полностью происходит за счет извлечения фитопланктоном при фотосинтезе. Поэтому основные потребности морских организмов обеспечиваются внутренними круговоротами азота, фосфора.

Средние концентрации и общие запасы растворенных в различных океанах главных биогенных элементов представлены в табл. 2.9.

Таблица 2.9

**Средняя концентрация и запас биогенных элементов  
в разных океанах. По С.В. Бруевичу, В.И. Иваненкову**

Океан	Средняя концентрация, мг/л			Запас, 10 <sup>11</sup> т		
	Si	N	P	Si	N	P
Северный Ледовитый	0.42	0.08	0.03	0.07	0.013	0.005
Атлантический	1.15	0.31	0.06	3.88	1.047	0.200
Индийский	1.90	0.47	0.07	5.55	1.372	0.204
Тихий	2.72	0.51	0.08	19.68	3.691	0.579
Мировой	2.13	0.45	0.08	29.18	6.123	0.988

Из табл. 2.9 следует, что из общего количества биогенов, растворенных в воде Мирового океана, на Северный Ледовитый в среднем приходится 0,2 %, на Атлантический – 17 %, на Индийский – 20,7 % и на Тихий океан – 62 %. Концентрация биогенных элементов в Тихом океане также оказывается выше, чем в других океанах.

### **2.10.6. О происхождении солевой массы океана**

Солевой состав океанских вод зависит как от происхождения самих вод, так и от воздействия на них химических, биологических и геологических процессов на протяжении всей истории Земли. По современным воззрениям, наша планета образовалась из холодного космического вещества, подвергавшегося разогреванию под воздействием энергии сжатия и тепла, выделяемого радиоактивными элементами, что привело к дифференциации вещества планеты на оболочки. В результате плавления и дегазации мантии Земли по механизму зонного плавления на поверхность Земли поступали легкоплавкие вещества – базальтовая магма и растворенные в ней газы, основную массу которых составляет вода.

При их охлаждении водяной пар и газы конденсировались, образуя кислый раствор, содержащий ионы хлора, серы, углерода, брома, фтора, бора, йода, аммония, кремния. Одновременно при растворении горных пород шла нейтрализация кислого раствора и обогащение его ионами натрия, калия, магния, кальция, стронция. Таким образом, уже при образовании гидросферы океан был соленым и содержал почти все элементы солевого состава современного океана.

В формировании вод океана и их химического состава выделяются три стадии. Первая, самая ранняя, катархетская, охватывает период от

4.6–4.5 до 3.6–3.4 млрд. лет назад, когда жизнь на Земле отсутствовала. Очевидно, объем воды в океане к концу катархея был менее 20 % от современного. В это время в океане преобладали сероводород, аммиак, метан и отсутствовали растворенный кислород, оксиды серы, азота и углерода. Содержание кальция, магния и калия было относительно больше, а натрия – меньше по сравнению с их содержанием в современный период.

Вторая стадия, включающая архейскую и протерозойскую эры, охватывает период от 3.6–3.4 до 0.58–0.56 млрд. лет назад, когда на Земле, преимущественно в океане, появилась и развивалась жизнь. За это время объем вод океана увеличился примерно до 70 % от современного, уменьшилось содержание сероводорода, аммиака, метана, появились оксиды серы, азота и углерода. Содержание кальция, магния и калия по-прежнему было больше, а натрия меньше, чем в современном океане.

Третья стадия – это фанерозой, охватывающий период от 570±15 млн. лет назад до наших дней. В нижнем палеозое (585–340 млн. лет назад) произошли наиболее существенные изменения газового и солевого состава океана в связи с бурным развитием растений. В этот период происходит быстрый рост содержания кислорода, сульфатов, гидрокарбонатов и оксидов азота почти до современного уровня, связывание карбонатов кальция и магния в мелководных морях, что привело к современному содержанию в океане натрия, магния, кальция, калия, сульфатов и карбонатов. Объем вод океана стал близок к современному, а соотношение между главными компонентами солевого состава осталось практически неизменным до наших дней. На протяжении последней стадии развития океана в отдельные геологические эпохи происходили направленные изменения уровня и объема вод океана, их химического состава, но они были относительно кратковременными и не носили принципиального характера.

### **2.11. Химическое загрязнение вод океанов**

Прежде всего дадим определение термину «загрязнение». Под **загрязнением океана** следует понимать ухудшение качества морской среды, обусловленное антропогенными факторами, воздействующими прямо или косвенно на физико-химические свойства среды и причиняющие ущерб морским организмам, здоровью и деятельности человека.

Загрязнение Мирового океана оказывает большое влияние на физические, химические и биологические процессы, протекающие в нем и на границах между океаном, атмосферой и сушей. В настоящее

время наиболее распространенными и опасными загрязняющими веществами являются нефть и нефтепродукты, соединения тяжелых металлов (в частности, ртути и свинца), ядохимикаты (пестициды и др.), хлор- и фосфорорганические вещества, долгоживущие естественные радионуклиды (плутоний, цезий и др.).

**Нефтяное загрязнение** является наиболее ярким примером глобального антропогенного воздействия на Мировой океан. В настоящее время практически нет такой области океана, в которой не ощущалось бы воздействие нефтяного загрязнения. По современным оценкам, ежегодно в морскую среду из различных источников поступает 1.7–8.8 млн.т нефти. К числу важнейших антропогенных источников поступления нефти в Мировой океан относится морская транспортировка (1–2.6 млн.т). Сюда входит добыча нефти на шельфе, аварии танкеров, транспортировка и обслуживание в доках, коммерческое судоходство и т.п. Естественно, что наиболее загрязненными оказываются те районы Мирового океана, в которых пролегают самые распространенные маршруты перевозки нефти.

Кроме того, существует еще один достаточно мощный источник нефтяного загрязнения, обусловленный неполным сгоранием бензина, керосина и других легких фракций нефти. Время их пребывания в атмосфере составляет 0.5–2.3 года, причем около 90 % этих веществ выпадает в северном полушарии. По современным оценкам, поступление таким путем в океан нефтяных углеводородов достигает 0.05–0.5 млн.т. Наконец, источниками нефтяного загрязнения являются также бытовые стоки, неочищенные промышленные воды, речной сток и др.

В море нефть встречается в различных формах: растворенная, эмульгированная, пленочная, твердообразная. При попадании нефти в морскую среду обычно образуется слик (поверхностная пленка). В первые часы существования слика доминируют физико-химические процессы. Затем важнейшее значение приобретает микробная деструкция. В целом судьба нефтяного слика характеризуется цепью последовательных процессов: испарение, эмульгирование, растворимость, окисление, образование агрегатов, седиментация, биodeградация, включающая микробное разрушение и ассимиляцию (усвоение) планктонными и бентосными организмами. Распространение слика на поверхности океана происходит за счет процессов адвекции и растекания. По приближенным оценкам, скорость перемещения нефтяного пятна составляет 60 % скорости течения и 3–4 % скорости ветра.

Из соединений нефти наиболее серьезные негативные последствия связаны прежде всего с полициклическими ароматическими углеводородами, их накоплением в поверхностном микрослое, морской биоте, донных отложениях. Эти углеводороды обладают также мутагенными и канцерогенными свойствами, вследствие чего их воздействие на морскую биоту представляется особенно опасным.

**Пестициды** составляют обширную группу искусственно созданных веществ, используемых для борьбы с вредителями и болезнями растений. В водной среде распространение получили следующие группы пестицидов: фунгициды, гербициды и особенно инсектициды.

Инсектициды могут быть трех видов: хлорорганические, фосфорорганические и карбаматы. К хлорорганическим соединениям относятся ДДТ (дихлордифенилтрихлорэтан) и его производные, ПХБ (полихлорбифенил), ГХБ (гексахлорбензол) и др. Период полураспада этих веществ достигает нескольких десятков лет, они обладают высокой токсичностью и очень устойчивы к биодegradации, что способствует их накоплению в морских организмах.

Особенно широкое использование в промышленности получил ПХБ. По некоторым оценкам, в окружающей среде циркулирует 420 тыс. т ПХБ (в том числе 250 тыс. т в Мировом океане), что составляет 35 % от общего количества ПХБ, произведенного современной промышленностью (1.2 млн. т). При этом Мировой океан играет роль конечного резервуара, в который через атмосферу и сток с континентов поступает ПХБ. Вследствие этого можно полагать, что концентрация хлорированных углеводородов в морской воде должна возрастать. В настоящее время концентрация ПХБ составляет 0.01 – 0.03 мкг/л, причем наиболее загрязненными являются прибрежные районы вблизи устьев рек и крупных городов.

**Тяжелые металлы** по токсикологическим оценкам занимают второе место среди загрязняющих веществ, уступая только пестицидам. К числу распространенных и в то же время очень опасных металлов относятся ртуть, кадмий, свинец, мышьяк.

Основными источниками поступления токсичных металлов в морскую воду являются прямое загрязнение, стоки с суши, атмосферная пыль и осадки. В океан ртуть поступает как из природных источников, так и из источников антропогенного происхождения. К антропогенным источникам относятся сжигание ископаемого топлива, выбросы промышленных предприятий в атмосферу, сточные воды и др. Всего в окружающую среду поступает до 10 тыс. т ртути ан-

тропогенного происхождения, из которых около 3 тыс. т за счет сжигания топлива.

Природными источниками ртути служат извержения вулканов, дегазация литосферы и выветривание горных пород. Ежегодно в морскую воду попадает около 5 тыс. т ртути. Ее общее количество в водах Мирового океана составляет около 10 млн. т при средней концентрации 0.01–0.03 мкг/л.

Кадмий относится к редкоземельным элементам и практически в свободном состоянии не встречается. К основным антропогенным источникам поступления кадмия в океан относятся горнорудные и металлургические предприятия, а также сточные воды. Кроме того, некоторое количество кадмия попадает в морскую среду в результате вулканических извержений. Всего в Мировом океане при средней концентрации 0.1 мкг/л содержится примерно 140 млн.т кадмия.

Загрязнение морской среды мышьяком за счет индустриальных стоков сказывается прежде всего на состоянии бухт, эстуариев и других прибрежных районов. Поступление мышьяка с речным стоком оценивается в 40–70 тыс.т/год. Через атмосферу в океан попадает около 700 т/год. Общее количество мышьяка в Мировом океане составляет 3150 млн.т при средней концентрации 2.3 мкг/л.

Загрязнение природных вод свинцом происходит в результате процесса обжига и плавки свинцовых руд, за счет выбросов отходов с промышленных предприятий, а также при сжигании угля, древесины и других органических материалов. Общее содержание свинца в водах Мирового океана оценивается в 2.8 млн. т при средней концентрации  $2 \cdot 10^{-3}$  мкг/л.

## ГЛАВА 3. ОПТИЧЕСКИЕ И АКУСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОД ОКЕАНА

### 3.1. Оптические свойства

Как уже отмечалось выше, оптические свойства морской воды имеют важное научное и практическое значение. Так, прозрачность и цветность часто служат в качестве дополнительных характеристик водных масс, что позволяет в некоторых случаях производить более точную их идентификацию. Оптические характеристики могут использоваться для изучения вертикальной гидрологической структуры, в частности для нахождения положения скачка плотности, поскольку вблизи него часто образуются скопления частиц. Кроме того, по оптическим характеристикам можно фиксировать границы между разнонаправленными течениями и судить о внутренних волнах в океане. Наконец, особую роль оптические свойства морской воды играют при фотосинтезе фитопланктона, составляющего первичную основу биологической продукции океана.

При изучении загрязнения морских вод очень перспективны оптические методы, которые позволяют обнаруживать загрязняющие вещества как на поверхности, так и в водной толще. При этом по спектральному поглощению можно выполнить идентификацию загрязняющего вещества, а с помощью показателя ослабления света определить его концентрацию. Другое весьма перспективное быстро развивающееся направление – дистанционные методы исследования оптических свойств океана и прежде всего с искусственных спутников Земли.

#### *3.1.1. Основные факторы, обуславливающие оптические свойства морской воды*

В общем случае формирование и изменчивость оптических свойств морской воды зависят от ряда внешних и внутренних факторов. К первым относятся характеристики источников света, попадающего на поверхность океана, а ко вторым – физико-химические свойства и состав морской воды. Наиболее важными внешними факторами являются изменчивость светового потока в зависимости от высоты Солнца, наличие облачности и ветрового волнения.

**Световой поток**, или поток солнечного излучения, может быть выражен как в энергетической, так и в оптической системах единиц. В последнем случае обычно используют **освещенность**, которая

определяется световым потоком, падающим на единичную площадку. Ее единицей является люкс (лк), соответствующий освещенности, создаваемой световым потоком в 1 люмен (лм) на площади 1 м<sup>2</sup>. Отметим, что освещенность поверхности океана при положении Солнца в зените составляет 140 тыс. лк, а ночью в полнолуние – около 0.25 лк. Солнечный поток, достигающий поверхности океана, в основном сосредоточен в видимой части спектра, т.е. в области с длинами волн от 0.4 до 0.7 мкм. Подавляющая часть ультрафиолетового и значительная часть инфракрасного излучения поглощаются атмосферой, причем ультрафиолетовый поток – озоном, а инфракрасный – водяным паром и углекислым газом.

Световой поток, падающий на поверхность океана, складывается из суммы прямого и рассеянного потоков. Первый обусловлен прямыми лучами Солнца, а второй – светом, рассеиваемым небесным сводом и облаками. Поэтому освещенность представляет сумму освещенностей, образуемых двумя этими потоками. Освещенность в сильной степени зависит от высоты Солнца. Если принять освещенность поверхности моря прямыми лучами при положении Солнца в зените за единицу, то относительная освещенность (в долях единицы) в зависимости от высоты Солнца может быть представлена кривой *M* на рис. 3.1. Для получения абсолютных величин освещенности достаточно умножить относительные значения на 140 тыс. лк.

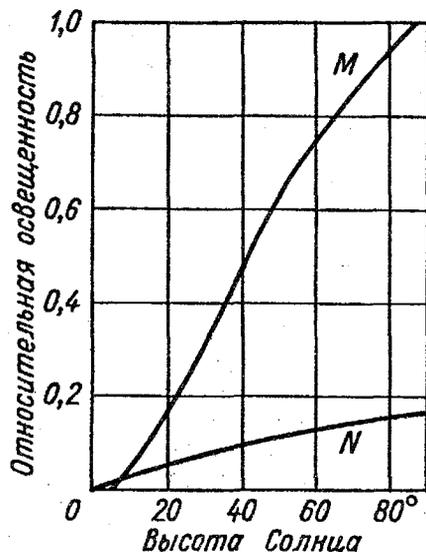


Рис. 3.1. Относительная освещенность поверхности океана прямым солнечным светом (*M*) и светом, рассеянным небесным сводом при отсутствии облачности (*N*) в зависимости от высоты Солнца.

На этом же рисунке приводится кривая *N*, характеризующая относительную освещенность рассеянным (диффузным) светом небесного свода при безоблачном небе и различной высоте Солнца. Нетрудно видеть, что влияние высоты Солнца на освещенность рассеянным светом существенно меньше по сравнению с прямым потоком.

Если Солнце полностью закрыто облаками, то вся освещенность поверхности моря обусловлена рассеянным светом, исходящим из облаков. На рис. 3.2 кривая *1* характеризует освещенность, создаваемую небесным сводом при отсутствии облаков, и соответствует кривой *N* на рис. 3.1. Остальные кривые соответствуют освещенности, создаваемой облаками различных форм. Наиболее слабой она оказывается при наличии слоистых и дождевых облаков. Больше всего света к поверхности океана пропускают высококучевые облака.

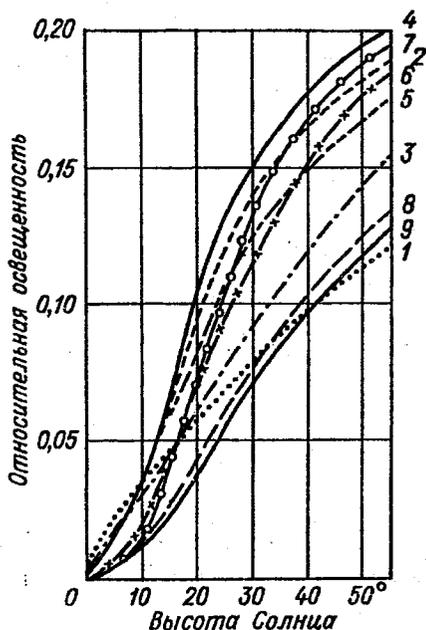


Рис. 3.2. Относительная освещенность поверхности океана облаками различных форм в зависимости от высоты Солнца.

1 — безоблачно, 2 — перистые, 3 — перисто-кучевые, 4 — высококучевые, 6 — слоисто-кучевые, 7 — кучево-дождевые, 8 — слоистые, 9 — дождевые.

Что касается ветрового волнения, то оно прежде всего сказывается на отражательных свойствах поверхности океана. Особенно сильно они меняются при образовании на гребнях волн морской пены.

Оптические характеристики морской воды зависят также и от внутренних факторов, которые определяются свойствами трех ее основных компонентов: самой чистой воды, растворенных веществ

(неорганических и органических), взвеси (минеральной и органической). Оптические свойства чистой воды представляют собой практически неизменный фактор, поскольку очень слабо зависят от температуры и давления. Поэтому изменчивость оптических свойств в основном зависит от состава и концентрации растворенных и взвешенных веществ, а также от длины световых волн.

Из растворенных веществ особый интерес представляет та их часть, которая получила название «желтого вещества». Под этим названием понимают сложную смесь гумусоподобных соединений, которые образуются повсеместно в Мировом океане при распаде органического вещества, составляющего планктон и продукты его жизнедеятельности. Другой источник «желтого вещества» – гумусовые соединения речного стока.

Влияние взвеси на оптические характеристики определяются количеством, размерами, формой и ориентацией частиц. При этом наибольшую роль играют частицы с размерами от сотых долей микрона до десятка микронов. Меньшие частички слишком малы, чтобы влиять на оптические свойства; количество же очень крупных частиц невелико, вследствие чего и их влияние на оптические свойства также несущественно.

Падающий на поверхность воды поток света частично отражается, частично преломляется и проникает в глубь океана, где он рассеивается и поглощается. Рассмотрим вкратце указанные процессы.

### ***3.1.2. Отражение и преломление света на поверхности океана. Понятие об альбедо***

Поверхность раздела между атмосферой и океаном представляет границу между двумя средами различной оптической плотности. Световой луч *A*, падающий под некоторым углом *i* на поверхность, делится на два: один (луч *C*) преломляется и распространяется далее в толщу моря, а другой (луч *B*) отражается и уходит обратно в воздух (рис. 3.3). Процесс преломления на границе вода–воздух описывается законом Снеллиуса

$$\frac{\sin i}{\sin j} = n, \quad (3.1)$$

где *i* – угол падения луча, *j* – угол преломления, *n* – показатель преломления (для чистой морской воды  $S = 35^{\circ}/_{00}$ ,  $n = 4/3$ ). Показатель преломления очень мало меняется при изменении температуры и солености, поэтому обычно его принимают постоянным.

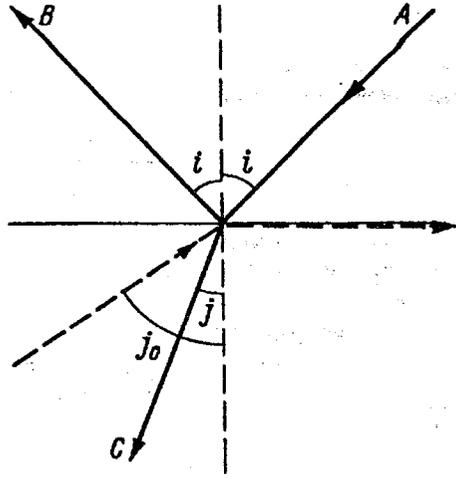


Рис. 3.3. Отражение и преломление светового луча на поверхности океана.

Принимая  $n = 4/3$ , из формулы (3.1.) нетрудно видеть, что угол  $i$  всегда больше угла  $j$ . Следовательно, входящий наклонно в море луч ближе к вертикали, чем в атмосфере. Для случая скользящего падения света ( $i = 90^\circ$ ) предельный угол преломления  $j = 48.5^\circ$ .

Если источник света находится в море, то луч, подходя к границе раздела с атмосферой, также будет испытывать преломление. При этом существует такой угол выхода  $j_0$ , при котором подходящий к поверхности моря снизу световой луч претерпевает полное внутреннее отражение и не выходит из моря. Этот угол выхода также равен  $j_0 = 48.5^\circ$ . В результате из моря в каждой точке выходят только лучи, подходящие снизу в конусе с углом при вершине  $2j_0 = 97^\circ$ .

Следует иметь в виду, что преломление описывается законом Снеллиуса только для идеального случая плоской поверхности. Значительное искажение в процессе преломления световых лучей вносят ветровые волны, которые приводят к сглаживанию краев конуса Снеллиуса. При этом возможные отклонения от конуса могут достигать до 15 %.

Из рис. 3.3 также следует, что угол падения светового луча равен углу отражения. Согласно формулам Френеля, полный коэффициент отражения может быть представлен как

$$R = \frac{1}{2}(R_s + R_p),$$

где  $R_s$  и  $R_p$  – соответственно коэффициенты отражения света для лучей с перпендикулярными и параллельными плоскости падения направлениями, определяемые по следующим формулам:

$$R_s = \frac{\sin^2(i - j)}{\sin^2(i + j)}, \quad R_p = \frac{\operatorname{tg}^2(i - j)}{\operatorname{tg}^2(i + j)}.$$

Значения коэффициентов отражения для  $n = 4/3$  при различных углах падения световых лучей  $i$  приводятся в табл. 3.1. Как видно из этой таблицы, для лучей, падающих на поверхность нормально ( $i = 0$ ), коэффициент отражения  $R$  очень мал (около 2 %). При увеличении угла падения  $R$  медленно возрастает (так, при  $i = 60^\circ$   $R = 5.9$  %). Однако затем он резко растет и при  $i = 90^\circ$  отражение уже является полным, т.е.  $R = 100$  %.

Таблица 3.1

**Коэффициенты отражения (%) для гладкой поверхности моря**

$R$	Угол падения, ...°											
	0	10	20	30	40	50	60	70	75	80	85	90
$R_p$	2.0	1.9	1.7	1.2	0.6	0.1	0.4	4.7	11.0	24.0	49.3	100
$R_s$	2.0	2.1	2.5	3.1	4.3	6.7	11.5	21.9	31.3	45.9	67.4	100
$R$	2.0	2.0	2.1	2.4	2.4	3.4	5.9	13.3	21.2	34.9	58.3	100

**Альbedo** («белизна») морской поверхности характеризует ее отражательную способность и является безразмерной величиной. Альbedo представляет собой отношение потока радиации, отраженного поверхностью воды, к полному потоку радиации, падающему на нее. В отличие от полного коэффициента отражения, характеризующего направленное отражение, т.е. по отдельным направлениям, альbedo является интегральным параметром и дает представление о диффузном отражении, т.е. по всем направлениям и во всем диапазоне длин волн.

Теоретические значения альbedo могут изменяться от единицы для абсолютно белой, полностью отражающей поверхности, до нуля для абсолютно черной поверхности, полностью поглощающей солнечные лучи. Альbedo играет важную роль в формировании радиационного бюджета поверхности океана.

В соответствии с рассмотренным выше процессом отражения световых лучей естественно считать, что альbedo должно существенно зависеть от высоты Солнца. Действительно, когда Солнце находится в зените ( $h = 0$ ), альbedo минимально, так как почти вся приходящая радиация поглощается. Наоборот, при низкой высоте Солнца лучи, падающие на водную поверхность под малыми углами, зеркально отражаются и почти не поглощаются. Это приводит к резкому возрастанию альbedo.

Зависимость альbedo от высоты Солнца в ясную погоду при сравнительно небольших (до четырех баллов) условиях волнения может быть определена по эмпирической формуле, предложенной А.А. Пивоваровым:

$$A(h) = 0.04 / (\sin h + 0.04), \quad (3.2)$$

где  $h$  – высота Солнца,  $A(h)$  – альbedo.

Альbedo зависит от многих гидрометеорологических факторов, но наиболее важным является облачность. Поскольку облачность – величина с высокой устойчивостью и ее трудно оценить количественно, учет ее обычно осуществляется косвенным путем. С этой целью используются оценки альbedo, которые получены для ясной погоды и в которые вводятся поправки на облачность. Например, в этом случае формула (3.2) будет иметь вид

$$A(h) = 0.04 / (\sin h + 0.04) - \left[ \frac{0.04}{(\sin h + 0.04)} - 0.08 \right] n, \quad (3.3)$$

где  $n$  – балл общей облачности, меняющийся от  $n = 0$  (отсутствие облачности) до  $n = 10$  (сплошная облачность).

Определенное влияние на альbedo оказывает и ветровое волнение, которое приводит к некоторой трансформации кривой  $A(h)$  в зависимости от наличия пены, прозрачности и цветности воды. Однако при  $h > 20^\circ$  влиянием волнения можно пренебречь, а при  $h < 20^\circ$  солнечная энергия невелика и, следовательно, волнение, если даже оно достигает заметных размеров, не может оказать существенного влияния на поглощенную радиацию.

Последнее утверждение справедливо, если на поверхности океана не образуется пена. При наличии пены фактические значения альbedo значительно превосходят средние, полученные при той же высоте Солнца в отсутствие пены. Учет влияния пены на альbedo может иметь важное значение при расчетах температурного режима верхнего слоя океана в районах с большой повторяемостью штормов.

мов. К сожалению, измерения отраженной радиации в штормовых условиях весьма редки, поэтому в расчетах обычно используются значения альbedo для некоторых средних условий волнения.

В табл. 3.2 приводятся климатические значения альbedo для Мирового океана, для отдельных сезонов года. Нетрудно видеть, что межширотная и внутригодовая (исключая полярные районы) изменчивость альbedo невелика. Поэтому часто в практических расчетах радиационного баланса даже за короткие (месячные) периоды времени принимают ее климатические значения.

Если сравнить альbedo океана с альbedo всех других видов подстилающих поверхностей, то оно оказывается самым малым. Так, альbedo обнаженной почвы колеблется от 10 % (темные почвы) до 35 % (пески). Альbedo травянистого покрова составляет 18–33 %, а древесной растительности 10–15 %. Альbedo старого лежалого снега равно 30–50 %, а для только что выпавшего доходит до 70–90 %. Чистый лед имеет альbedo 20–40 %. Однако в природе лед почти всегда покрыт хотя бы тонким слоем снега, который резко увеличивает альbedo.

Итак, из всех естественных поверхностей открытый океан является наиболее совершенным поглотителем солнечной энергии, а снег и льды, наоборот, самыми совершенными ее отражателями.

Таблица 3.2

**Климатические оценки альbedo (%) поверхности океана.  
По Н.А. Тимофееву и О.П. Петровой**

Широтная зона	Январь	Апрель	Июль	Октябрь
70 – 60° с.	9	11	7	11
60 – 50	15	8	7	9
50 – 40	10	8	7	9
40 – 30	9	8	7	8
30 – 20	8	7	6	7
20 – 10	7	7	6	6
10 – 0	6	7	6	6
0 – 10° ю.	6	7	6	6
10 – 20	6	8	7	6
20 – 30	6	8	8	6
30 – 40	6	9	9	7
40 – 50	7	11	11	7
50 – 60	7	14	9	8

### 3.1.3. Поглощение и рассеяние света в морской воде

С точки зрения оптики морская вода представляет собой мутную поглощающую среду, поскольку при распространении в ней светового пучка одновременно происходит поглощение и рассеяние фотонов.

При поглощении лучистая энергия преобразуется в тепловую. Кроме того, поглощение частично происходит вследствие того, что лучистая энергия участвует в химических реакциях, например таких, как фотосинтез. Однако эта часть энергии очень мала.

При рассеянии изменяется направление движения фотонов, причем этот процесс идет без потери энергии. Сами молекулы воды или растворенного в ней вещества вызывают сравнительно слабое рассеяние, называемое *молекулярным*. Но большая часть света рассеивается взвешенными в воде частицами (планктоном, органическими остатками и т.п.), в результате чего энергия светового пучка с глубиной быстро уменьшается.

Поглощение лучистой энергии морской водой с длиной волны  $\lambda$  характеризуется показателем поглощения  $\chi$  (величина, обратная расстоянию, на котором поток энергии в воде уменьшается в  $e$  раз, и имеющая размерность  $m^{-1}$ ). Потеря энергии светового пучка  $dI$  при прохождении элементарного слоя воды толщиной  $dz$  пропорциональна толщине поглощающего слоя и выражается соотношением

$$dI = -I\chi dz, \quad (3.4)$$

где  $I$  – энергия луча, входящего в слой. Знак «минус» указывает на потерю энергии. Если в (3.4) разделить переменные и проинтегрировать по вертикали от  $z = 0$  до  $z = h$ , то получим следующую формулу:

$$I_h = I_0 \exp(-\chi h), \quad (3.5)$$

где  $I_0$  – энергия падающего луча ( $z = 0$ ). Формула (3.5) иногда называется законом Бугера и показывает на довольно быстрое ослабление энергии света с глубиной.

Вода не одинаково поглощает световые лучи различных длин волн, т.е. обладает избирательным поглощением. Это видно из табл. 3.3, в которой представлены значения  $\chi$  для лучей различных длин волн  $\lambda$  для чистой дистиллированной воды.

Поглощение в красной части спектра значительно больше, чем в остальной части, причем оно резко возрастает около  $\lambda = 0.6$  мкм. Следовательно, красная часть спектра поглощается в основном в

поверхностном слое океана. В глубину проникают лучи зеленой и особенно синей части спектра, которые формируют цвет моря и создают освещенность в глубинах.

Таблица 3.3

**Показатель поглощения чистой водой световых лучей различных длин волн**

$\lambda$ мкм .....	0.658	0.622	0.612	0.602	0.579	0.522	0.494
$\chi$ .....	0.320	0.230	0.233	0.173	0.049	0.002	0.002

По аналогии с поглощением рассеяние светового луча определяется показателем рассеяния  $G$ , который представляет собой величину, обратную расстоянию, на котором световой поток уменьшается в  $e$  раз. По аналогии с (3.4) потеря энергии светового луча вследствие молекулярного рассеяния элементарным слоем  $dz$  выражается следующей формулой:

$$dI_p = -GI dz, \quad (3.6)$$

или после интегрирования по вертикали от  $z = 0$  до  $z = h$

$$I_p = I_0 \exp(-Gh). \quad (3.7)$$

Заметим, что данная формула справедлива лишь в случае изотропного (равномерного во всех направлениях) рассеяния света молекулами воды. В действительности это не так, поскольку молекулы воды анизотропны и изменения их ориентации при тепловом движении влияют на интенсивность рассеяния света по разным направлениям. Данный эффект может быть учтен путем введения показателя рассеяния в данном направлении  $G(j)$ , зависящего в основном от длины волны и показателя преломления  $n$ .

Кроме того, молекулярное рассеяние света происходит из-за наличия в морской воде растворенных веществ. Однако значение его невелико, поскольку оно составляет менее 1/4 от рассеяния света чистой водой. В результате полное молекулярное рассеяние представляет сумму всех трех эффектов. С увеличением длины волны наблюдается уменьшение суммарного показателя молекулярного рассеяния  $G_m$ .

Однако определяющее влияние на рассеяние света оказывают находящиеся в морской воде взвешенные частицы. Их размеры обычно сравнимы или больше длины световых волн. Строгой теории рассеяния света на таких частицах не существует, тем не менее даже

приближенные оценки свидетельствуют, что взвеси увеличивают молекулярный показатель рассеяния  $G_m$  практически на два порядка.

В среднем вклад молекулярного рассеяния в суммарное рассеяние даже в самых чистых океанских водах не превышает 7–8 %, а в большинстве случаев им вообще можно пренебречь. Типичные значения рассеяния для поверхностных вод открытого океана составляют  $0.10 - 0.16 \text{ м}^{-1}$ , а для глубинных вод  $0.05 - 0.10 \text{ м}^{-1}$ . Максимальное значение рассеяния, равное  $2.7 \text{ м}^{-1}$ , измерено вблизи побережья Перу. В табл. 3.4 приводятся значения  $G$  для различных слоев, рассчитанные К.С. Шифриным по данным измерений на 34 глубоководных станциях в Тихом и Индийском океанах.

Как уже отмечалось, световой поток рассеивается по различным направлениям неравномерно. Изменение показателя рассеяния в пространстве характеризуется *индикатриссой рассеяния*, определяемой безразмерным показателем:

$$\beta(j) = 4\pi \frac{G(j)}{G}, \quad (3.8)$$

где  $G$  – полный показатель рассеяния. Индикатрисса, определяющая рассеяние как функцию угла рассеяния, является важнейшей оптической характеристикой. Можно выделить три общих свойства морских индикатрисс: 1) резкая вытянутость в направлении падающего пучка; 2) размытый минимум в диапазоне  $100-130^\circ$ ; 3) небольшое возрастание в обратном направлении. На рис. 3.4. приводятся характерные индикатриссы молекулярного рассеяния и рассеяния за счет взвешенных в морской воде частиц.

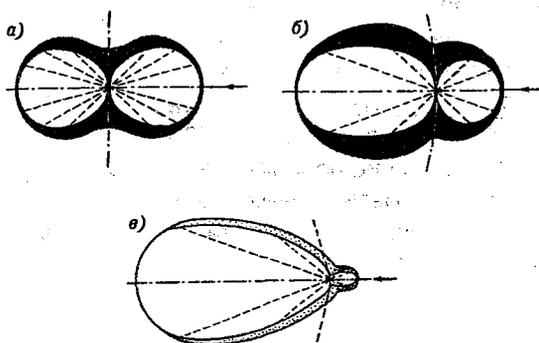


Рис. 3.4. Индикатриссы рассеяния света молекулой воды (а), крупной частицей (б) и еще более крупной частицей (в).

Таблица 3.4

**Изменения полного показателя рассеяния с глубиной.  
По К.С. Шифрину**

Слой, м . . . . .	0–50	50–100	100–200	200–1000
$G, \text{ м}^{-1}$ . . . . .	0.166	0.131	0.090	0.063

### 3.1.4. Ослабление света в морской воде

Несмотря на интенсивное поглощение света в поверхностном слое, некоторая часть его может проникать в океан до значительных глубин. Глаз человека способен улавливать не менее  $2.5 \cdot 10^{-15}$  долей энергии солнечного света на поверхности океана. Такое количество световой энергии проникает в среднем на глубину 300–400 м. Ниже этой глубины для человека наступает полный мрак. Однако с помощью чувствительных электрофотометров дневной свет отмечается на глубине порядка 1000 м.

При ослаблении света за счет поглощения и рассеяния происходит изменение его спектрального состава, поскольку показатели поглощения и рассеяния различным образом зависят от длины волны. Максимум кривой спектрального распределения в чистых океанских водах смещается в область 0.45–0.46 мкм, т.е. характеризует синезеленую часть спектра.

В табл. 3.5 приводятся долевые вклады полной энергии светового потока, проникающего до определенных глубин океана. При этом за 100 % принята энергия лучей, проходящих через поверхность воды. Как видно из этой таблицы, длинноволновые лучи (больше 0.9 мкм) поглощаются в основном поверхностным слоем толщиной в несколько метров. На глубину более 10 м проникает рассеянная синезеленая часть спектра. На горизонте 100 м сохраняется лишь около 1 % от светового потока на поверхности.

Кроме того, можно отметить резкое ослабление светового потока с глубиной. Этот процесс по аналогии с формулами (3.5) и (3.7) приближенно может быть представлен в следующем виде:

$$E_z = E_0 \exp(-\alpha h), \quad (3.9)$$

где  $E_0$  – световой поток (облученность) на горизонтальной плоскости, расположенной непосредственно под поверхностью моря,  $\alpha$  – показатель вертикального ослабления (экстинкции), представляющий собой сумму показателей поглощения и рассеяния.

Таблица 3.5

**Полный поток (%) солнечной энергии, доходящий до различной глубины. По Свердрупу и др.**

Длина волн, мкм	Толщина слоя, м						
	0	0.0001	0.001	0.01	0.1	1.0	10.0
0.2–0.6	24	24	24	24	24	23	17
0.6–0.9	36	36	36	36	30	13	1
0.9–1.2	19	18	17	12	1	–	–
1.2–1.5	9	8	6	2	–	–	–
1.5–2.1	10	7	3	–	–	–	–
2.1–3.0	2	2	–	–	–	–	–
Всего	100	95	86	74	55	36	18

Характерные значения показателя вертикального ослабления  $\alpha$  для некоторых районов чистых вод открытого океана при  $\lambda = 0.46$  мкм, т.е. для синей части спектра, приводятся в табл.3.6. Нетрудно видеть, что изменчивость коэффициентов  $\alpha$  невелика. Это означает, что в приближенных расчетах можно использовать среднее значение показателя ослабления ( $\alpha = 0.035$ ).

Таблица 3.6

**Значения показателя вертикального ослабления  $\alpha$  для открытых океанских районов. По Ерлову**

Район	Интервал глубин, м	$\alpha$ , м <sup>-1</sup>
Саргассово море	100 – 400	0.040
	400 – 500	0.038
Северная часть Атлантического океана	100 – 350	0.031
Северная часть Индийского океана	200 – 800	0.0220–10.033
Тихий океан (вблизи о. Таити)	100 – 400	0.034
Мировой океан в целом		0.03–0.04

Как было установлено в результате наблюдений, по степени трансформации светового потока с глубиной для открытых районов

океана можно выделить три зоны: *подповерхностную, промежуточную и глубинную*. Глубина первой зоны принята до горизонта исчезновения белого диска  $z_{\sigma}$ , глубинная зона располагается ниже  $4z_{\sigma}$ , а промежуточная – в диапазоне от  $z_{\sigma}$  до  $4z_{\sigma}$ .

Естественно, что в подповерхностной зоне наблюдаются значительные флуктуации облученности. Вертикальный показатель ослабления здесь зависит от угла падения солнечного излучения, а спектр излучения весьма широк – от ультрафиолетового до оранжево-красного цвета. В промежуточной зоне изменчивость светового потока резко ослабевает, а спектральный диапазон излучения непрерывно сужается. Показатель вертикального ослабления приближается к его значению в глубинной зоне. В третьей зоне флуктуации освещенности практически отсутствуют, все изменения связаны только с внешними факторами, воздействующими на световой поток у поверхности воды (облачность, суточный ход и т.д.). Спектр излучения здесь беден, присутствует только сине-зеленый цвет.

Существуют и другие классификации вертикального распределения светового потока. В частности, применительно к задачам биоокеанологии выделяют три вертикальные зоны: *эвфотическую, дисфотическую, афотическую*. *Эвфотическая* зона представляет верхний слой океана, в котором наиболее интенсивно осуществляется процесс фотосинтеза фитопланктона. *Дисфотическая* зона простирается от эвфотической до границы восприятия света человеком. Наконец, *афотическая* зона – это область полного мрака, находящаяся ниже дисфотической зоны.

### **3.1.5. Цвет и прозрачность морской воды**

Проблема цвета связана не только с физикой излучения, но и с физиологией зрения. При этом следует учитывать, что мы имеем дело только с той долей лучистой энергии, которая оказывает воздействие на человеческий глаз. Необходимо различать цвет морской воды и цвет моря.

**Цвет морской воды** – это собственная окраска воды, зависящая от процессов избирательного поглощения и рассеяния света, т.е. от оптических свойств воды и толщины просматриваемого слоя воды, но не зависящая от внешних факторов. **Цвет моря**, напротив, определяется не только оптическими свойствами самой воды, но и в значительной степени внешними факторами (наличие облачности, волнения, угол наклона Солнца и др.).

Отметим, что наблюдатели, смотрящие с берега или с борта судна, видят не цвет воды, а цвет моря, который определяется соотношением величин и спектральным составом двух основных световых потоков, попадающих в глаз наблюдателя. Один из них – отраженный поверхностью моря световой поток, падающий от Солнца и небесного свода, а другой – световой поток рассеянного света, исходящий из глубин моря.

При определении цвета он отождествляется с преобладающей длиной световой волны и оценивается согласно системе, по которой любой цвет рассматривается как сочетание трех основных составляющих цвета: красного, зеленого и синего. Для оценки спектрального распределения энергии обычно используется стандартная колориметрическая система Международной комиссии по освещению (1957 г.).

Существует несколько различных теорий относительно объяснений синего цвета чистой морской воды и его изменений с увеличением мутности. Впервые полное объяснение цвета моря дал в 1921 г. В.В. Шулейкин. Он вывел формулу, которая учитывает основные влияющие на цвет факторы: рассеяние света молекулами воды и крупными частицами (пузырьками воздуха, взвесью) и его поглощение молекулами и растворенными веществами.

При взгляде по вертикали вниз в глаз попадает главным образом свет, рассеянный толщей воды вверх. Цвет этих лучей в соответствии с законами поглощения и рассеяния в основном зависит от показателя рассеяния, который меняется с изменением количества взвесей в морской воде. При этом наличие взвешенных частиц может увеличить показатель рассеяния иногда более чем на порядок. В соответствии с этим цвет моря при малом количестве взвешенных частиц более синий, а в открытых частях океана – даже близок к фиолетовому. В мутных прибрежных водах увеличение константы  $\alpha$  ведет к тому, что в рассеянном свете увеличивается вклад лучей большей длины волны, т.е. зеленых и желтых, и поэтому цвет здесь становится более зеленым, а иногда и бурым.

С процессами поглощения и ослабления света морской воды тесно связана ее **прозрачность**, под которой понимается отношение потока излучения, прошедшего в ней без изменения направления путь, равный единице, к потоку излучения, вошедшему в воду в виде параллельного пучка. Прозрачность морской воды тесно связана с коэффициентом пропускания  $T$ , который представляет собой отношение потока излучения, пропущенного некоторым слоем воды,

к потоку излучения, попавшему на этот слой. Для коэффициента пропускания имеет место следующее соотношение:

$$T = \frac{I}{I_0} = \exp(-ch).$$

В результате прозрачность морской воды  $\theta$  будет равна

$$\theta = \exp(-c),$$

т.е. равна коэффициенту пропускания для однородного слоя единичной толщины.

Наряду с указанным физическим определением прозрачности используется и другое, в котором под прозрачностью морской воды понимается предельная глубина, на которой перестает быть видимым стандартный белый диск диаметром 30 см. Эту величину называют *относительной прозрачностью*.

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. На некоторой глубине рассеянный в стороны поток оказывается равным энергии прямого света. Следовательно, если опускать диск ниже этой глубины, поток, рассеянный в стороны, будет больше основного потока, идущего вниз, и будет «закрывать» диск. В результате он перестанет быть видимым.

Прозрачность воды зависит от условий освещенности, состояния моря, размеров и природы взвешенных в ней частиц, а также от ряда других факторов. На рис. 3.5 дается распределение относительной прозрачности Мирового океана. Прежде всего следует отметить циркумконтинентальную зональность: выделяются замутненные прибрежные воды с глубиной видимости диска менее 10 м, площадь которых составляет около 2 % от площади Мирового океана.

В открытом океане распределение прозрачности связано с процессом общей циркуляции и содержанием планктона, поэтому оно подчиняется широтной зональности. В полярных и умеренных широтах, где биомасса планктона велика, прозрачность составляет 10–20 м. В тропических широтах, напротив, содержание планктона минимально и прозрачность здесь 30–40 м. Повышение прозрачности характерно для районов Мирового океана с антициклоническим круговоротом вод, а понижение прозрачности – для районов циклонических круговоротов. Наиболее высокие значения прозрачности зафиксированы еще в XIX в. Крюммелем в районе Саргассова моря (62 м) и

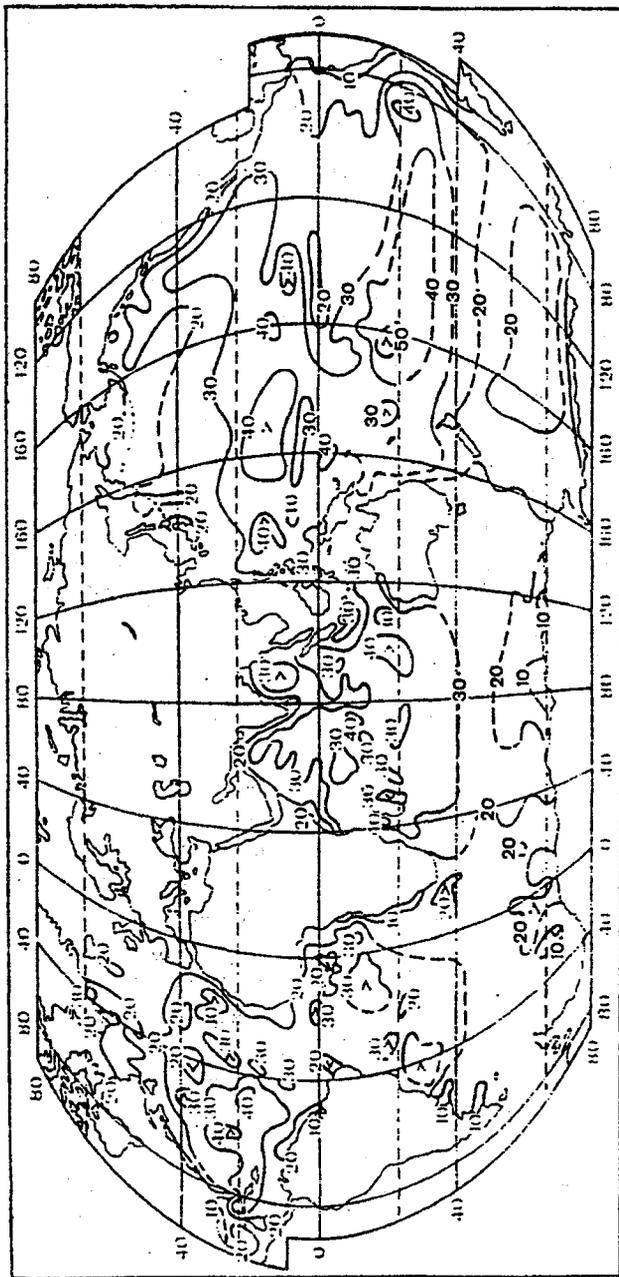


Рис. 3.5. Распределение относительной прозрачности вод Мирового океана. По К.С. Шифрину.

в зоне Южной тропической конвергенции Тихого океана в апреле 1971 г. во время рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в точке с координатами 19° 04' ю.ш., 162° 36' з.д. (67 м). Среднее значение относительной прозрачности для открытых районов Мирового океана составляет 27.5 м.

### **3.1.6. Свечение и цветение моря**

**Свечение моря** как оптическое явление представляет собой «внутренний» свет моря, т.е. его освещенность, вызванную собственным излучением внутренних источников света. Различают две главные причины свечения – биоломинесценцию и фотолюминесценцию.

*Биоломинесценция* представляет собой свечение, связанное с процессом жизнедеятельности морских организмов. Она является частным случаем *хемоломинесценции* (свечения при экзотермических реакциях) и возникает при окислении специального вещества (люциферина), вырабатываемого живыми организмами в присутствии катализатора – люциферизы. Наиболее интенсивная биоломинесценция характерна для бактерий, фитопланктона и зоопланктона.

Хотя световой поток от отдельной бактерии ничтожен, при массовом скоплении они могут излучать свет, заметный глазом. Максимум спектра свечения бактерий приходится на диапазон 0.47–0.50 мкм. Примерно в этом же интервале длин волн находится максимум свечения простейших, среди которых наиболее активными излучателями являются жгутиконосцы.

В отличие от бактерий и простейших, биоломинесценция зоопланктона происходит преимущественно вне организмов. При раздражении они извергают в морскую воду вещества, вступающие в хемилюминесцентную реакцию. Основная роль в этой группе принадлежит ракообразным и прежде всего веслоногим рачкам, которые могут создавать значительную освещенность на близком от себя расстоянии. Наибольшие уровни биоломинесценции встречаются в деятельном слое, где освещенность за счет дрейфующего фитопланктона иногда доходит до  $10^{-1}$  лк.

*Фотолюминесценцией* называют свечение тел, возникающее под действием видимого или ультрафиолетового излучения. Данное явление было открыто еще в 1922 г. как излучение, избыточное по отношению к свету, рассеянному морской водой. В море наиболее интенсивна фотолюминесценция растворенных органических веществ и пигментов фитопланктона. В соответствии с этим наиболее интен-

сивной фотолюминесценция оказывается в верхнем слое с высокой биологической продуктивностью.

**Цветение моря** – оптическое явление, связанное с изменением окраски моря при скоплении в поверхностных слоях мельчайших морских организмов – представителей фитопланктона или зоопланктона.

Обычно цветение происходит в период массового размножения («взрывного роста») какого-либо вида планктона. Например, жгутиковые перидиней и ноктилюки, развиваясь иногда в огромных количествах, вызывают цветение в виде розовых, буро-красных, желтых или зеленоватых пятен и полос. В открытых морских районах тропической зоны иногда наблюдается интенсивное развитие синезеленой водоросли триходесмиум на пространстве в несколько десятков и даже сотен миль.

Некоторые виды жгутиковых могут настолько интенсивно окрашивать поверхность воды, что это явление получило название «красного прилива».

В полярных районах за счет скопления бледно-розовых рачков нередко наблюдается красное или розовое цветение. Естественно, что во время цветения резко падает прозрачность воды.

### **3.2. Акустические свойства**

Основные физические процессы и явления, характеризующие распространение звука и света в морской воде (отражение, преломление, рефракция, ослабление и поглощение) можно считать идентичными друг другу. Однако, несмотря на это, если свет и другие электромагнитные колебания проникают внутрь океана на десятки, в лучшем случае сотни метров, то звуковые волны могут распространяться в водной среде на сотни километров. Более того, скорость звука может быть с высокой точностью измерена с помощью дистанционных приборов (эхолота, гидролокатора).

Изобретение эхолота в свое время позволило совершить переворот в гидрографии. В относительно короткий срок были составлены батиметрические карты Мирового океана, а также открыты системы срединно-океанических хребтов и глубоководных впадин. Другие акустические методы позволили получить картину геологического строения дна под океаном задолго до начала работ по глубинному бурению в открытом океане.

Акустические характеристики могут быть использованы для индикации водных масс, изучения течений, поверхностных и внутренних волн, а также морских льдов. Акустические методы нашли широ-

кое распространение при решении многих прикладных задач. К ним, в частности, относятся поиск и добыча скоплений рыб, поиск полезных ископаемых на дне морей и океанов, обеспечение навигации и проводка судов и др. Особо следует отметить широкий спектр использования акустических методов в военно-морских силах.

### 3.2.1. Распространение звука в морской воде

Известно, что распространение звука в воде происходит в виде продольных акустических волн, представляющих собой периодические сжатия и разряжения упругой сплошной среды. Скорость продольных упругих деформаций и представляет скорость звука. Процессы сжатия и разряжения можно рассматривать как адиабатические, т.е. изменение энтальпии за счет работы расширения намного превышает приток тепла извне, и поэтому последним можно пренебречь.

Для однородной и изотропной среды, когда акустическая волна распространяется прямолинейно и с постоянной скоростью, не зависящей от направления распространения, скорость звука описывается следующим образом:

$$C = \sqrt{\frac{\chi}{\rho}} = \frac{1}{\sqrt{k\rho}} = \sqrt{\frac{\nu}{k}}, \quad (3.10)$$

где  $\chi$  – модуль объемной упругости,  $k$  – коэффициент адиабатической сжимаемости,  $\rho$  и  $\nu$  – соответственно плотность и удельный объем.

Поскольку все эти характеристики зависят от температуры, солености и давления, то и скорость звука также определяется параметрами состояния морской воды.

Акустические волны принято делить по их частотам на три группы: звук, инфразвук и ультразвук. Понятие «звук» относится к акустическим колебаниям, слышимым человеком, т.е. с частотами от 16 Гц до 18 кГц. Более низкочастотные колебания называют *инфразвуковыми*, а более высокочастотные – *ультразвуковыми*. В океане наблюдаются практически все три типа акустических колебаний, однако наиболее распространенными являются колебания с частотами от сотен герц до десятков килогерц.

Исходя из формулы (3.10), можно проанализировать влияние отдельных факторов на изменение скорости звука. Нетрудно показать, что наибольшее влияние на нее оказывает температура воды. Это связано с тем, что при повышении  $T$  происходит одновременное

уменьшение плотности и коэффициента сжимаемости. В результате наблюдается усиление эффекта увеличения скорости звука.

По иному обстоит дело, если рассматривать изменения  $S$  и  $P$ . С увеличением солёности плотность увеличивается, а коэффициент сжимаемости уменьшается. Вследствие того, что убывание  $k$  происходит более интенсивно по сравнению с ростом  $\rho$ , скорость звука возрастает. Так, с увеличением  $S$  на  $14 \text{ ‰}$  за счет  $\rho$  скорость звука уменьшается на  $0.04 \%$ , а за счет уменьшения  $k$  она возрастает на  $0.123 \%$ . Следовательно, при увеличении  $S$  на  $14 \text{ ‰}$  скорость звука увеличится на  $0.083 \%$ . При скорости звука, равной, например,  $1450 \text{ м/с}$ , это составит  $1.2 \text{ м/с}$ .

Аналогичным образом изменяются значения плотности и коэффициента сжимаемости с увеличением давления, причем убывание  $k$  является более сильным. Поэтому при увеличении давления скорость звука растет примерно на  $1.7 \text{ м/с}$  на  $100 \text{ м}$  глубины.

Итак, с увеличением  $T$ ,  $S$  и  $P$  скорость звука возрастает. При этом наибольшее влияние на нее оказывает температура воды. Однако следует иметь в виду, что степень этого влияния зависит от значения самой температуры. Ниже приводятся оценки приращения скорости звука при изменении температуры на  $1 \text{ °C}$  для ее различных значений:

$T \text{ °C} \dots\dots\dots$	5	10	15	20	25	30
$\Delta C \text{ м/с} \dots\dots\dots$	4.1	3.6	3.2	2.8	2.4	2.1

Эти оценки свидетельствуют, что с увеличением  $T$  рост скорости звука замедляется.

В океане, как известно, температура с глубиной вначале резко уменьшается, а затем остается почти постоянной вплоть до дна, в то время как гидростатическое давление постоянно возрастает. Следовательно, эти факторы действуют в противоположном направлении, причем для больших глубин влияние давления уже может оказаться сравнимым и даже превзойти влияние изменений температуры.

Пусть при неизменной солёности температура уменьшается с  $20 \text{ °C}$  на поверхности океана до  $4 \text{ °C}$  на глубине  $5000 \text{ м}$ . В этом случае уменьшение скорости звука на глубине  $5000 \text{ м}$  за счет температуры составит  $61.5 \text{ м/с}$ , а ее увеличение под воздействием давления окажется равным около  $85 \text{ м/с}$ .

В настоящее время для определения скорости звука используются два основных метода. Прежде всего это прямой метод, осно-

ванных на непосредственном измерении величины  $C$  с помощью различных акустических устройств. С момента появления первых морских измерителей скорости звука в 40-х годах точность измерения ее возросла почти на 2 порядка: от метра в секунду до сантиметра в секунду. Особенно важное значение имела разработка высокочувствительного рефрактометра, который позволил перейти к изучению мелкомасштабной структуры поля скорости звука.

Не потерял своего значения и косвенный метод, использующий эмпирические зависимости скорости звука от параметров состояния. На основе накопленных в Мировых центрах сбора данных (в России – ВНИИГМИ-МЦД) огромных массивов стандартных гидрологических наблюдений были выполнены исследования крупномасштабной структуры поля скорости звука, проведено акустическое районирование Мирового океана, изучена его сезонная изменчивость, составлены различные карты, атласы. Суть косвенного метода заключается в том, что в лабораторных условиях составляются растворы, максимально приближающиеся по составу и концентрации солей к морской воде. Опытным путем, с высокой степенью точности, определяется скорость звука при различных значениях  $T$ ,  $S$  и  $P$ . После этого составляются таблицы или находятся эмпирические зависимости, позволяющие рассчитывать скорость звука.

В настоящее время известно большое число различных эмпирических формул, состоящих, как правило, из суммы полиномов разной степени, описывающих изменения температуры, солёности и давления. В качестве примера приведем достаточно точную и сравнительно простую формулу, полученную в 1971 г. Фраем и Пагом:

$$C = C_0 + \Delta C_T + \Delta C_S + \Delta C_P + \Delta C_{STP}, \quad (3.11)$$

где  $C_0$  – скорость звука при  $T = 0^\circ\text{C}$ ,  $S = 35\text{‰}$  и нормальном атмосферном давлении ( $C_0 = 1449.3$  м/с), а  $\Delta C_T$ ,  $\Delta C_S$ ,  $\Delta C_P$  и  $\Delta C_{STP}$  – соответственно поправки на изменение температуры, солёности, давления и их нелинейное взаимодействие. Эти поправки описываются полиномами 2–4 степени и имеют следующий вид:

$$\Delta C_T = 4.587T - 5.356 \cdot 10^{-2} T^2 + 2.604 \cdot 10^{-4} T^3,$$

$$\Delta C_S = 1.19(S - 35) + 9.6 \cdot 10^{-2} (S - 35)^3,$$

$$\Delta C_P = 1.5848 \cdot 10^{-1} P + 1.572 \cdot 10^{-5} P^2 - 3.46 \cdot 10^{-12} P^4,$$

$$\Delta C_{STP} = 1.354 \cdot 10^{-5} T^2 P - 7.19 \cdot 10^{-7} T P^2 - 1.2 \cdot 10^{-2} (S - 35) T.$$

Здесь  $T$  выражается в  $^{\circ}\text{C}$ ,  $S$  – в  $\text{‰}$ ,  $P$  – в  $\text{кг/см}^2$ . Интервал изменений  $T$ ,  $S$  и  $P$ , определяемый условием  $-3 < T < 30$ ,  $33.1 < S < 36.6$ ,  $1.03 < P < 984.30$ , охватывает 99.5% объема вод Мирового океана. Средняя квадратическая ошибка расчета  $C$  по формуле (3.11) равна 0.1 м/с, т.е. несколько превышает аналогичную ошибку определения  $C$  современными акустическими измерителями.

Примерно такую же точность имеет и формула Вильсона, которая была положена в основу определения скорости звука в «Океанографических таблицах». Формула Вильсона обладает аналогичной структурой, что и зависимость (3.11), но в отличие от последней состоит из 23 слагаемых.

### 3.2.2. Рефракция звуковых лучей. Подводный звуковой канал

При распространении звуковых лучей в акустически неоднородной среде наблюдается искривление траектории звукового луча, которое называется **рефракцией**. Поскольку наибольшие градиенты скорости звука в море наблюдаются в вертикальном направлении, то именно в этой плоскости отмечается и наибольшая рефракция. Рефракция в горизонтальной плоскости оказывается существенно меньше и обычно не учитывается.

Для построения траектории звукового луча в акустически неоднородной по вертикали морской воде разобьем всю ее толщу на ряд слоев, в пределах которых скорость звука можно считать неизменной. При переходе из одного слоя в другой звуковой луч будет претерпевать отражение и преломление (рис. 3.6). Угол отражения луча  $i'$ , как известно, равен углу падения  $i$ . Угол преломления  $j$  может быть либо больше, либо меньше  $i$  в зависимости от соотношения скоростей звука в отдельных слоях.

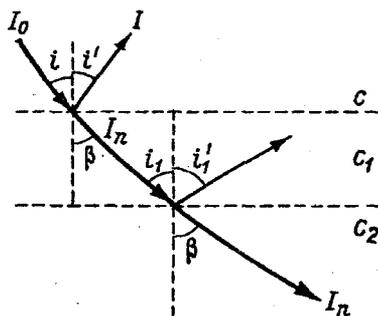


Рис. 3.6. Рефракция звукового луча

По аналогии с прохождением света для звукового луча можно записать

$$\frac{C}{\sin i} = \frac{C_1}{\sin i_1} = \frac{C_2}{\sin i_2} = \dots = \frac{C_n}{\sin i_n} = \text{const},$$

где  $C, C_1, \dots, C_n$  – скорость звука в соответствующих слоях,  $i$  – угол падения звукового луча на границу раздела двух смежных слоев воды, отсчитываемый от вертикали.

Отношение синусов углов падения и преломления называют относительным показателем преломления звуковых лучей. Это отношение равно отношению скоростей звука в соответствующих слоях. Поэтому можно записать

$$n = \frac{C}{C_1} = \frac{\sin i}{\sin j}.$$

В зависимости от наблюдаемого в море вертикального распределения скорости звука можно выделить 4 типа рефракции.

Тип I – положительная рефракция, наблюдаемая при возрастании скорости звука с глубиной;

Тип II – отрицательная рефракция, наблюдаемая при убывании скорости звука с глубиной;

Тип III – 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;

Тип IV – изменение отрицательной рефракции в поверхностном слое на положительную в нижележащих слоях.

Кроме рефракции следует также учитывать процесс отражения звуковых лучей от поверхности океана и от дна. Можно выделить четыре группы лучей, наблюдаемых при том или ином типе рефракции.

I группа – лучи, отражающиеся и от поверхности океана и от дна;

II группа – лучи, отражающиеся только от поверхности моря и претерпевающие полное внутреннее отражение от водной толщи, не достигая дна;

III группа – лучи, отражающиеся только от дна и претерпевающие полное внутреннее отражение, не достигая поверхности океана;

IV группа – лучи, претерпевающие полное внутреннее отражение в водной толще, не достигая поверхности моря и дна. Слой воды, в пределах которого лучи испытывают полное внутреннее отражение, получил название **подводного звукового канала**. Звуковая энергия концентрируется вдоль оси канала, что создает условия

сверхдальнего распространения звука, открывающие большие возможности для подводной связи и кораблевождения.

Для возникновения подводного звукового канала (ПЗК) необходимо такое распределение скорости звука, при котором на некоторой глубине отмечается ее минимум. Горизонт  $z_k$ , где кривая  $C(z)$  имеет минимум, называется осью ПЗК. Обозначим скорость звука у поверхности через  $C_n$ , на оси канала  $C_k$ , на глубине источника звука  $C_0$ , у дна  $C_d$ . На рис. 3.7 приводится типичная для открытого океана кривая  $C(z)$ , границами канала которой являются поверхность и горизонт  $z_{sp}$ , где значения скорости звука совпадают ( $C_{sp} = C_n$ ).

Представим себе источник, помещенный на оси канала, т.е.  $C_0 = C_k$  и  $z_0 = z_k$ . Лучи, выходящие из источника с небольшим отклонением вниз, попадают в область положительной рефракции, постепенно теряют крутизну (рис. 3.7, пунктирная линия), заворачивают вверх и возвращаются на исходный горизонт под тем же углом, под каким они покинули источник. Пересекая ось канала, луч проходит в верхнюю область, где наблюдается отрицательная рефракция. Там луч снова постепенно теряет крутизну, поворачивает вниз и пересекает ось канала. Дальше цикл повторяется, луч многократно пересекает ось канала, переходит из области отрицательных градиентов в область положительных, вновь возвращается в верхнюю часть канала и снова углубляется под горизонт  $z_k$ .

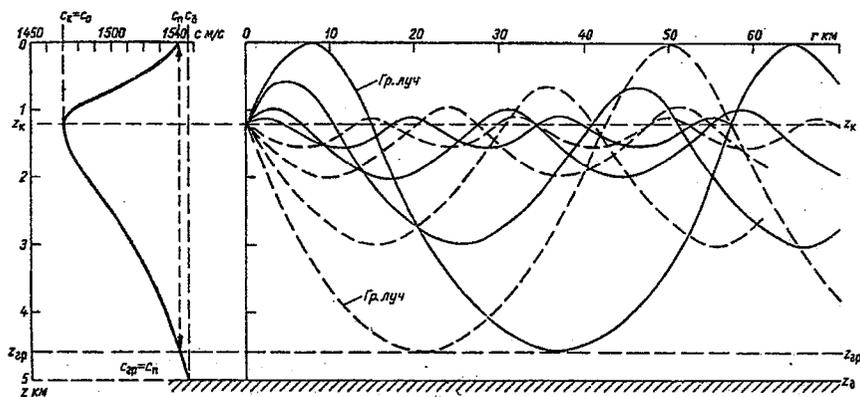


Рис. 3.7. Распространение акустических лучей в подводном звуковом канале. Источник излучения находится на оси канала.

Угол, под которым луч пересекает ось канала, на всем протяжении его траектории остается неизменным и равным углу выхода луча из источника. Неизменными сохраняются и глубины проникновения данного луча в области положительных и отрицательных градиентов, а также горизонтальные расстояния, пробегаемые лучом над или под осью канала между двумя его последовательными пересечениями, т.е. длины полуциклов. Обычно выше оси канала абсолютная величина градиента скорости звука больше, чем под осью, и нижние полуциклы лучевых траекторий длиннее и больше отходят от оси, чем верхние (рис. 3.7).

Различают три основных типа ПЗК. Первый, наиболее часто встречающийся, когда скорость звука у поверхности океана меньше, чем у дна. Для другого типа ПЗК характерно обратное соотношение скоростей: у дна ниже, чем на поверхности океана. Наконец, третий тип связан с наличием двух минимумов скорости звука.

Как следует из рис. 3.8, в Тихом океане отмечается первый тип ПЗК, ось которого находится на глубине около 1000 м. При этом ширина канала достигает 4000 м. В Атлантическом океане ось ПЗК находится на той же глубине, а ширина канала несколько меньше (примерно 3130 м). В северных частях океанов глубина оси ПЗК обычно уменьшается до 600–800 м, а в тропических широтах, наоборот, увеличивается до 1500–2000 м.

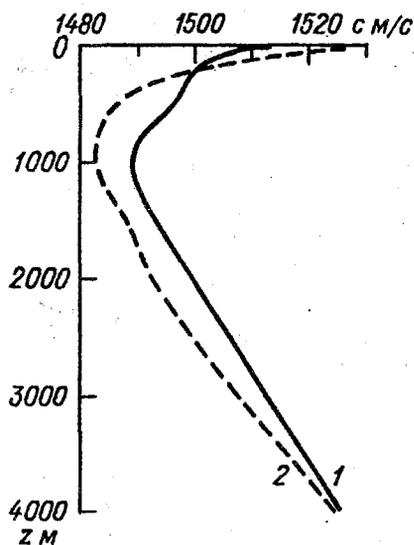


Рис. 3.8. Вертикальное распределение скорости звука для северных частей Атлантического (1) и Тихого (2) океанов.

Впервые подводный звуковой канал был обнаружен в 1946 г. во время экспедиции в Японское море, а затем объяснен отечественными учеными Л.М. Бреховских и Л.Д. Розенбергом. Весьма велико его практическое значение. Явление дальнего распространения звука внутри ПЗК представляет основу современной гидроакустики. Можно, например, упомянуть результаты эксперимента, проводившегося у берегов Австралии в 1960 г., когда взрыв глубинной бомбы был зарегистрирован на расстоянии 19 000 км у Бермудских островов.

Кроме подводной связи и сигнализации, ПЗК может быть использован для решения непосредственно океанологических задач. В частности, разработаны системы акустической томографии, позволяющие осуществить непрерывное наблюдение за состоянием водных масс и их движением по интегральным характеристикам сигналов сразу на больших акваториях океана (около 1 млн. км<sup>2</sup>).

### **3.2.3. Затухание звука в морской воде**

Распространение звука в океане, как и в любой другой среде, сопровождается затуханием (ослаблением), обусловленным поглощением и рассеянием некоторого количества энергии звуковой волны, а также ее преломлением и отражением. Для характеристики энергии звуковых волн обычно используется понятие силы звука  $I$ .

**Силой (интенсивностью)** звука называют количество энергии, которую переносит звуковая волна за одну секунду через площадь в 1 м<sup>2</sup>, расположенную перпендикулярно направлению распространения волны. Если обозначить плотность энергии упругих волн через  $\omega$ , то при скорости звука  $C$  сила звука  $I$  выражается как

$$I = \omega C.$$

Сила звука обычно определяется в Дж/(м<sup>2</sup>·с). Так как величина  $I$  оказывается пропорциональной квадрату частоты, то при одной и той же мощности излучателя можно добиться увеличения силы звука, увеличивая частоту.

Поглощение звука в воде обусловлено ее вязкостью и теплопроводностью, а также процессом релаксации, характеризующим сжатие и разряжение молекул воды при распространении звука. Поглощение звука определяется коэффициентом поглощения  $\beta$ , который показывает убывание силы звука с расстоянием. В однородной среде убывание силы звука плоской волны описывается экспоненциальной зависимостью

$$I = I_0 \exp(-\beta x), \quad (3.12)$$

где  $I_0$  – начальная сила звука,  $I$  – сила звука на расстоянии  $x$  от излучателя.

Коэффициент поглощения, так же как и сила звука, зависит от частоты звуковых колебаний. Поэтому выбор несущих частот имеет существенное значение для обеспечения дальности распространения звука: с одной стороны, с увеличением частоты возрастает начальная сила звука, а с другой – увеличение частоты приводит к возрастанию затухания звука.

Рассеяние звука обусловлено как группами молекул самой воды, так и наличием в ней взвешенных частиц органического и неорганического происхождения. Если молекулярное рассеяние обычно несущественно, то рассеяние звука за счет взвесей уже может составлять заметную долю от поглощения звука. Поскольку на практике бывает затруднительно отделить процессы поглощения и рассеяния друг от друга, вводится понятие коэффициента затухания, характеризующего суммарное ослабление силы звука. По аналогии с (3.12), уменьшение силы звука выражается зависимостью

$$I = I_0 \exp(-\gamma x), \quad (3.13)$$

где  $\gamma$  – коэффициент затухания в дБ/км. Для приближенной оценки коэффициента затухания может быть использована следующая эмпирическая формула:

$$\gamma = 0.036 f^{3/2},$$

где  $f$  – частота колебаний в кГц. Расчеты по данной формуле показывают, что  $\gamma$  меняется от 1 дБ/км при  $f = 10$  кГц до 30 дБ/км при  $f = 90$  кГц. Для более низкой частоты значения  $\gamma$  оказываются более малыми. Например, при частотах 50 и 350 Гц  $\gamma$  соответственно равен 0.0004 и 0.007 дБ/км, т.е. колебания низкой частоты затухают в воде медленнее, чем колебания высокой частоты.

С рассеянием звука в морской воде связано явление **реверберации**, которое создает помехи для приема полезного акустического сигнала. Реверберация (послезвучание) заключается в том, что после прекращения действия источника звука в течение некоторого времени (от долей секунды до нескольких секунд) в некоторой области пространства наблюдается постепенно убывающий по силе звуковой сигнал, обусловленный рассеянием звука. Попадая в при-

емник, он маскирует полезный сигнал и тем самым снижает эффективность использования гидроакустических средств.

Различают три типа реверберации в море: объемную, поверхностную и донную. Под *объемной* подразумевается реверберация, обусловленная рассеянием звука молекулами или группами молекул воды и взвешенными в воде примесями. При этом основную роль играют примеси: газовые пузырьки, твердые частицы и особенно морские организмы. *Поверхностной* называют реверберацию, обусловленную рассеянием звука в приповерхностном слое воды и неровностями поверхности моря. *Донная* реверберация вызывается рассеянием звука дном моря.

Морские организмы, вызывающие интенсивную реверберацию, образуют так называемые **звукорассеивающие слои**, представляющие собой горизонтально протяженные биологические скопления, сосредоточенные в основном в пределах верхней тысячи метров. Звукорассеивающие слои отличаются громадной горизонтальной протяженностью и образуют непрерывную пелену, простирающуюся в океане от одного материка до другого. Вертикальная протяженность этих слоев обычно больше в тех районах, где выше биологическая продуктивность.

Фауна звукорассеивающих слоев состоит из небольших рыбок, рачков, креветок, медуз, моллюсков с желеподобным телом, кальмаров, рыб с газонаполненным плавательным пузырем и т.д. Два раза в сутки, утром и вечером, происходит вертикальная миграция большей части этих организмов. С наступлением сумерек они поднимаются в поверхностные воды, где добывают себе корм, а на рассвете вновь опускаются на глубины, превышающие обычно 300–400 м. Скопления этих животных наиболее интенсивно рассеивают волны с частотами от 2–3 кГц до сотен кГц и отчетливо регистрируются эхолотами при измерении глубины океана.

#### **3.2.4. Особенности распределения скорости звука в океанах**

С практической точки зрения наиболее важным представляется вертикальное распределение скорости звука. На рис. 3.8. приводятся осредненные вертикальные профили скорости звука для северных частей Атлантического и Тихого океанов. При переходе от сравнительно теплых поверхностных слоев воды к холодным глубинным на распространение звука влияют два противоположных фактора: понижение температуры вызывает уменьшение скорости звука, а рост глубины приводит к ее увеличению. Как видно из рис. 3.8, до глуби-

ны примерно 600 м скорость звука уменьшается, т.е. температурный фактор является преобладающим; затем до глубины около 1000 м скорость звука остается почти постоянной и ниже 1000 м начинает расти, так как гидростатическое давление увеличивается, а температура воды почти не меняется.

Подобный характер вертикального распределения скорости звука является типичным для большинства районов Мирового океана. Отклонения возможны в двух случаях. Первый характерен для мелководных районов, где гидростатическое давление фактически не проявляется и скорость звука преимущественно зависит от термического фактора. Другой связан с приполярными районами Мирового океана, где в зимний период вертикальное распределение температуры весьма однородно вплоть до дна. В результате скорость звука с глубиной в первом случае будет монотонно уменьшаться, а во втором – монотонно возрастать.

В табл. 3.7 представлены средние широтные значения скорости звука в Северной Атлантике. Их распределение достаточно хорошо отражает закон географической зональности. Следуя за изменениями температуры воды, скорость звука уменьшается от экватора к полярным широтам.

Таблица 3.7

**Средняя широтная скорость звука (м/с) в Северной Атлантике.  
По данным В.П. Кутько и др.**

Широтная зона, °	Глубина, м							
	0	50	100	200	300	400	500	1000
60 – 65	1474	1473	1474	1476	1478	1479	1479	1482
55 – 60	1482	1479	1478	1480	1482	1479	1484	1487
50 – 55	1488	1484	1481	1481	1483	1480	1484	1486
45 – 50	1490	1484	1483	1488	1488	1490	1492	1491
40 – 45	1500	1494	1494	1495	1496	1495	1494	1492
35 – 40	1523	1519	1516	1513	1511	1510	1509	1497
30 – 35	1529	1526	1522	1518	1517	1516	1514	1498
25 – 30	1532	1530	1526	1520	1517	1516	1512	1496
20 – 25	1536	1534	1531	1522	1517	1514	1509	1492
15 – 20	1535	1533	1527	1516	1508	1504	1500	1491
10 – 15	1538	1531	1521	1507	1499	1496	1493	1489
5 – 10	1537	1530	1518	1503	1495	1492	1489	1487
0 – 5	1538	1533	1519	1505	1498	1491	1488	1485

В верхнем пятисотметровом слое общий размах колебаний  $C$  уменьшается от 64 до 35 м/с. На поверхности океана максимум  $C$  находится на экваторе. Начиная с глубины 50 м максимум смещается в широтную полосу 20–25° с.ш., а на глубине 500 м – к 30–35° с.ш. Максимальные меридиональные градиенты на всех уровнях стабильно отмечаются у 40° с.ш., т.е. вблизи субарктического фронта. Наибольшие разности  $C$  по вертикали монотонно уменьшаются от экватора к полярным широтам от 53 до 8–9 м/с.

Рассмотрим теперь особенности пространственного распределения средней годовой скорости звука. Нетрудно видеть, что на поверхности Северной Атлантики (рис. 3.9) только в низких широтах заметны черты зональности. В умеренных и высоких широтах в распределении изолиний уже отмечается преобладание меридиональности. С удалением от термического экватора скорость звука уменьшается до минимальных значений в высоких широтах. Максимальные горизонтальные градиенты характерны для вод Лабрадорского течения, где скорость уменьшается до 1520 м/с (на широте 40° с.ш.) и до 1460 м/с (на 60° с.ш.). К югу от 40° с.ш. скорость звука увеличивается всего на 20 м/с.

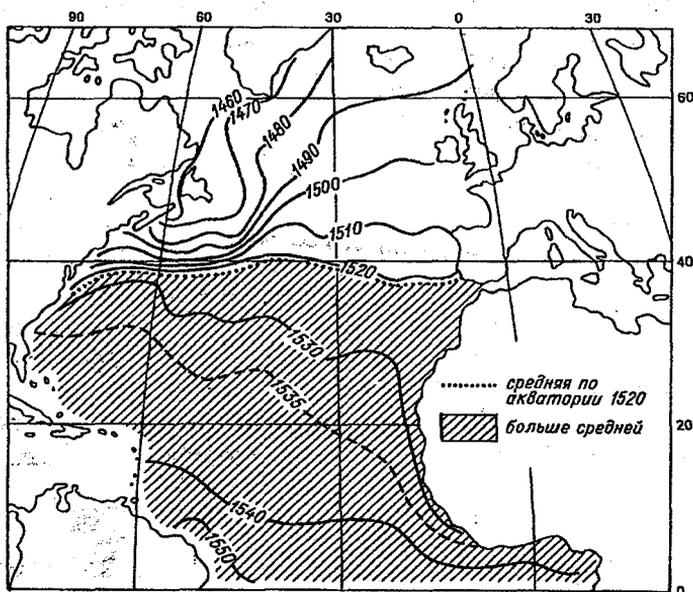


Рис. 3.9. Распределение среднегодовой скорости звука на поверхности Северной Атлантики, м/с. По В.П. Кутько и др.

Минимальная скорость наблюдается в море Баффина (1454 м/с), а максимальная — в западной части экваториальной Атлантики (1541 м/с). Изолиния средней скорости (1520 м/с) проходит примерно по 40° с.ш., разграничивая субтропические и субарктические воды.

### **3.2.5. Шумы океана**

**Шум** представляет собой совокупность различных по амплитуде, частоте и фазе акустических колебаний, создаваемых многочисленными источниками, находящимися как внутри океана, так и на его поверхности. При этом спектр колебаний является чрезвычайно широким: от ультразвуковых до инфразвуковых, однако наиболее характерными являются низкочастотные шумы.

Возникающие в океане шумы заметно ограничивают дальность подводной связи и существенно влияют на точность передачи акустического сигнала. Однако они не всегда являются помехой. В некоторых случаях принимаемый гидрофоном шум следует рассматривать как полезный сигнал, несущий информацию о гидрологических, биологических и даже метеорологических характеристиках. Поэтому весьма важной является задача распознавания и идентификации тех акустических колебаний, которые однозначно характеризуют океанологические процессы и явления.

По своему происхождению шумы делятся на динамические, подледные, биологические, сейсмические, технические.

*Динамическими* называются шумы, возникновение которых связано с динамикой морских волн, турбулентных потоков в воде и атмосфере, с прибойной зоной у берегов, потоками дождя, естественной кавитацией и т.п. Наблюдаются они в основном в диапазоне частот от 100 Гц до 50 кГц. Основным источником динамических шумов — это поверхностные ветровые волны.

*Подледными* называются шумы, связанные с образованием и динамикой ледяного покрова, а также взаимодействием его неровностей с ветром и подводными течениями. Основными механизмами шумообразования являются: термическое растрескивание льда, возникающее при смене температур воздуха, воды или льда; трение льдин друг о друга; дробление льда при сжатии, свободные колебания обломков при разломе, кавитация в воде при торошении; переметание снега или снежной крупы ветром по поверхности льда.

*Биологические* шумы создаются различными представителями морской фауны. Обычно различают 3 вида биологических шумов: шумы наиболее распространенных видов рыб, шумы и звуки китооб-

разных, шумы, производимые скоплением рачков, мидий и морских ежей.

*Сейсмические* шумы, вызванные тектонической и вулканической деятельностью, а также сопровождающие образование волн цунами и т.д. Для этих шумов характерны низкочастотные колебания, в том числе в инфразвуковой области.

*Технические* шумы создаются за счет деятельности человека в океане. К ним относятся шумы судоходных трасс, технических сооружений в гаванях, на шельфе, на побережьях и т.д. Эти шумы наблюдаются в диапазоне 10—10 000 Гц.

Отметим, что все виды шумов, исключая динамические, имеют местное или временное значение. Так, биологические шумы наиболее существенны лишь в тропических прибрежных районах, технические — в гаванях и вблизи судоходных трасс, а подледные — в полярных районах. И только динамические шумы наблюдаются повсеместно при любых гидрометеорологических условиях.

К одному из интересных проявлений динамического шума относится так называемый **голос моря**. Это шум с частотой от 5 до 12 Гц, возникающий в районе действия шторма. Предполагают, что он образуется при определенных режимах обтекания волн воздушным потоком, вызвавшим их. Возникнув в районе шторма, «голос моря» распространяется в воздухе и воде со звуковой скоростью, опережая движение барического образования. Возможно, что именно этими сигналами пользуются многие морские организмы (например, медузы, гамарусы и др.), заблаговременно покидая опасную для них зону.

## ГЛАВА 4. ПЕРЕМЕШИВАНИЕ ВОД В ОКЕАНЕ

### 4.1. Понятие о перемешивании

Только в идеальной жидкости, находящейся в состоянии полного покоя, перемешивание отсутствует. В морской воде перемешивание практически всегда имеет место, поскольку непрерывно действуют процессы, изменяющие вертикальное и горизонтальное распределение ее физико-химических характеристик. К этим процессам относятся: поглощение и излучение тепла, испарение, осадки и приток материковых вод, замерзание и таяние морского льда, ветровое волнение и др.

Очевидно интенсивность указанных процессов неодинакова в различных районах океана и на различных глубинах. Это обуславливает неравномерность распределения физических характеристик и, следовательно, возникновение их горизонтальных и вертикальных градиентов. Одновременно с появлением градиентов действуют другие процессы, направленные на выравнивание физических характеристик и называемые **перемешиванием**.

В общем случае различают три вида перемешивания: молекулярное, турбулентное и конвективное, хотя различия между двумя последними видами перемешивания в определенной степени условны.

*Молекулярное перемешивание* обусловлено хаотическим тепловым движением молекул, проникающих из слоя в слой и вызывающих выравнивание физических свойств по всем направлениям. Оно носит микроскопический характер броуновского движения или ламинарного движения жидкости и в океане совершенно незначительно по сравнению с другими видами перемешивания (вследствие очень малых масс молекул и путей их свободного пробега).

Под *турбулентным перемешиванием* понимается физический процесс, возникающий при неупорядоченном движении жидкости и сопровождающийся хаотическими пульсациями гидродинамических полей (скорости, давления, температуры и др.). Однако, в отличие от процессов молекулярной диффузии, при турбулентном движении отмечается хаотическое движение не отдельных молекул, а больших объемов или молей жидкости, что обуславливает весьма значительное увеличение интенсивности перемешивания.

Переход от ламинарного движения к турбулентному для однородной жидкости происходит при достижении критического значения числа Рейнольдса  $Re$

$$Re_{кр} = \frac{IV\rho}{\mu}$$

где  $l$  – некоторый характерный размер потока,  $V$  – средняя скорость его движения,  $\mu$  – динамический коэффициент молекулярной вязкости.

На основании проведенных в аэродинамических трубах опытов было установлено, что критическое значение  $Re_{кр} = 2000$ . Если поперечный размер потока принять равным 10 м, то при  $\mu = 0.0015$  кг/(м·с)  $Re_{кр}$  достигается при скорости потока  $V = 3 \cdot 10^{-4}$  м/с, а при поперечном размере 100 м критического значения число Рейнольдса достигает при  $V = 3 \cdot 10^{-5}$  м/с. Поскольку реальные скорости течений в океане и морях значительно выше указанных, в естественных условиях движение потока почти всегда имеет турбулентный, а не ламинарный характер.

Турбулентное перемешивание может происходить как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. При этом необходимым условием его существования является наличие градиентов скорости в тех же направлениях.

В конечном счете турбулентное перемешивание приводит к выравниванию неоднородностей океанологических полей. Однако такое выравнивание происходит неодинаково для различных субстанций. Так, турбулентная теплопроводность осуществляется заметно быстрее, чем диффузия соли. Поэтому одни и те же неоднородности быстрее выровняются и исчезнут в поле температуры, чем в поле солёности, где следы турбулентности могут еще сохраняться в течение более длительного времени. Эти следы были очень образно названы Насмитом «ископаемой», или «реликтовой», турбулентностью.

*Конвективное (свободное) перемешивание* – это перемешивание по вертикали, обусловленное уменьшением плотности воды с глубиной и не зависящее от того, находятся ли перемешиваемые слои в движении или нет. Наиболее характерной причиной образования конвекции является повышение плотности поверхностного слоя под влиянием охлаждения или осолонения.

Из отмеченных видов перемешивания наибольшее значение в естественных условиях приобретает турбулентное перемешивание, которое вследствие постоянного воздействия ветра на ровную поверхность океана имеет глобальное распространение. Конвектив-

ное перемешивание может достигать большой интенсивности лишь при осенне-зимнем охлаждении в умеренных и высоких широтах океана. Молекулярное перемешивание, как уже отмечалось выше, незначительно и его учитывают лишь при изучении тонкой структуры океана, поверхностной пленки и некоторых гидробиологических процессов.

#### 4.2. Плотностная стратификация и вертикальная устойчивость

Рассмотрим некоторую малую частицу морской воды единичного объема плотностью  $\rho$ , выведенную из состояния вертикального равновесия, т.е. смещенную под влиянием какого-нибудь импульса вверх или вниз на вертикальное расстояние  $\Delta z$ . В неоднородном по плотности сжимаемом океане эта частица попадает в среду с большей или меньшей плотностью  $\rho' = \rho \pm \Delta\rho$ , и на нее начинает действовать архимедова сила (сила плавучести), равная на единицу массы

$$F = g(\rho' - \rho) = \pm g\Delta\rho. \quad (4.1)$$

Дальнейшее поведение рассматриваемой частицы под влиянием архимедовой силы будет зависеть от типа **плотностной стратификации**, т.е. от распределения водных слоев по вертикали, которое определяет условия равновесия в море. Стратификация может быть *положительной* (устойчивой), *отрицательной* (неустойчивой), *безразличной* (равновесной). Плотностная стратификация может быть разделена на *термическую* и *соленостную* составляющие. При этом термическая и соленостная стратификации определяются соответствующими вертикальными градиентами температуры и солености.

Стратификация считается положительной, если плотность с глубиной увеличивается ( $\Delta\rho > 0$ ), отрицательной, если плотность с глубиной уменьшается ( $\Delta\rho < 0$ ), и безразличной, когда плотность с глубиной не меняется ( $\Delta\rho = 0$ ).

При положительной стратификации частица, смещенная вверх или вниз, будет стремиться возвратиться в исходное положение; при отрицательной стратификации – частица все больше удаляется от исходного уровня, а при равновесной стратификации – частица останется в том положении, куда ее переместили.

Вертикальное ускорение движения частицы можно представить как

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{F}{m} = \pm g \frac{\Delta \rho}{\rho}, \quad (4.2)$$

где  $m$  – масса частицы.

Отнесенное к единице вертикального расстояния, это ускорение равно

$$\pm \frac{g \Delta \rho}{\rho \Delta z}. \quad (4.3)$$

Тогда выражение

$$gE_z = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{g \Delta \rho}{\rho \Delta z} \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dz} \quad (4.4)$$

представляет полную вертикальную устойчивость вод океана. Таким образом, **устойчивость** – это ускорение частицы, смещенной из своего первоначального состояния, которое отнесено к единице расстояния, т.е. представляющее своего рода «единичное ускорение».

Естественно, что при  $E > 0$  отмечается устойчивое равновесие, при  $E < 0$  – неустойчивое, а при  $E = 0$  – безразличное равновесие.

Градиент плотности в формуле (4.4) записан по отношению к глубине. Очевидно, с физической точки зрения с учетом сжимаемости морской воды более точным является градиент плотности по давлению

$$E_p = \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dP}, \quad (4.5)$$

причем, имея в виду соотношение между глубиной, выраженной в м, и давлением, выраженным в дбар, т.е.  $dP = 10^4 \rho g dz$ , мы можем записать

$$E_p = 1.02 \rho^{-1} E_z. \quad (4.6)$$

Отсюда видно, что с достаточной для практических целей точностью можно принять  $E_p = E_z$ .

Подставляя в (4.4) дифференциал плотности

$$\rho^{-1} d\rho = \alpha d(\theta + \Delta T_A) + \beta dS + k dP, \quad (4.7)$$

получаем

$$E = \alpha \frac{d}{dz} (\theta + \Delta T_A) + \beta \frac{dS}{dz} + k \frac{dP}{dz}. \quad (4.8)$$

Здесь  $\theta$  – потенциальная температура,  $\Delta T_A$  – адиабатическая поправка. Вычтем из (4.8) ту часть устойчивости, которая соответствует однородному океану при  $S = \text{const}$ ,  $\theta = \text{const}$ , т.е. условиям нейтрального равновесия. Тогда имеем

$$E = \alpha \frac{d\theta}{dz} + \beta \frac{dS}{dz}. \quad (4.9)$$

Данное выражение может быть названо **термохалинной устойчивостью**. Так как  $\theta = T - \Delta T_A$ , то из (4.9) получаем

$$E = \alpha \left( \frac{dT}{dz} - \frac{dT_A}{dz} \right) + \beta \frac{dS}{dz}. \quad (4.10)$$

Обычно на практике вычисляется именно эта составляющая полной устойчивости в океане, зависящая от распределения потенциальной температуры и солёности по вертикали.

Важное соотношение, связывающее вертикальную устойчивость со скоростью звука, было получено Поллаком:

$$E = \frac{1}{\rho} \left( \frac{d\rho}{dP} - \frac{1}{C^2} \right). \quad (4.11)$$

Отсюда видно, что вертикальная устойчивость нелинейно повышается с увеличением скорости звука, и наоборот. Данное соотношение позволяет исключить эффект адиабатической сжимаемости из полной устойчивости. С практической точки зрения оценка  $E$  с помощью (4.11) оказывается предпочтительнее, особенно в тех случаях, когда имеются данные измерений скорости звука.

Вместо (4.10) без большой погрешности можно записать следующую формулу:

$$E = \frac{\partial \rho}{\partial S} \frac{dS}{dz} + \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{dT}{dz} + \frac{\partial \rho}{\partial T_A} \frac{dT_A}{dz}, \quad (4.12)$$

которая получила широкое распространение в практических расчетах и называется критерием устойчивости Хессельберга–Свердрупа.

Как видно из (4.12), первый член справа выражает вклад солёности в устойчивость (солёностная устойчивость), а два других члена показывают вклад температуры (температурная устойчивость), т.е.  $E = E_S + E_T$ .

Такое разделение позволяет выявить относительное влияние солености и температуры на формирование суммарной термохалинной устойчивости.

Обратимся к рис. 4.1, на котором представлено распределение температурной и соленостной устойчивости на меридиональном разрезе по 30° з.д. в Атлантическом океане. Нетрудно видеть, что в целом температурная устойчивость преобладает, однако в области распространения промежуточной субантарктической водной массы соленостная часть устойчивости превышает термическую, т.е.  $E_S > E_T$ .

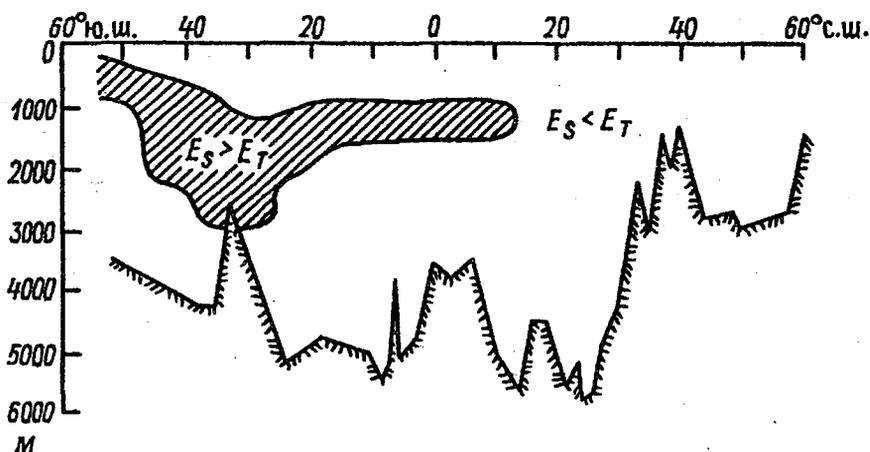


Рис. 4.1. Соотношение температурной и соленостной устойчивости на меридиональном разрезе по 30° з.д. в Атлантическом океане.

Вертикальная устойчивость, особенно в верхних слоях моря, может очень сильно меняться от сезона к сезону. На рис. 4.2 приводится типичное распределение устойчивости в верхнем слое Баренцева моря. Летом устойчивость слоев положительная и убывает с глубиной. Нагретый и сильно перемешанный ветром верхний слой отделяется от остальной толщи резким изменением плотности – скачком, которому соответствует максимум устойчивости. Зимой (см. рис. 4.2) отрицательная устойчивость от поверхности до глубины 50 м указывает на конвективное перемешивание в этом слое, происходящее благодаря уплотнению поверхностного слоя при охлаждении.

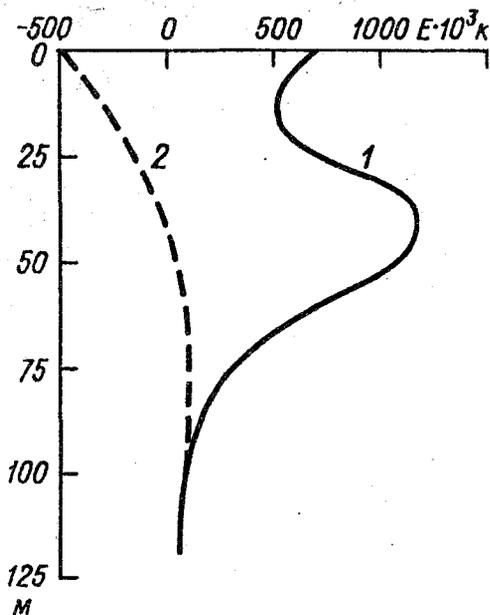


Рис. 4.2. Типичное вертикальное распределение устойчивости в верхнем слое Баренцева моря летом (1) и зимой (2). По В.Т. Тимофееву, В.В. Панову.

Заметим, что формула (4.2) тождественна уравнению простого гармонического колебания

$$\frac{d^2\xi}{dt^2} + N^2\xi = 0, \quad (4.13)$$

где  $\xi = \Delta z$  есть вертикальное отклонение частицы от ее равновесного положения,  $N^2 = gE$ . Решение этого уравнения может быть представлено как

$$\xi = A \cos(Nt - \varphi), \quad (4.14)$$

где  $A$  – амплитуда,  $\varphi$  – начальная фаза,  $N$  – частота колебаний, которая получила название **частоты Вяйсяля–Брента** (по имени авторов, исследовавших колебательные движения в атмосфере). Данный критерий характеризует частоту вертикальных колебаний в стратифицированном океане. Эти колебания тем чаще, чем больше устойчивость: в слабо стратифицированных водах эти колебания, почти не возбуждаемые архимедовыми силами, весьма медленные.

Распределение частот Вайсяля—Брента в глубинных частях Мирового океана очень однообразно. Ниже главного термоклина, т.е. глубины 1 км, ее можно аппроксимировать следующей зависимостью:

$$N(z) = N_0 \exp\left(\frac{-z}{B}\right),$$

где  $N_0$  — частота, экстраполированная к поверхности моря ( $N_0 \approx 3$  цикла за 1 час, или  $\approx 5.24 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ ),  $B \approx 1.3$  км. На рис. 4.3 приводится

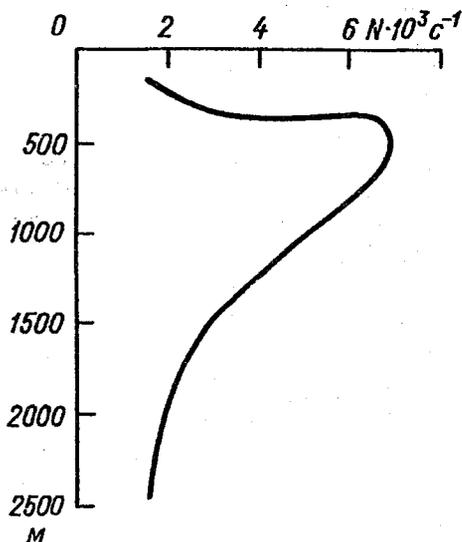


Рис. 4.3. Типичное распределение частоты Вайсяля—Брента по вертикали для открытых районов океана.

типичное для открытых районов океана распределение частоты Вайсяля—Брента по вертикали, из которого следует, что максимум  $N$  приходится на глубину 500 м, а ниже 2000 м она остается почти постоянной.

#### 4.3. Общие сведения о конвективном перемешивании

В широком смысле под термином **конвекция** обычно понимают перенос массы и энергии в движущейся или перемешивающейся жидкости. В общем случае конвекция разделяется на два вида: вынужденную и свободную. Первая обусловлена действием внешних сил пограничного и внутреннего трения. К ней прежде всего относятся течения и динамическая турбулентность. *Вынужденная конвекция* развивается преимущественно по горизонтали, а также частично и по вертикали.

*Свободная (естественная) конвекция* обусловлена действием внешних сил при наличии неоднородности плотности жидкости в различных точках пространства. Таким образом, свободная конвекция проявляется преимущественно в движении водных масс в вертикальном направлении.

Поскольку морские течения и турбулентность рассматриваются в океанологии в виде самостоятельных разделов, то в узком смысле под конвекцией понимают лишь свободную конвекцию. Такого определения мы и будем придерживаться в дальнейшем.

Изучение свободной конвекции разных масштабов и форм очень важно для правильного понимания и объяснения многих гидротермодинамических процессов, происходящих в водах Мирового океана. Конвективное перемешивание играет значительную роль в гидрологическом режиме морей и океанов, оказывая непосредственное влияние на состояние не только поверхностных, но и глубинных слоев. Прежде всего это касается осенне-зимней конвекции, которая распространена повсеместно в умеренных и высоких широтах обоих полушарий. Кроме того, конвекция влияет, например, на процессы ледообразования, условия распространения упругих колебаний в воде, на распределение областей с различной биологической продуктивностью.

Формирование верхнего однородного слоя, его толщины и пространственное распределение зависят от интенсивности конвективного перемешивания, особенно в тех районах, где этот вид перемешивания осуществляется в течение длительного времени. Результаты исследования свидетельствуют о проникновении конвекции на большую глубину в северо-западной и северной частях Атлантического океана. Например, глубина конвекции во фронтальных зонах Лабрадорского бассейна достигает 2000–3000 м, в то время как в открытых частях океана на тех же широтах она, как правило, на порядок меньше. Практически до дна распространяется осенне-зимняя конвекция и в ряде морей, омывающих побережье Антарктиды. К ним, в частности, относится море Уэдделла, в котором холодные высокосоленные поверхностные воды, как по желобу, скатываются вниз до дна и затем в системе глубинной циркуляции растекаются далеко на север Атлантического океана, пересекая даже экватор. По современным оценкам, полученным на основе моделирования общей циркуляции океана, ежегодно в Мировом океане образуется  $(1-1.5) \cdot 10^6$  км<sup>3</sup> глубинных вод.

Конвекция может быть *поверхностной* и *внутрислойной*. Возникновение первой вызвано охлаждением и осолонением слоя воды через поверхность океана благодаря процессам тепло- и влагообмена. Образование внутрислойной конвекции связано с различием скоростей молекулярной теплопроводности и диффузии соли, а также с горизонтальной неоднородностью термохалинного поля, которое может быть, например, обусловлено адвекцией тепла и солей течениями. В частности, под действием адвективного переноса может формироваться так называемая боковая конвекция, представляющая разнонаправленное движение тонких смежных прослоек. Смысл боковой конвекции становится понятным, если речь идет о двух гидростатически устойчивых, но по-разному стратифицированных столбов воды, сближенных в результате адвекции на небольшое расстояние. В этом случае горизонтальные разности плотности и давления способствуют развитию локальных движений, стремящихся создать единую устойчивую вертикальную структуру вместо двух начальных.

Обычно различают две основные формы конвективного движения: *ячеистую* и в виде *конвективных элементов*. Наиболее хорошо изучена ячеистая конвекция. Впервые классическое описание развития ячеистой конвекции в лабораторных условиях было дано в 1901 г. Бенаром. В равномерно подогреваемом снизу тонком слое жидкости ее частицы сначала начинают беспорядочно опрокидываться. Через некоторое время, измеряемое в зависимости от вязкости жидкости секундами или минутами, создается состояние, при котором вертикальные токи образуют правильные шестиугольники. Отношение длины этих сторон шестиугольников к высоте ячейки составляет примерно 2:1. Жидкость поднимается в центре шестиугольников, расходится на поверхности и опускается вдоль граней, причем максимальное нисходящее движение наблюдается у боковых границ ячейки.

Формирование конвективных элементов может быть связано с относительной устойчивостью слоев. Этот случай встречается, если две различные жидкости, имеющие общую плоскую границу, испытывают ускорение в направлении, перпендикулярном их общей поверхности. Когда ускорение направлено от менее плотной среды к более плотной, поверхность раздела становится неустойчивой; при развитии неустойчивости более плотная жидкость «выстреливает» длинными струйками.

Критерием возникновения и развития обеих форм свободной конвекции является число Рэлея, которое может быть записано в следующем виде:

$$Ra = \frac{g\alpha\Delta T h^3}{k\nu},$$

где  $\alpha$  – коэффициент термического расширения морской воды;  $\nu$  – кинематический коэффициент молекулярной вязкости;  $k$  – коэффициент молекулярной теплопроводности;  $h$  – толщина рассматриваемого слоя;  $\Delta T$  – разность температур на его верхней и нижней границах.

Положительные числа Рэлея соответствуют неустойчивой стратификации (повышение температуры – понижение плотности с глубиной). В конвективном слое она является необходимым условием не только возникновения, но и развития упорядоченных и неупорядоченных вертикальных движений.

Отрицательным числам Рэлея соответствует устойчивая стратификация (понижение температуры – повышение плотности с глубиной). Это означает, что случайные возмущения плотности, температуры, солености в слое с положительной устойчивостью гасятся совместным влиянием вязкости и проводимости, при этом они затухают во времени. Положительная устойчивость препятствует развитию упорядоченных вертикальных движений. Свободная конвекция в этом случае является неустановившейся и развивается по типу проникающего перемешивания.

При формировании неустойчивости в поверхностном слое воды свободная конвекция возникает в некотором начальном слое и в процессе развития проникает в глубь водной среды, имеющей положительную устойчивость. Весь слой воды, в пределах которого развивается термохалинная конвекция, состоит из двух частей: верхней, пограничной, с отрицательной устойчивостью и нижней, с положительной устойчивостью. Для верхней части конвективного слоя выполняется соотношение  $Ra \geq Ra_{кр}$ . В пределах этой зоны формируются конвективные возмущения; отсюда они проникают в глубь среды с устойчивой стратификацией, постепенно ослабляясь и затухая. В пределах нижней части конвективного слоя выполняется условие  $Ra < Ra_{кр}$ , что соблюдается как при положительной, так и при небольшой отрицательной устойчивости. В качестве критического значения обычно принимается  $Ra_{кр} = 657.5$ .

На рис. 4.4 приведен пример действия осенне-зимней конвекции: пространственное распределение средней за март глубины конвективного перемешивания в северо-восточной части Атлантики. Нетрудно видеть, что максимум толщины конвективного слоя отмечается между Исландией и Англией, а также в Бискайском заливе, омывающем берега Пиренейского п-ова, где он превышает 900 м. В центральной части океана толщина этого слоя уменьшается более чем в два раза. С другой стороны Пиренейского п-ова, в районе Гибралтарского пролива, толщина слоя становится близкой к 100 м, т.е. уменьшается почти в 10 раз.

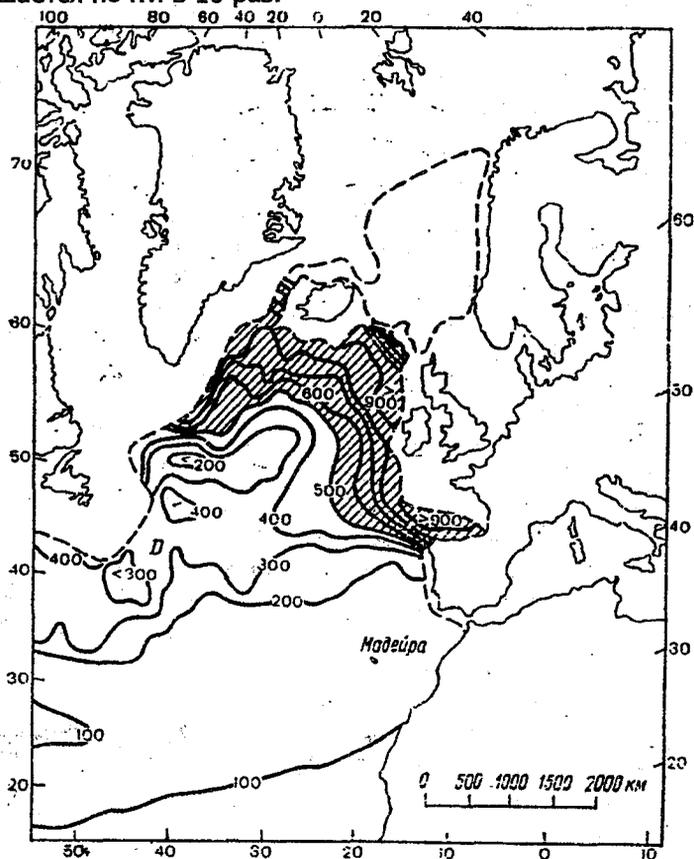


Рис. 4.4. Пространственное распределение глубины (м) конвективного перемешивания в северо-восточной части Атлантического океана в марте по батитермографным данным.

Однако ключевым районом формирования глубинных и донных вод в северном полушарии считается центральная часть Гренландского моря. Взаимодействие теплых и холодных течений на фоне сложного рельефа дна Гренландской котловины приводит к формированию замкнутой циклонической циркуляции, что наряду с интенсивной теплоотдачей и ослабленной вертикальной стратификацией создает зимой благоприятные предпосылки для развития глубокой конвекции.

Суть механизма развития гренландской конвекции, предложенного российскими исследователями Г.А. Алексеевым, В.В. Ивановым и др. состоит в следующем. Сформированный в результате первичного осолонения гидростатически неустойчивый поверхностный слой является источником элементов с отрицательной плавучестью (термиков или плавучих струй), заполненных более плотной водой с горизонтальным масштабом от нескольких метров до десятков метров. По мере опускания характерный размер плавучих элементов возрастает, а дефицит плавучести уменьшается в несколько раз вследствие перемешивания и вовлечения окружающей жидкости. Глубина проникновения плавучего элемента зависит от исходного дефицита плавучести и стратификации окружающей среды. При сохранении внешних условий неизменными каждый следующий плавучий элемент проникает глубже предыдущего вследствие постепенной гомогенизации водной колонны. Конгломерация отдельных плавучих элементов приводит к формированию относительно широких (с масштабом несколько километров) конвективных зон, достигающих верхней границы глубинных вод. Таким образом, развитие конвекции осуществляется от меньшего масштаба к большему. Дальнейшее проникновение конвекции в придонный слой контролируется интенсивностью энергообмена с атмосферой и зависит от солёности поверхностного слоя океана. При  $S > 34.82 \text{ ‰}$  конвекция может распространяться до дна, а при меньшей солёности ее распространение ограничивается глубинным слоем.

По пространственно-временным масштабам конвекция может быть разделена на три типа: крупномасштабная, мезомасштабная и мелкомасштабная. К *крупномасштабной* конвекции прежде всего относится свободная конвекция при осенне-зимнем охлаждении, имеющая значительные пространственно-временные масштабы: вертикальный – сотни и тысячи метров, горизонтальный – тысячи километров, временной – месяцы. К *мезомасштабной* конвекции

можно, например, отнести процессы, связанные с суточным ходом гидрометеорологических элементов. Так, ночью в умеренных широтах летом происходит достаточно интенсивное охлаждение поверхностного слоя за счет эффективного излучения, турбулентного теплообмена и испарения и осолонение за счет испарения. В результате возникает свободная конвекция с характерным вертикальным масштабом от метров до десятков метров.

К *мелкомасштабной* конвекции относятся элементы так называемой тонкой структуры океана, характеризующие термохалинные неоднородности с масштабами по вертикали 1 см – 1 м, по горизонтали 1 м – 1 км и во времени 1 с – 1 сутки. Одним из механизмов ее образования является дифференциальная диффузионная конвекция, проявляющаяся либо в виде солевых пальцев, либо в виде послойной конвекции. Некоторые закономерности формирования тонкой структуры будут рассмотрены ниже.

#### **4.4. Вертикальная термохалинная конвекция и ее расчет методом Н.Н. Зубова**

Свободная конвекция, как уже отмечалось выше, в основном развивается при осенне-зимнем охлаждении в умеренных и высоких широтах. При этом увеличение плотности поверхностного слоя океана осуществляется за счет как понижения температуры и увеличения солености, так и совместного изменения данных параметров. В первом случае конвекция называется *термической*, во втором – *соленостной* и в третьем *термохалинной*.

Понижение температуры поверхности океана происходит в основном за счет длинноволнового излучения в атмосферу, испарения и турбулентной теплоотдачи, а увеличение солености – за счет осолонения поверхностных слоев воды при испарении и ледообразовании. Сочетание указанных факторов может вызывать конвекцию различной интенсивности и разного масштаба.

Следует иметь в виду, что характер термической конвекции проявляется неодинаково в морских и солоноватых ( $S < 24.7 \text{ ‰}$ ) водах. Для морских вод после достижения температуры замерзания дальнейшее увеличение плотности происходит за счет осолонения воды при ледообразовании. В этом случае термическая конвекция переходит в термохалинную, причем соленостная стадия конвекции играет уже более заметную роль, чем термическая.

В солоноватых водах процесс термической конвекции прекращается при достижении температуры наибольшей плотности, которая оказывается выше температуры замерзания, поскольку при дальнейшем понижении температуры вновь возникает устойчивая стратификация. Для дальнейшего продолжения конвекции, т.е. солёностной стадии, необходимы уже особые условия.

Оценка конвективного перемешивания морских вод при осенне-зимнем охлаждении без учета турбулентного перемешивания и других осложняющих факторов может быть осуществлена методом, предложенным в 1929 г. Н.Н. Зубовым. При этом считается, что температурная и солёностная стадии конвекции практически полностью определяются теплообменом через поверхность океана. Основная задача расчета заключается в нахождении связи между глубиной проникновения конвективного перемешивания и теплоотдачей через поверхность моря.

Общая схема решения задачи может быть представлена следующим образом (рис.4.5). Считаем, что процесс конвекции состоит из двух этапов: первый, когда происходит только термическая конвекция ( $K_T$ ), а солёностная ( $K_S$ ) отсутствует. Это соответствует конвекции до ледообразования. Второй этап, когда дополнительно включается солёностная конвекция и происходит нарастание льда.

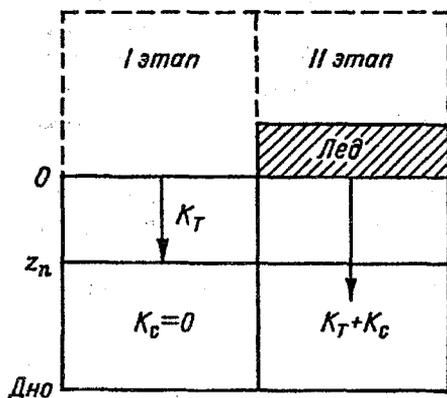


Рис. 4.5. Общая схема конвекции до ледообразования (I этап) и при ледообразовании (II этап).

Исходными данными для расчета служат наблюдаемое вертикальное распределение температуры и солёности непосредственно перед началом осеннего охлаждения и значения суммарной теплоотдачи через поверхность за все время осенне-зимнего охлаждения.

Пусть на каждом горизонте океанологической станции известны температура  $T$ , соленость  $S$  и удельный объем  $v$ .

Сначала рассмотрим процесс температурного перемешивания внутри первого слоя ( $\Delta z_{0,1}$ ). В этом случае конвекция поддерживается только теплоотдачей через поверхность, поэтому можно пренебречь изменениями солености за счет испарения и осадков. Очевидно, что для полного перемешивания первого слоя необходимо, чтобы его удельный объем к концу перемешивания ( $v_{0,1}^{\Pi}$ ) стал равным удельному объему на его нижней границе перед перемешиванием ( $v_{0,1}^H = v_1$ ). Это изменение удельного объема достигается за счет понижения средней температуры слоя от первоначального значения  $T_{0,1}^H$  до температуры в конце перемешивания  $T_{0,1}^{\Pi}$  на величину  $\delta T_{0,1}$ . Соленость после перемешивания примет среднее значение в слое  $S_{0,1}^{\Pi} = S_{0,1}^H$ . Средние в слое значения характеристик определяются как средние арифметические значения на горизонтах наблюдений:

$$T_{0,1}^H = \frac{(T_0 + T_1)}{2}, \quad S_{0,1}^H = \frac{(S_0 + S_1)}{2}. \quad (4.15)$$

Таким образом, после перемешивания мы получаем оценки величин  $v_{0,1}^{\Pi}$  и  $S_{0,1}^{\Pi}$ . Этой паре значений соответствует единственное значение температуры  $T_{0,1}^{\Pi}$ , которое удобно определить, например, по  $T, S$ -диаграмме.

Понижение средней температуры первого слоя, необходимое для его полного перемешивания, определяется как

$$\delta T_{0,1} = T_{0,1}^{\Pi} - T_{0,1}^H.$$

Тогда теплоотдача слоя через поверхность океана, вызвавшая охлаждение на величину  $\delta T_{0,1}$ , может быть вычислена как

$$q_{0,1} = Mc_p \delta T_{0,1}^H,$$

где  $M$  – масса единичного столба воды в слое  $\Delta z_{0,1}$ ,  $c_p$  – теплоемкость. Если приближенно принять  $c_p = 4 \cdot 10^3$  Дж/(кг·°С),

$\rho = 10^3$  кг/м<sup>3</sup> и выразить толщину слоя в метрах, то теплоотдачу (Дж/м<sup>2</sup>) можно оценить по формуле

$$q_{0,1} = 4 \cdot 10^6 \Delta z_{0,1} \delta T_{0,1}. \quad (4.16)$$

Рассчитаем теперь перемешивание первого и второго слоев. Если рассуждать точно так же, как и при расчете перемешивания двух слоев за счет теплоотдачи, образовавшийся однородный слой толщиной  $\Delta z_{0,2}$  будет иметь удельный объем  $v_{0,2}^{\Pi} = v_2^H$ , а соленость определится по формуле смешения

$$S_{0,2}^{\Pi} = \frac{(S_{0,1}^H \Delta z_{0,1} + S_{1,2}^H \Delta z_{1,2})}{\Delta z_{0,2}}, \quad (4.17)$$

где средние в слое  $S_{1,2}^H$  вычисляются по формулам, аналогичным (4.15). Значениям  $v_{0,2}^{\Pi}$  и  $S_{0,2}^{\Pi}$  соответствует  $T_{0,2}^{\Pi}$ , которая может быть найдена по T,S-диаграмме. Охлаждение перемешиваемого слоя вычисляется как

$$\delta T_{0,2} = T_{0,2}^{\Pi} - T_{0,2}^H.$$

Теплоотдача от начала конвекции до момента достижения глубины  $z_2$  рассчитывается по следующей формуле:

$$q_{0,2} = 4 \cdot 10^6 \Delta z_{0,2} \delta T_{0,2}.$$

Перемешивание ставшего теперь однородным слоя  $\Delta z_{0,2}$  с очередным слоем  $\Delta z_{2,3}$  определяется точно так же, как и перемешивание слоя  $\Delta z_{0,1}$  со слоем  $\Delta z_{1,2}$ . Расчет термической стадии конвекции ведется до тех пор, пока при перемешивании очередного слоя температура перемешавшейся толщи не станет равной температуре замерзания  $T_s$ . С этого момента температура перемешивающихся слоев остается равной температуре замерзания. Продолжающаяся теплоотдача вызывает ледообразование, осолонение и уплотнение воды подо льдом, поэтому конвекция далее продолжается как солоностная и термическая.

Глубина  $z_n$ , до которой доходит термическая стадия конвекции, получила название *критической глубины*, а количество тепла, отда-

ваемое  $1 \text{ м}^2$  поверхности океана для достижения конвекцией критической глубины, Н.Н. Зубов назвал *показателем замерзания*.

Прежде чем начать расчет соленостной стадии конвекции, необходимо вывести соотношения, связывающие осолонение слоя с толщиной нарастающего льда. Пусть на поверхности однородного слоя толщиной  $\Delta z$  при температуре замерзания  $T_3$  и солености  $S_e$  образовался лед толщиной  $h_n$  и соленостью  $S_n$ , которая значительно меньше  $S_e$ . Слою льда  $h_n$  эквивалентен слой воды  $h$ , из которого он образовался. Средняя соленость слоя  $\Delta z$  после образования льда повысилась на  $\delta S$ . По закону сохранения массы при образовании льда плотностью  $\rho_n$  из воды плотностью  $\rho_e$  имеем:

$$h\rho_e = h_n\rho_n.$$

Если принять приближенно  $\rho_e = 10^3 \text{ кг/м}^3$ ,  $\rho_n = 0.9 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ , то получаем

$$h \approx 0.9h_n. \quad (4.18)$$

По закону сохранения количества солей можно записать

$$S_e \Delta z = hS_n + (z - h)(S_e + \delta S).$$

Отсюда для определения осолонения можно получить следующую формулу:

$$\delta S = \frac{[h(S_e - S_n)]}{(z - h)}. \quad (4.19)$$

Так как обычно  $S_n \ll S_e$  и  $h \ll z$ , то, отбрасывая малые члены и учитывая соотношение (4.18), имеем приближенные формулы

$$\delta S \approx \frac{0.9h_n S_e}{z}, \quad h_n \approx \frac{1.1z\delta S}{S_e}. \quad (4.20)$$

Теперь можно начать расчет соленостной стадии конвекции. Пусть температура замерзания  $T_3$  достигнута после термического перемешивания, дошедшего до горизонта  $z_n$ . Перемешанный слой имеет характеристики

$$v_{0,n}^{\Pi} = v_n^H, \quad T_{0,n}^{\Pi} = \theta, \quad S_{0,n}^{\Pi} = S_{0,n}^H.$$

После перемешивания этого слоя с очередным слоем  $\Delta z_{n,n+1}$  за счет осолонения при ледообразовании толща  $\Delta z_{0,n+1}$  приобретает характеристики

$$v_{0,n+1}^{\Pi} = v_{n+1}^H, T_{0,n+1}^{\Pi} = \theta \text{ при } S_{0,n+1}^{\Pi}.$$

причем  $S_{0,n+1}^{\Pi}$  пока неизвестна. Значение солёности после перемешивания  $S_{0,n+1}^{\Pi}$  определится по  $T, S$ -диаграмме как солёность, соответствующая величинам  $v_{n+1}^H$  и  $T_s$ . Теперь можно найти осолонение слоя

$$\delta S_{0,n+1} = S_{0,n+1}^{\Pi} - S_{0,n+1}^H,$$

которое используется для вычисления толщины нарощенного льда по второй из формул (4.20)

$$h_{\lambda} \approx \frac{(1.1 z_{0,n+1} \delta S_{0,n+1})}{S_{0,n+1}^H}. \quad (4.21)$$

В результате теплоотдача будет складываться из двух составляющих. Одна из них  $q_l$  определяется по разности температуры замерзания  $T_s$  перемешавшейся толщи и ее средней температуры до перемешивания по формуле, аналогичной (4.21):

$$q_{l, 0,n+1} = 4 \cdot 10^6 z_{0,n+1} (\theta - T_{0,n+1}^H).$$

Вторая составляющая теплоотдачи находится по теплоте кристаллизации, выделенной слоем льда  $h_{\lambda}$  с основанием  $1 \text{ м}^2$ :

$$q_{\lambda, 0,n+1} = 334 \cdot 10^3 h_{\lambda} \rho_{\lambda},$$

или, принимая во внимание, что  $\rho_{\lambda} = 0.9 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$  и выражая  $h_{\lambda}$  в метрах:

$$q_{\lambda, 0,n+1} \approx 300 \cdot 10^6 h_{\lambda}.$$

Суммарная теплоотдача, благодаря которой конвективное перемешивание достигло горизонта  $h_{n+1}$ , равна

$$q_{0,n+1} = q_{l, 0,n+1} + q_{\lambda, n,n+1}.$$

Аналогичным образом вычисляются значения характеристик после перемешивания однородной толщи со следующим слоем и т.д.

Расчет элементов конвекции таким образом ведется до тех пор, пока суммарная теплоотдача станет равной фактической теплоотдаче за весь период охлаждения в данном районе океана. Заметим, что под суммарной теплоотдачей обычно понимается тепловой баланс поверхности, определенный по средним многолетним данным. Поэтому, зная, например, ежемесячную теплоотдачу, нетрудно оценить глубину развития конвекции в конце каждого месяца, а также толщину нарастания льда и другие характеристики.

Предложенная Н.Н. Зубовым схема расчета элементов термохалинной конвекции вследствие физической простоты и довольно хорошего соответствия эмпирическим данным получила широкое применение в практике океанологических исследований. К недостаткам этой схемы относятся неучет диффузии тепла и солей между слоем конвекции и нижележащими слоями, пренебрежение влиянием адвекции тепла и солей, а также слишком упрощенный теплообмен с атмосферой. В дальнейшем схема конвекции Н.Н. Зубова неоднократно уточнялась. В частности, В.А. Цикуновым, а затем Ю.П. Дорониным было получено более строгое решение этой задачи, которое позволило рассчитывать по внешним параметрам температуру, соленость, толщину слоя конвекции и нарастание льда.

#### **4.5. Типизация термохалинных условий стратификации. Понятие о тонкой структуре океана**

Температурный  $E_T$  и соленостный  $E_S$  компоненты устойчивости  $E$  находят широкое применение при решении различных задач, в том числе для типизации термохалинных условий стратификации, для диагностики возможных форм перемешивания и процессов структурообразования, включая масштабы тонкой структуры. Под термином **тонкая структура** понимается строение физических полей в океане, которое представляет совокупность сравнительно однородных по свойствам слоев толщиной от 1 см до 1 м, разделенных еще более тонкими граничными прослойками с резкими градиентами температуры и солености (рис. 4.6). Вертикальные градиенты в этих прослойках в 10 – 100 раз и более превышают значения соответствующих средних градиентов.

О тонком расслоении водной толщи свидетельствуют многочисленные данные измерений, выполненные в различных районах океана

с помощью малоинерционной зондирующей аппаратуры, в частности СТД-зондов. В отличие от плавных профилей, получаемых стандартными гидрологическими приборами, эти профили содержат множество структурных деталей, отчетливо воспроизводимых при повторных зондированиях и, следовательно, долгоживущих. Изрезанность, или «интерливинг», кривых вертикального распределения  $T$  и  $S$  нередко принимает столь четкую форму, что они имеют вид правильных ступенек или же переменных по знаку отклонений от средних профилей. Установлен факт повсеместного существования тонкоструктурных неоднородностей – в сезонном и главном термоклине, на больших глубинах и даже в верхнем квазиоднородном слое океана.

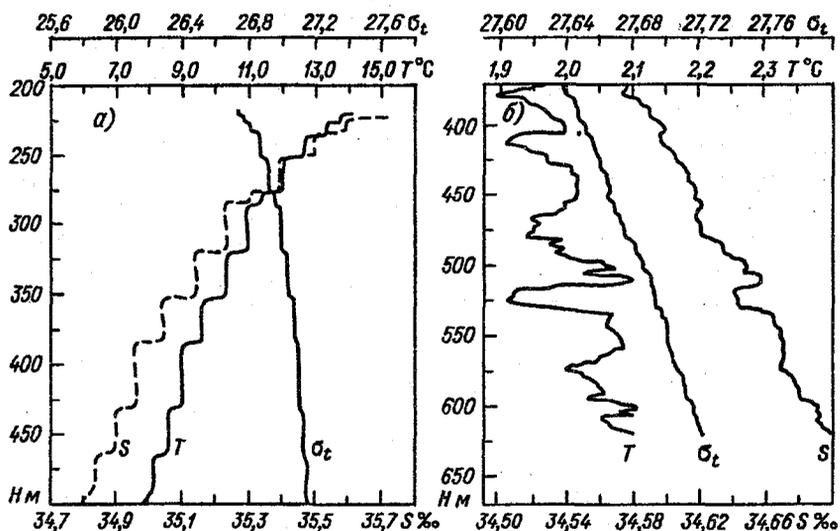


Рис. 4.6. Тонкоструктурные профили температуры  $T$ , солёности  $S$ , и плотности  $\sigma_t$  по данным СТД-зондирований.

- а – ступенчатый тип (за счет вертикальных структурообразующих процессов);
- б – интрузионный тип (за счет изопикнической адвекции).

Повышенный интерес к изучению тонкой структуры возник в связи с поиском механизмов переноса тепла, соли и других субстанций за счет эффектов внутренних волн, перемежающейся турбулентности и термоконцентрационной (тепло-солевой) конвекции при устойчивом вертикальном градиенте плотности.

С точки зрения кинематики выделяют следующие структурообразующие процессы, в результате которых на первоначально «глад-

ких»  $T, S$ -профилях могут появиться тонкоструктурные детали: 1) деформация профилей вследствие вертикальных смещений водных слоев; 2) локальное вертикальное перемешивание; 3) изопикническая, или боковая, адвекция (взаимопроникновение вод с различными  $T, S$ -индексами). Первые два фактора относятся к вертикальным, а третий – к горизонтальным структурообразующим процессам. Разумеется, одному и тому же процессу, например вертикальному перемешиванию, может быть присуща различная динамика, т.е. различные механизмы генерации тонкой структуры (обрушивание неустойчивых внутренних волн, свободная или вынужденная конвекция, уплотнение при смешении и др.)

Лабораторными и натурными экспериментами установлено, что один из главных механизмов формирования тонкой структуры в океане – *термоконцентрационный*, или *дифференциально-диффузионный*, обусловленный различием численных значений коэффициентов молекулярной теплопроводности  $K_T$  и диффузии соли  $K_S$ . При средних условиях для морской воды их отношение составляет 100:1 ( $1.4 \cdot 10^{-7}$  и  $1.3 \cdot 10^{-9}$  м<sup>2</sup>/с соответственно). В зависимости от фоновой стратификации эффекты дифференциально-диффузионной конвекции (ДДК) могут проявляться или в виде *солевых пальцев*, развивающихся в устойчиво стратифицированных слоях при одновременном убывании  $T$  и  $S$  с глубиной, или же в виде *послойной конвекции*, когда  $T$  и  $S$ , наоборот, возрастают.

Сущность процесса ДДК можно пояснить на примере взаимодействия двух соприкасающихся слоев, имеющих различные  $T, S$ -индексы. Пусть в первом случае теплая и соленая вода лежит поверх холодной и менее соленой, но так, чтобы положительный вклад  $T$  в устойчивость преобладал над отрицательным вкладом  $S$ . Дальнейшее взаимодействие гидростатически устойчивой бинарной (тепло-соль) системы будет происходить следующим образом. При возникновении даже небольшого прогиба поверхности раздела слоев (рис. 4.7) частицы воды из нижнего слоя (холодные и менее соленые), оказавшись выше уровня невозмущенной границы раздела, начнут нагреваться, в то время как их соленость из-за меньшей скорости диффузии соли останется почти неизменной. Спустя некоторое время плотность воды таких частиц окажется меньше плотности окружающих вод, и поэтому они (частицы) поднимутся вверх. И наоборот, частицы воды сверху (теплые и более соленые), попадая в слой ниже невозмущенной границы раздела, остывают под действием молекулярного теплообмена, а их соленость некоторое время остается практически той же. Поэтому

ность воды в таких частицах становится больше плотности окружающих вод и они начнут погружаться (см. рис. 4.7), вытягивая за собой узкую струю верхней соленой воды – солевой палец. Последний затем дробится на более мелкие или объединяется с соседними, постепенно перемешиваясь с окружающей водой. В лабораторных экспериментах солевые пальцы можно наблюдать визуально, если предварительно подкрасить верхнюю, более соленую теплую воду.

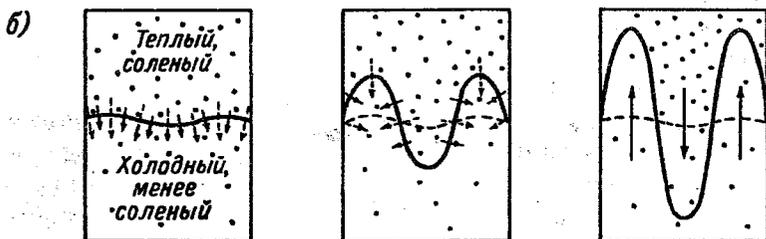
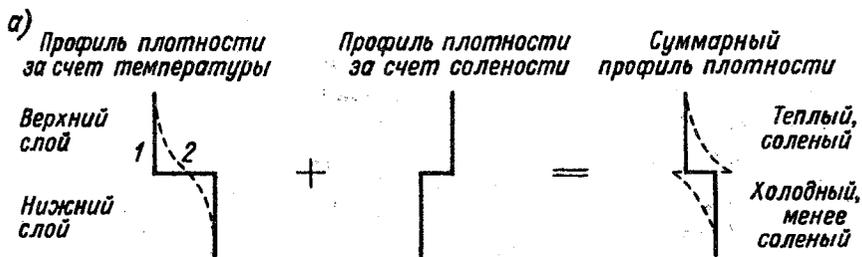


Рис. 4.7. Профили плотности в начальный момент времени (1) и спустя некоторое время (2) в режиме солевых пальцев (а). Схематическая картина режима солевых пальцев (б). По Греггу.

Штриховые стрелки – тепловой поток; сплошные стрелки – диффузия соли; точки – условная концентрация соли.

В океане разности  $T$  и  $S$  в соседних микрослоях невелики, но интегральный эффект диффузионной неустойчивости играет ключевую роль в формировании не только тонкой, но и крупномасштабной структуры тропической зоны океанов. По исследованиям К.Н. Федорова, не менее 50 % вод Мирового океана характеризуются условиями, благоприятными для перемежающейся работы солевых пальцев. За счет этого механизма осуществляется основной вынос тепла в глубинные слои (глубже 1500 м) из распространяющихся на запад

в Атлантике промежуточных (теплых и соленых) средиземноморских вод. Неслучайно, именно под слоем этих вод чаще всего фиксируются ступенчатые структуры, связанные с солевыми пальцами.

При втором варианте развития дифференциально-диффузионной неустойчивости холодная распресненная вода располагается над теплой более соленой водой, но при этом положительный вклад  $S$  в общую устойчивость преобладает над отрицательным вкладом  $T$  (рис. 4.8).

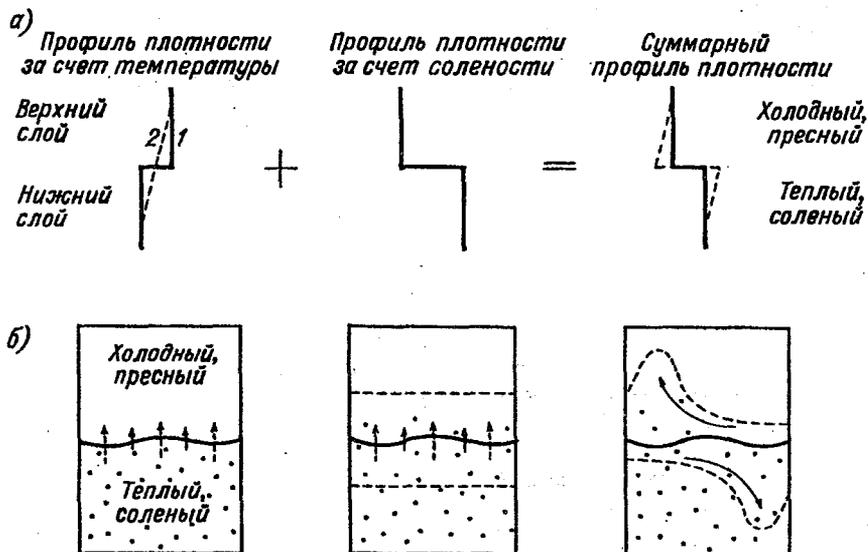


Рис. 4.8. Профили плотности в начальный момент времени (1) и спустя некоторое время (2) в режиме послойной конвекции (а) Схематическая картина режима послойной конвекции (б). По Греггу.

Усл. Обозначения см. рис. 4.7.

Следовательно, любое возмущение границы раздела приводит к тому, что частицы воды снизу, оказавшись в верхней части объема, охлаждаются и приобретают большую плотность, ибо соленость выравнивается не столь быстро. В результате под действием архимедовых сил они возвращаются вниз и погружаются ниже первоначально невозмущенной поверхности раздела. Частицы воды, попавшие из верхней части объема в нижнюю, нагреваются и, следовательно, всплывают. В итоге перемешивание имеет характер послойной конвекции, вызывающей колебательную неустойчивость границы раздела и увеличивающей толщину перемешанного слоя. Оба варианта дифференциально-диффузионной

неустойчивости способствуют ускоренному переносу тепла и соли через пикноклин без затраты энергии от внешних источников. Источником энергии перемешивания при этом является потенциальная энергия, обусловленная вертикальной стратификацией одного из компонентов (температуры или солености), вносящего дестабилизирующий вклад в градиент плотности. Подчеркнем еще раз, что высвобождение потенциальной энергии неустойчивости происходит вследствие неравенства коэффициентов молекулярного обмена теплом и солью.

Диагностика возможной тонкоструктурной активности в океане осуществляется обычно по фоновым  $T, S$ -профилям с помощью ряда параметров и критериев. К простейшим из них относятся температурный и соленостный компоненты устойчивости, а также плотностное соотношение  $R_\rho$ , определяемое в виде одного из отношений:

$$R_\rho = \frac{\left( \alpha \frac{d\theta}{dz} \right)}{\left( \beta \frac{dS}{dz} \right)} \approx -\frac{E_T}{E_S}. \quad (4.23)$$

Заметим, что довольно часто в практических расчетах вместо градиента потенциальной температуры используют градиент температуры *in situ*, поскольку  $d\theta/dz \approx dT/dz$ . Диапазон изменения этих параметров в общем случае весьма широк:  $-\infty < E_T, E_S, R_\rho < \infty$ , но каждой климатической зоне океана свойственны их определенные фоновые значения, отражающие реальные условия формирования разномасштабной термохалинной структуры. Формирование тонкой структуры за счет эффектов ДДК возможно лишь при общей положительной устойчивости, т.е.  $E = (E_T + E_S) > 0$ , хотя по отдельности как  $E_T$ , так и  $E_S$  могут быть отрицательными. При этом фоновое плотностное соотношение должно составлять  $1.0 \leq R_\rho \leq 10$ ; при  $R_\rho < 0$  действие эффектов термоконцентрационной диффузии исключено. Согласно определению (4.23), значение  $R_\rho$  характеризует также относительный вклад перепадов  $T$  и  $S$  в градиент плотности и в устойчивость (соотношение стабилизирующего и дестабилизирующего факторов).

Итак, в зависимости от вертикального распределения  $T$  и  $S$  в океане возможны (исключая тривиальный случай безразличного состояния) четыре типа стратификации, соответствующих им сочетаний вкладов  $E_T$  и  $E_S$  в общую устойчивость, а также критерия  $R_\rho$ .

1. Полная, или абсолютная, устойчивость (ПУ):

$$\Delta T < 0, \Delta S > 0, E_T > 0, E_S > 0, R_\rho < 0.$$

2. Стратификация по типу солевых пальцев (СП):

$$\Delta T < 0, \Delta S < 0, E_T > 0, E_S < 0, R_\rho > 0.$$

3. Стратификация по типу послойной конвекции (ПК):

$$\Delta T > 0, \Delta S > 0, E_T < 0, E_S > 0, R_\rho > 0.$$

4. Абсолютная неустойчивость (АН):

$$\Delta T > 0, \Delta S < 0, E_T < 0, E_S < 0, R_\rho < 0.$$

Все эти возможные состояния можно представить на диаграмме, координатными осями которой служат компоненты устойчивости  $E_T$  и  $E_S$  (рис. 4.9), впервые предложенной К.Н. Федоровым. Подобное обобщение фоновых термохалинных условий стратификации особенно полезно при обработке больших массивов наблюдений на гидрофизических полигонах и в районах фронтальных зон.

К настоящему времени разработаны методики идентификации форм и возможных механизмов формирования тонкой структуры с использованием различных критериев, получаемых в результате статистической обработки  $T, S$ -профилей, а также некоторых сведений о средних термохалинных полях. В частности, установлено, что многообразие форм тонкой термохалинной структуры океана может быть представлено в виде двух основных типов – чисто ступенчатого и интрузионного (см. рис. 4.6), а также их комбинаций. Под **интрузией** обычно понимают промежуточный слой воды с аномальными по сравнению с окружающими водами значениями  $T$  и  $S$ , который распространяется в стратифицированной толще океана на соответствующем ему изопикническом уровне. Следовательно, характер изменчивости  $T$  и  $S$  в интрузионной термохалинной структуре близок к изопикническому, при котором выполняется равенство

$$\frac{\sigma_T}{\sigma_S} = \beta / \alpha', \quad (4.24)$$

где  $\sigma_T, \sigma_S$  – среднеквадратические отклонения значений  $T$  и  $S$  в рассматриваемом слое. Выделение флуктуаций производится путем высокочастотной фильтрации исходных рядов  $T$  и  $S$  в слоях с однотипными фоновыми условиями.

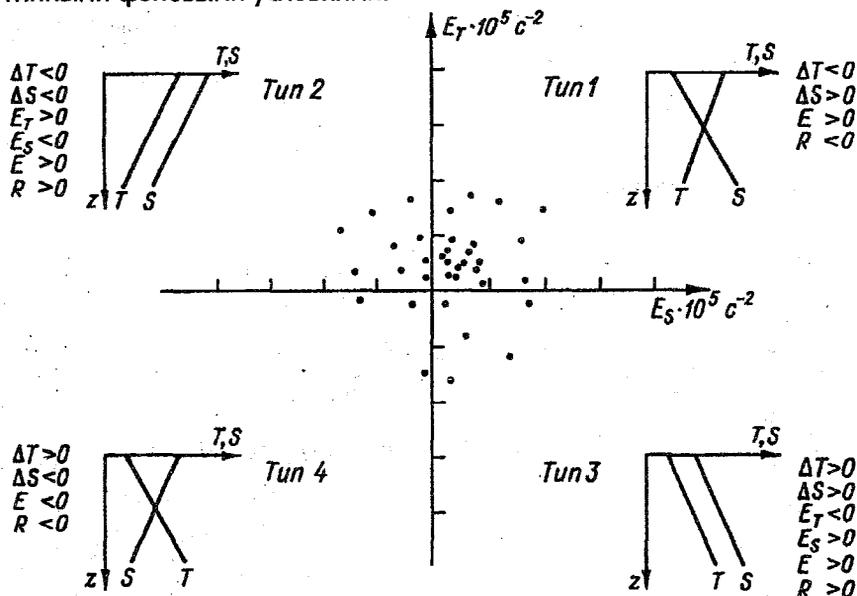


Рис. 4.9. Схема типов термохалинных условий стратификации. По К.Н. Федорову.

При ступенчатом типе тонкой структуры независимо от механизма ее генерации (кинематический эффект внутренних волн, локальное турбулентное перемешивание, конвективные процессы двойной диффузии) справедливо приближенное равенство

$$\frac{\sigma_T}{\sigma_S} \approx \frac{\Delta T_z}{\Delta S_z}, \quad (4.25)$$

где  $\Delta T_z, \Delta S_z$  – средние вертикальные градиенты в рассматриваемом слое. На основании этих условий в качестве параметра, определяющего тип тонкой структуры, удобно использовать следующее соотношение:

$$\delta = \frac{(\tilde{R}_\rho - 1)}{(|R_\rho| - 1)}, \quad (4.26)$$

где  $\tilde{R}_\rho = (\alpha\sigma_T)/(\beta\sigma_S)$  – комбинация типа плотностного соотношения, построенная по среднеквадратическим отклонениям температуры и солёности;  $|R_\rho| = \alpha\Delta T_z/\beta\Delta S_z$  – средние значения плотностного соотношения для рассматриваемого слоя. Очевидно, что в случае изопикнической интрузии ( $\sigma_T/\sigma_S = \beta/\alpha$ ) значение  $\delta$  будет нулевым, тогда как в случае чисто ступенчатой структуры ( $\sigma_T/\sigma_S = \Delta T_z/\Delta S_z$ ) выполняется условие  $\delta = 1$ .

Следует отметить, что тонкая термохалинная структура океана, являясь результирующим эффектом большого числа разнообразных физических процессов, в то же время сама служит важным элементом в сложной цепи взаимодействий между полем масс и движением в океане, а также между внутренними волнами, средним потоком, конвекцией и микротурбулентностью.

#### 4.6. Общие сведения о турбулентном перемешивании

**Турбулентностью** называется явление, наблюдающееся в течениях жидкостей и газов и заключающееся в том, что гидродинамические характеристики этих течений испытывают хаотические флуктуации, вследствие чего их изменения в пространстве и времени весьма нерегулярны.

Еще в опытах с потоком жидкости в аэродинамических трубах Рейнольдс в 1883 г. показал, что при малой скорости течение однородной жидкости сохраняет ламинарный режим. При этом слои скользят один относительно другого, а траектории частиц представляют собой плавные линии. Возмущения, искусственно создаваемые в поле скоростей, гасятся молекулярной вязкостью. По мере увеличения средней скорости в некоторый момент наступает турбулентный режим движения, когда непрерывно возникают и растут возмущения в поле скорости. На фоне среднего движения развиваются вихри, которые молекулярная вязкость уже не в силах погасить. В результате изменении траектории движения частиц становится хаотическим. Итак, если силы молекулярной вязкости преобладают над инерционными силами, то поток жидкости является ламинарным, в противоположном случае – турбулентным.

Переход от ламинарного режима к турбулентному осуществляется, как уже указывалось, при достижении числом Рейнольдса, характеризующим отношение инерционных сил к силам вязкости, кри-

тического значения. Так, при  $Re < Re_{кр}$  движение устойчиво и ламинарно, в то время как при  $Re > Re_{кр}$  движение становится неустойчивым и приобретает турбулентный характер. Следует иметь в виду, что критерий Рейнольдса является единственным и достаточным условием возникновения турбулентности только для однородных и изотропных жидкостей, что характерно, например, для потоков жидкости в трубах.

Реальный океан является стратифицированной жидкостью, в которой на смещающиеся по вертикали частицы действует архимедова сила. В условиях устойчивой стратификации архимедова сила является эффективным механизмом подавления начальных возмущений в течении. А в условиях неустойчивой стратификации, наоборот, она оказывается дополнительным источником энергии турбулентности.

Поэтому критерием возникновения турбулентности в стратифицированном океане является кинематическое число Ричардсона

$$Ri = \frac{\left( \frac{g}{\rho(\theta)} \frac{\partial \rho(\theta)}{\partial z} \right)}{\left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^2} \leq (Ri_{кр}), \quad (4.27)$$

где  $\rho(\theta)$  – потенциальная плотность, определяемая по потенциальной температуре воды, т.е. плотность, адиабатически приведенная к стандартному атмосферному явлению;  $\partial V / \partial z$  – вертикальный градиент скорости среднего движения.

Число Ричардсона имеет простой физический смысл: оно представляет собой отношение затрат кинетической энергии турбулентности за счет работы против сил Архимеда к генерации (образованию) турбулентной энергии напряжениями Рейнольдса. Как будет показано ниже, напряжения Рейнольдса появляются при осреднении произведений мгновенных значений компонентов скорости. В качестве критического значения числа Ричардсона обычно принимается  $Ri_{кр} \approx 1/4$ .

Вследствие непрерывного прохождения разномасштабных вихрей скорость турбулентного течения в каждой точке со временем нерегулярно пульсирует около среднего значения. При неоднородных полях температуры, солености и других характеристик их значе-

ния также беспорядочно пульсируют. Это позволяет представить значение любой характеристики в точке в данный момент (мгновенное значение) в виде суммы среднего значения и пульсационного отклонения от него, т.е.

$$u = \bar{u} + u', \quad v = \bar{v} + v', \quad T = \bar{T} + T', \quad S = \bar{S} + S'. \quad (4.28)$$

Используя эти соотношения, нетрудно, например, получить мгновенный условный (нормированный на  $\rho c_p$ ) поток тепла вдоль оси  $x$

$$uT = \bar{u}\bar{T} + u'\bar{T} + \bar{u}T' + u'T'. \quad (4.29)$$

Произведем осреднение выражения (4.29) во времени. Это означает что каждое его слагаемое подвергается следующей операции:

$$\bar{\varphi} = \frac{1}{(t_2 - t_1)} \int_{t_1}^{t_2} \varphi dt,$$

где  $t_1$  и  $t_2$  — начальный и конечный моменты интервала осреднения. Тогда

$$\overline{uT} = \overline{\bar{u}\bar{T}} + \overline{u'\bar{T}} + \overline{\bar{u}T'} + \overline{u'T'}. \quad (4.30)$$

Используя постулаты осреднения Рейнольдса  $\overline{\bar{\varphi}f} = \bar{\varphi}\bar{f}$ ,  $\overline{\varphi'f} = 0$ , нетрудно убедиться, что второе и третье слагаемые выражения (4.30) обращаются в нуль. В результате имеем

$$\overline{uT} = \overline{\bar{u}\bar{T}} + \overline{u'T'}. \quad (4.31)$$

В соответствии с (4.31) осредненный за произвольный период времени  $\tau = t_2 - t_1$  поток тепла представляет сумму среднего потока, характеризующего перенос тепла за счет средней во времени циркуляции и турбулентного (вихревого) потока тепла, обусловленного флуктуациями скорости и температуры во времени.

Для того чтобы теперь получить реальный поток тепла в океане как некоторую массу энтальпии  $c_p T$ , переносимую в единицу времени через единичную площадку, в формулу (4.31) необходимо ввести плотность и теплоемкость. При этом учтем, что пульсация плотности  $\rho'$  на несколько порядков меньше ее осредненного значения  $\bar{\rho}$ , т.е.  $\rho = \bar{\rho}$ . Тогда потоки теплосодержания по осям  $x$ ,  $y$  и  $z$  могут быть записаны следующим образом:

$$c_p \rho \overline{Tu} = c_p \rho \overline{T} \overline{u} + c_p \rho \overline{T'u'}; \quad (4.32)$$

$$c_p \rho \overline{Tv} = c_p \rho \overline{T} \overline{v} + c_p \rho \overline{T'v'}; \quad (4.33)$$

$$c_p \rho \overline{Tw} = c_p \rho \overline{T} \overline{w} + c_p \rho \overline{T'w'}; \quad (4.34)$$

где  $u$ ,  $v$  и  $w$  – составляющие скорости по осям  $x$ ,  $y$  и  $z$  соответственно. При решении некоторых задач более удобным оказывается использование векторного описания горизонтального переноса тепла. Если, например,  $\mathbf{V}$  – горизонтальный вектор скорости течения ( $\mathbf{V} = \mathbf{i}u + \mathbf{j}v$ ), то в этом случае имеем

$$c_p \rho \overline{T\mathbf{V}} = c_p \rho \overline{T} \overline{\mathbf{V}} + c_p \rho \overline{T'\mathbf{V}'}; \quad (4.35)$$

При достаточно больших периодах осреднения (например, месяц) первое слагаемое будет характеризовать средний перенос тепла течениями, называемый обычно *адвекцией* тепла, а второе – *макротурбулентный поток* тепла, обусловленный в основном синоптическими вихрями. Если в формулу (4.35) вместо энтальпии (теплосодержания) ввести солесодержание  $\rho S$ , то первое слагаемое будет означать адвекцию солей течениями, а второе – горизонтальный поток соли за счет макротурбулентности.

#### 4.7. Турбулентный обмен в океане

Турбулентный обмен сопровождается интенсивным перемешиванием масс воды и, как следствие, обменом всеми свойствами, характеризующими эти массы: количеством движения (импульсом), теплом, солями, растворенными газами, планктоном и др. Турбулентный обмен происходит во всех направлениях, но для реального океана особенно важно вертикальное направление, поскольку вертикальные градиенты характеристик значительно превышают горизонтальные градиенты.

В связи с этим рассмотрим турбулентное перемешивание частиц воды в вертикальном направлении. С этой целью выделим в океане два произвольных, но близко расположенных и параллельных уровня  $z$  и  $z + \Delta z$ . Естественно, что вследствие хаотического движения частиц воды часть из них перемещается вертикально вниз, а другая часть, напротив, вертикально вверх. Поскольку турбулентное перемешивание ведет к выравниванию содержания произвольной субстанции  $C$ , то результирующий перенос будет направлен в сторону с меньшим ее содержанием.

Обозначим через  $C$  и  $C + \Delta C$  удельное содержание субстанции на уровнях  $z$  и  $z + \Delta z$  соответственно. Под удельным содержанием будем понимать массу субстанции  $C$  в единице объема морской воды. Тогда в единицу времени 1 с через  $1 \text{ м}^2$  горизонтальной поверхности, находящейся между уровнями  $z$  и  $z + \Delta z$ , переносится в процессе перемешивания некоторая масса  $Q$  (в кг) субстанции  $C$ , называемая **турбулентным потоком** данной субстанции (рис. 4.10).

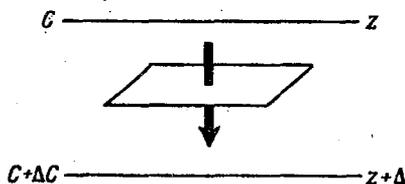


Рис. 4.10. Схема турбулентного обмена субстанции  $C$  по вертикали между горизонтами  $z$  и  $z + \Delta z$ .

Из физических представлений следует, что поток  $Q$  должен быть пропорционален разности удельных содержаний на уровнях  $z$  и  $z + \Delta z$ , отнесенной к единице расстояния между ними, т.е.  $\Delta C / \Delta z$ . Если коэффициент пропорциональности обозначить через  $A$ , то формулу для турбулентного потока можно записать в следующем виде:

$$Q = -A \left( \frac{\Delta C}{\Delta z} \right). \quad (4.36)$$

Коэффициент пропорциональности  $A$  в этой формуле носит название *коэффициента турбулентного обмена*. Если в формуле (4.36) перейти к пределу, то имеем

$$Q = -\lim_{\Delta z \rightarrow 0} A \left( \frac{\Delta C}{\Delta z} \right) = -A \frac{\partial C}{\partial z}. \quad (4.37)$$

Здесь  $\partial C / \partial z$  – вертикальный градиент удельного содержания субстанции. Вертикальный градиент  $\partial C / \partial z$ , а вместе с этим и поток  $Q$  положительны (направлены вниз), если  $C$  убывает с глубиной ( $\Delta C < 0$ ), и отрицательны (направлены вверх), если  $C$  растет с глубиной ( $\Delta C > 0$ ).

Коэффициент турбулентного обмена  $A$  равен потоку субстанции  $C$  при условии, что вертикальный градиент ее содержания ра-

вен единице, т.е.  $-\partial C/\partial z = 1$ . Поскольку единицей потока  $Q$  является  $\text{кг}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ , а вертикального градиента  $\partial C/\partial z$  – величина, обратная длине ( $\text{м}^{-1}$ ), то, согласно (4.37), единицей коэффициента турбулентного обмена  $A$  служит  $\text{кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$ .

Наряду с динамическим коэффициентом турбулентного обмена в океанологии довольно часто используется его кинематический аналог, т.е.

$$k = \frac{A}{\rho} \quad (4.38)$$

Его единицей в соответствии с формулой (4.38) является  $\text{м}^2/\text{с}$ . В качестве субстанции  $C$  могут быть использованы активная и пассивная примеси, а также импульс. *Активной примесью* называется такая характеристика морской воды, изменение которой может оказывать влияние на турбулентный обмен. К активным примесям относятся температура и соленость, изменяющие плотность морской воды, а следовательно, и вертикальную устойчивость водных слоев, которая в свою очередь влияет на турбулентность.

К *пассивным примесям* относятся те характеристики, изменения которых не влияют на турбулентный обмен. Это растворенные газы и органические вещества, взвеси и т.п. **Импульс** представляет собой произведение скорости движущейся частицы воды на ее массу.

На основании вышесказанного рассмотрим вертикальный турбулентный обмен теплом, солями и импульсом. В общем случае вертикальный поток тепла, представляющий перенос теплосодержания частиц воды в единицу времени через единичную горизонтальную площадку, в соответствии с (4.31) состоит из конвективного и вертикального турбулентного потоков тепла. С учетом (4.34) вертикальный турбулентный поток тепла  $Q$  можно записать в следующем виде:

$$Q_{Tz} = \rho c_p \overline{T'w'} = -c_p A_{Tz} \frac{\partial T}{\partial z} = -\rho c_p k_{Tz} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (4.39)$$

Коэффициент  $A_{Tz}$  в этой формуле нередко называется *коэффициентом вертикального турбулентного теплообмена*, а величины  $c_p A_{Tz}$  и  $k_{Tz}$  – соответственно *коэффициентами вертикальной турбулентной теплопроводности и температуропроводности*.

Вертикальный турбулентный поток солей представляет поток соледержания ( $\Phi = 0.001S$ ) в единицу времени через единичную

горизонтальную площадку за счет вихревого движения частиц воды и может быть записан в следующем виде:

$$Q_{Sz} = \overline{\rho \Phi' w'} = -A_{Sz} \frac{\partial \Phi}{\partial z} = -\rho k_{Sz} \frac{\partial \Phi}{\partial z}. \quad (4.40)$$

Коэффициент  $A_{Sz}$  в формуле (4.40) получил название *коэффициента вертикальной турбулентной диффузии примеси*, а  $k_{Sz}$  — *коэффициента вертикальной турбулентности примеси*.

Если вихревой поток импульса представить как  $\tau = \overline{\rho U' w'}$ , то по аналогии с (4.39) и (4.40) имеем

$$Q_z = \overline{\rho U' w'} = -A_z \frac{\partial U}{\partial z} = -\rho k_z \frac{\partial U}{\partial z}. \quad (4.41)$$

Здесь  $A_z$  — динамический коэффициент вертикальной турбулентной вязкости, а  $k_z$  — кинематический коэффициент вязкости.

Для расчета турбулентного обмена пассивной примеси можно использовать формулы, аналогичные (4.40).

Естественно, что наряду с вертикальным турбулентным обменом в океане происходит и горизонтальный турбулентный обмен всеми субстанциями. В этом случае горизонтальные турбулентные потоки по осям  $x$  и  $y$  могут быть записаны в виде формул, аналогичных (4.39)–(4.41). Поскольку в отношении горизонтального турбулентного обмена обычно принимается гипотеза однородности и изотропности, т.е. равномерного распространения вихревого движения во всех направлениях, следует принять

$$A_{Cx} = A_{Cy}, \quad k_{Cx} = k_{Cy},$$

где индекс « $C$ » — субстанция  $C$ .

По-иному обстоит дело, если рассматривать турбулентный обмен одновременно по вертикали и горизонтали. Действительно, существенные различия вертикальных и горизонтальных масштабов, а также стабилизирующий эффект архимедовых сил приводит к резкому отличию характера вихревого движения воды по вертикали от аналогичных движений по горизонтали, т.е. к анизотропии турбулентного обмена.

В результате должны наблюдаться значительные расхождения в оценках коэффициентов турбулентности. В этом нетрудно убедиться, если обратиться к табл. 4.1, в которой приведены порядки коэффи-

циентов турбулентности для различных субстанций, причем для сопоставления даны также коэффициенты молекулярного обмена.

Таблица 4.1

**Порядок коэффициентов турбулентности, м<sup>2</sup>/с**

Субстанция	Крупномасштабный турбулентный обмен		Молекулярный обмен
	горизонтальный	вертикальный	
Импульс	10 <sup>3</sup> – 10 <sup>5</sup>	10 <sup>-1</sup> – 10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-6</sup>
Энтальпия	10 <sup>2</sup> – 10 <sup>4</sup>	10 <sup>-3</sup> – 10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-7</sup>
Солесодержание	10 <sup>2</sup> – 10 <sup>4</sup>	10 <sup>-3</sup> – 10 <sup>-4</sup>	10 <sup>-9</sup>

Действительно, коэффициенты горизонтальной и вертикальной вязкости на несколько порядков превышают соответствующие коэффициенты турбулентности для тепла и соли. При этом взаимосвязь между указанными коэффициентами выражается через турбулентные числа Прандтля и Шмидта следующим образом:

$$\text{Pr} = \frac{k_{\tau}}{k_T}, \quad \text{Sc} = \frac{k_{\tau}}{k_S}$$

Кроме того, как видно из табл.4.1,  $\text{Pr} \gg 1$ ,  $\text{Sc} \gg 1$ . Это связано с тем, что турбулентный обмен импульсом осуществляется как путем непосредственного столкновения между вихрями, так и через пульсации давления. А турбулентный обмен теплом и солями происходит лишь в результате прямого перемешивания и не зависит от столкновений турбулентных вихрей. Поэтому последние два процесса можно считать подобными, что и приводит к примерному равенству коэффициентов турбулентной теплопроводности и диффузии соли (в отличие от молекулярных процессов).

Следует также отметить зависимость коэффициентов турбулентности от ее масштабов, причем с уменьшением последнего они уменьшаются. Так, для среднемасштабной турбулентности порядок коэффициентов горизонтальной и вертикальной вязкости составляет соответственно 10<sup>-1</sup> и 10<sup>-2</sup> – 10<sup>-3</sup> м<sup>2</sup>/с, а для мелкомасштабной турбулентности он уменьшается до 10<sup>-3</sup> м<sup>2</sup>/с в горизонтальном и вертикальном направлениях.

Более детальная зависимость коэффициента горизонтальной диффузии от масштаба явления  $L$  получена Р.В. Озмидовым и А. Окубо по данным опытов с диффузией пятен трассеров в океане

(рис. 4.11). Отметим, что для построения этого рисунка использовались значения  $L$ , охватывающие широкий диапазон процессов турбулентности: от мелкомасштабных (10 м) до синоптических ( $10^9$  м). Как видно из рис. 4.11, который изображен в логарифмическом масштабе, отчетливо проявляются две локальные прямые, хорошо соответствующие закону «четырех третей», предложенному Ричардсоном. Суть этого закона состоит в том, что характеристики однородной и изотропной турбулентности пропорциональны масштабу среднего движения в степени  $4/3$ . Нарушение закона «четырех третей» происходит в зоне масштабов 1–10 км, где экспериментальные точки «переходят» с одной прямой универсальной зависимости на другую с меньшим значением коэффициента пропорциональности, т.е. скорости диссипации турбулентной энергии.

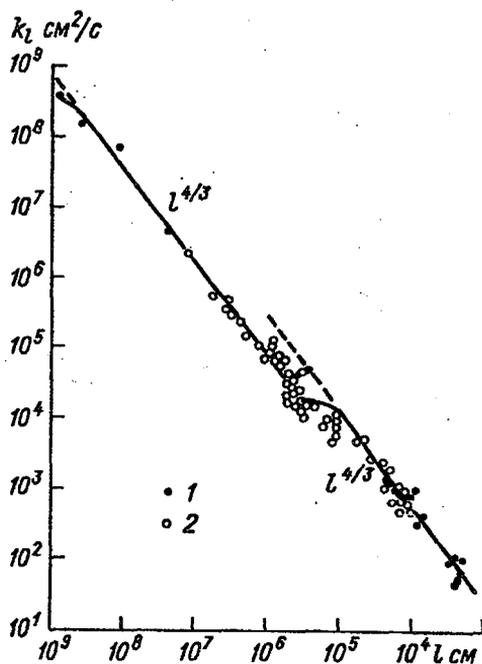


Рис. 4.11. Зависимость коэффициента горизонтальной турбулентной диффузии  $k_L$  от масштаба явления  $l$  по данным опытов с диффузией пятен трассеров в океане.  
По Р.В. Озмидову и А. Окубо.

Для определения коэффициентов турбулентного обмена используются *прямые* и *косвенные* методы. Первые основаны на использовании измерений пульсаций гидрофизических полей (температуры,

солености, скорости течения и др.) с помощью высокочувствительной и малоинерционной аппаратуры. К сожалению, имеющихся результатов измерений турбулентных пульсаций явно недостаточно, а точность измерений является невысокой вследствие больших приборных шумов и инструментальных погрешностей, которые очень сложно отделить от реальных изменений характеристик морской среды. Если учесть также большое число влияющих факторов на мелкомасштабную турбулентность, то становится понятным широкий разброс значений коэффициентов турбулентности.

В качестве примера использования прямого метода на рис. 4.12 приведено распределение коэффициентов вертикальной вязкости и теплопроводности в Антарктике, полученное на основании

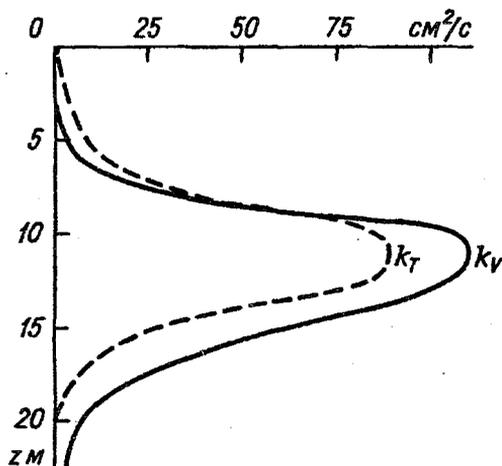


Рис. 4.12. Изменения коэффициентов турбулентности с глубиной в антарктической области Тихого океана. По А.Г. Колесникову.

прямых измерений пульсаций температуры и скорости течения турбулиметрами. Указанные коэффициенты определялись по следующим формулам:

$$k_{\varepsilon_z} = \frac{-\overline{u'w'}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)}, \quad k_{T_z} = \frac{-\overline{T'w'}}{\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)}.$$

Наблюдения выполнялись при слабом ветре, поэтому основным источником энергии турбулентности был сдвиг скорости. При этом вертикальная устойчивость слоев была максимальна в слое 15–18 м.

Данной особенностью объясняется распределение коэффициентов турбулентного обмена, которые имеют максимум над слоем резкого изменения устойчивости (см. рис. 4.12).

Другой (косвенный) метод нахождения коэффициентов турбулентности состоит в построении теоретических моделей, использующих те или иные физические гипотезы относительно зависимости коэффициентов турбулентности от определяющих параметров. В этом случае обычно применяются уже осредненные значения гидрофизических полей, полученные в результате обработки массовых океанографических наблюдений. Однако, учитывая сложности и многообразие процессов турбулентности, их широкий спектр пространственно-временной изменчивости, а также наличие большого числа влияющих факторов, нет ничего удивительного в том, что до настоящего времени не получены универсальные зависимости, позволяющие рассчитывать коэффициенты турбулентности с требуемой для практических целей точностью.

#### **4.8. Масштабы и механизмы генерации океанской турбулентности**

Как было установлено в многочисленных исследованиях, турбулентность в океане проявляется в весьма широком диапазоне и обычно подразделяется на три класса: крупномасштабная (макротурбулентность), среднемасштабная (мезотурбулентность) и мелкомасштабная (микротурбулентность). Характерные значения пространственно-временных масштабов основных видов турбулентности приводятся в табл. 4.2. Естественно, что из всех видов турбулентности в океане наиболее изучена мелкомасштабная турбулентность. К источникам мелкомасштабной турбулентности относятся поверхностные (капиллярные, гравитационные, ветровые) и внутренние волны, а также другие процессы; к мезомасштабной – волны и явления, обусловленные приливными и инерционными колебаниями; к крупномасштабной – синоптические вихри, волны Россби, дрейфовые течения и др.

Поскольку спектр явлений турбулентности достаточно широк, разделение движения в океане на среднее и пульсационное в соответствии с формулой (4.31) представляет достаточно сложную задачу, ибо это разделение полностью зависит от выбора пространственно-временной области, для которой определены средние значения. Разделение будет статистически надежным только тогда, когда пространственно-

временная область осреднения включает очень большое число вихрей, размер которых меньше размера области осреднения, и очень малую часть вихрей, размер которых больше области осреднения.

Таблица 4.2

**Сведения о характерных пространственно-временных масштабах для основных видов турбулентности**

Турбулентность	Временный масштаб	Пространственно-временной масштаб, м	
		горизонтальный	вертикальный
Крупномасштабная	От десятков суток до нескольких месяцев	$10^5 - 10^6$	$10^2 - 10^3$
Среднемасштабная	От часов до нескольких суток	$10^4 - 10^5$	$10 - 10^2$
Мелкомасштабная	От долей секунды до десятков минут	$10^2 - 10^3$	$10^{-1} - 10$

В настоящее время выделяют несколько главных механизмов генерации турбулентности в океане.

1. Неустойчивость и обрушивание поверхностных ветровых волн, создаваемых динамическим воздействием атмосферы. Очевидно, что это наиболее мощный механизм генерации турбулентности в верхнем слое океана, поскольку ветровое волнение в океане происходит повсеместно.

2. Неустойчивость вертикальных градиентов скорости в дрейфовых течениях, создаваемых прямым воздействием ветра на поверхность океана и охватывающих его верхний слой. Гидродинамическая неустойчивость определяется критерием Рейнольдса  $Re > Re_{кр}$ , причем принимается, что  $Re_{кр} \approx 2000$ .

3. Неустойчивость внутренних волн и их опрокидывание – повсеместный и, очевидно, основной механизм генерации мелкомасштабной турбулентности во внутренней (основной) толще океана.

4. Гидродинамическая неустойчивость квазигоризонтальных мезомасштабных нестационарных течений, создаваемых, например, приливными и инерционными колебаниями (с масштабами в десятки км).

5. Неустойчивость вертикальных градиентов скорости в стратифицированных крупномасштабных океанских течениях. Проявляется

лишь в отдельных районах, поэтому носит в основном региональный характер.

6. Конвекция в слоях с неустойчивой стратификацией плотности, создаваемая охлаждением поверхности океана в холодные сезоны года, а в некоторых случаях – за счет повышения солёности в поверхностных слоях в периоды интенсивного испарения.

7. Неустойчивость вертикальных градиентов скорости течения в придонном пограничном слое океана. Роль этого источника генерации турбулентности относительно невелика, особенно по сравнению с верхним слоем океана.

С точки зрения генерации турбулентности, океан естественно разделяется на три слоя: а) верхний перемешанный слой, где главный вклад в генерацию турбулентности вносит опрокидывание поверхностных волн; б) основная толща океана, где главный вклад вносит неустойчивость внутренних волн; в) придонный пограничный слой, где главный вклад вносит неустойчивость приливных волн и основных океанских течений.

## ГЛАВА 5. ТЕПЛО- И ВЛАГООБМЕН В СИСТЕМЕ ОКЕАН–АТМОСФЕРА

### 5.1. Общая характеристика процессов взаимодействия океана и атмосферы

**Взаимодействие океана и атмосферы** – это очень сложный процесс, представляющий совокупное проявление разномасштабных механизмов перераспределения тепла, водяного пара, импульса, газов и солей, в результате чего происходит взаимное приспособление (адаптация) физико-химических характеристик друг к другу.

Взаимодействие океана и атмосферы обусловлено не только огромной площадью непосредственного контакта между океаном и атмосферой, но и особенностями их строения (термическими, плотностными, кинетическими, химическими и др.), которые вызывают существование значительных пространственно-временных градиентов на границе раздела двух сред.

На основании сказанного можно выделить следующие виды (типы) взаимодействия: тепловое (энергетическое), гидрологическое (влажностное), динамическое, солевое и газовое. Каждое имеет свои специфические закономерности, однако все они связаны друг с другом и формируют единую систему планетарных круговоротов (циклов): тепла, влаги и других субстанций. Особенно тесно взаимосвязаны планетарные круговороты тепла и влаги. Дело в том, что испарение определяет не только количество влаги, вовлекающейся в планетарный круговорот, но и расходование основной массы солнечной энергии, поглощаемой поверхностью Мирового океана. В то же время выделение тепла в атмосфере, происходящее при конденсации влаги, является важнейшим энергетическим фактором циркуляции воздушных масс. Более подробно отдельные виды взаимодействия будут рассмотрены ниже.

Для процессов взаимодействия океана и атмосферы характерен непрерывный пространственно-временной спектр: на низкочастотном участке этого спектра различимы процессы, охватывающие Мировой океан в целом и длящиеся десятилетиями и столетиями, а на высокочастотном участке процессы, измеряемые всего лишь долями сантиметра и длящиеся доли секунды. В связи с этим возникает необходимость классификации процессов взаимодействия океана и атмосферы по пространственно-временным масштабам. В настоящее время наиболее широко используется разделение на три пространственно-временных диапазона:

- а) мелкомасштабное (микромасштабное, локальное) взаимодействие;
- б) среднемасштабное (мезомасштабное) взаимодействие;
- в) крупномасштабное (глобальное) взаимодействие.

**Мелкомасштабное взаимодействие** включает процессы с периодами  $10^{-1} - 10^3$  с и пространственными масштабами  $10^{-2} - 10^3$  м, причем вследствие пространственной анизотропности (неоднородности) характерный вертикальный масштаб составляет  $10^{-2} - 10^1$  м, а горизонтальный  $10^0 - 10^3$  м. При мелкомасштабном взаимодействии происходит непосредственный обмен теплом, влагой, импульсом через границу раздела океан–атмосфера и формируется сильная перемежаемость пограничных слоев взаимодействующих сред. Кроме того, в результате такого взаимодействия образуются поверхностные и внутренние волны, турбулентность и некоторые другие процессы, связанные с эволюцией приводного слоя атмосферы.

**Мезомасштабное взаимодействие** характеризует процессы, развивающиеся в пограничных слоях океана и атмосферы, они имеют горизонтальные размеры от сотен метров до сотен километров и временной масштаб от часов до месяцев. К мезомасштабному взаимодействию относятся волновые процессы в пограничных слоях, имеющие приливное и инерционное происхождение, конвективное и турбулентное перемешивание, а также колебания температуры, вызываемые суточными изменениями солнечной радиации (например, бризовая циркуляция в атмосфере над морским побережьем).

К верхней границе спектра мезомасштабных процессов примыкает синоптическая изменчивость, которая включает очень широкий диапазон масштабов: от структурных особенностей атмосферных образований и океанских фронтов ( $10^4$  м) до размеров самих образований ( $10^6$  м) и от времени прохождения атмосферных фронтов ( $10^4$  с) до периодов взаимодействия с океаном не только отдельных барических образований, но и целых типов атмосферной циркуляции. Наконец, мезомасштабная изменчивость присуща также всем потокам тепла, влаги и других субстанций между океаном и атмосферой.

**Крупномасштабное взаимодействие** включает процессы с пространственными масштабами от тысяч километров до размеров Мирового океана в целом и за промежутки времени, характеризующие сезонную и межгодовую изменчивость. В океане к процессам крупномасштабного взаимодействия относятся длиннопериодные (в том числе годовые) колебания температуры воды и солености, формирование главного термоклина, изменчивость главных океанских течений, автоколебания системы океан–атмосфера, формирование и

изменчивость ледяных полей в полярных областях и др. Крупномасштабная изменчивость свойственна также потокам тепла, влаги и других субстанций, которые испытывают не только ярко выраженные сезонные, но и заметные межгодовые колебания.

Итак, для всех пространственно-временных диапазонов взаимодействия единственным физическим процессом, проявляющимся на всех частотах, оказывается обмен теплом, влагой и импульсом. Это обстоятельство свидетельствует об его исключительно большой роли в формировании изменчивости взаимодействия океана и атмосферы.

При крупномасштабном взаимодействии особое значение приобретает пространственная дифференциация потоков тепла и влаги, т.е. очень неравномерное распределение их на поверхности океанов. При этом наряду с обширными акваториями, где тепло- и влагообмен близок к среднеширотным значениям, выделяются ограниченные районы, в которых интенсивность этих процессов оказывается значительно выше. Такие районы В.В. Тимонов назвал очагами взаимодействия океана и атмосферы. В дальнейшем Г.И. Марчук определил их как **энергоактивные зоны океана (ЭАЗО)** и сформулировал концепцию ЭАЗО, согласно которой они играют ключевую роль в крупномасштабном взаимодействии и, как следствие, в проблеме долгосрочного прогноза погоды и короткопериодных колебаний климата.

Естественно, что при изучении процессов взаимодействия океана и атмосферы принципиальным представляется вопрос о том, каким образом атмосфера оказывает воздействие на океан и, наоборот, как осуществляется обратное влияние. Воздействие атмосферы проявляется в основном в динамической (механической) форме, т.е. в виде передачи океану импульса, а также частично в форме потоков тепла и вещества (осадки, конденсация в приводном слое). Поэтому движение в океане, за небольшим исключением, можно рассматривать как результат динамического воздействия атмосферы. К таким движениям относятся ветровые волны, турбулентность в верхнем и внутреннем слоях океана, а также дрейфовые течения.

Приток энергии от атмосферы к океанским движениям происходит в разных пространственных масштабах. При этом Р.В. Озмидов выделил три основных диапазона, в которых осуществляется передача импульса океану: ветровые волны ( $10^1$  м), инерционные колебания ( $10^4$  м), синоптические вихри ( $10^6$  м).

Что касается обратного влияния океана на атмосферу, то это прежде всего тепловое воздействие, а также частично и динамическое воздействие. Поскольку теплоемкость воды значительно больше

теплоемкости воздуха, океан аккумулирует коротковолновую солнечную радиацию в основном в верхнем десятиметровом слое, причем преимущественно в низких широтах. Значительная часть этого тепла посредством системы меридиональных течений транспортируется в умеренные и высокие широты, где отдается в атмосферу. В целом около 60 % всей тепловой энергии, поступающей в атмосферу из океана, приходится на счет испарения. Остальная часть обусловлена эффективным излучением и турбулентным теплообменом.

Вследствие инерционности гидрологических процессов главные проявления воздействия океана на атмосферу относятся к формированию долгосрочных аномалий погоды, а также к формированию и изменениям климата планеты. Определяющее влияние океана на формирование климата известно уже давно. Хрестоматийным примером являются свойства морского (океанического) климата, который по сравнению с континентальным климатом имеет малую суточную и годовую амплитуды температуры воздуха, повышенную влажность, значительную облачность и увеличенное количество осадков. Значительно меньше известно о роли океана в изменчивости климата планеты. Именно на это направлены в настоящее время многочисленные исследования теоретического и экспериментального характера.

## 5.2. Схема теплообмена в системе океан–атмосфера

Система океан–атмосфера является составной и, очевидно, наиболее важной частью **климатической системы**, представляющей совокупность взаимодействующих между собой и обменивающихся веществом и энергией различных оболочек планеты: атмосферной, океанической, литосферной, криосферной и биосферной.

Рассмотрим сначала особенности формирования глобального (осредненного для Земли в целом) теплообмена в климатической системе, которая в термодинамическом смысле представляет собой открытую систему, так как она постоянно обменивается теплом с космическим пространством.

На верхнюю границу атмосферы, в качестве которой обычно условно принимают  $H \approx 30$  км, поступает поток коротковолновой солнечной радиации, который при среднем расстоянии от Земли до Солнца равен  $1368 \text{ Вт/м}^2$  и называется **солнечной постоянной**. Примем эту величину за 100 % и будем оценивать все виды потоков тепла в климатической системе в долях от солнечной постоянной (рис. 5.1). Как видно из этого рисунка, альbedo системы Земля–атмосфера составляет 28 %, т.е. именно столько коротковолновой радиа-

ции отражается обратно в космическое пространство (за счет облаков – 19 %, молекулярного и аэрозольного рассеивания – 6 %, от подстилающей поверхности – 3 %). Часть приходящей солнечной радиации (25 %) поглощается в атмосфере, причем 3 % приходится на стратосферный озон, 17 % – на водяной пар и различные примеси, 5 % – на облака. Оставшаяся часть (47 %) поглощается поверхностными слоями Земли, причем почти исключительно в Мировом океане в виде потоков прямой и рассеянной радиации. Именно в этом и состоит принципиальное различие между поверхностными слоями океанов и суши, поскольку теплоемкость первых во много раз выше.

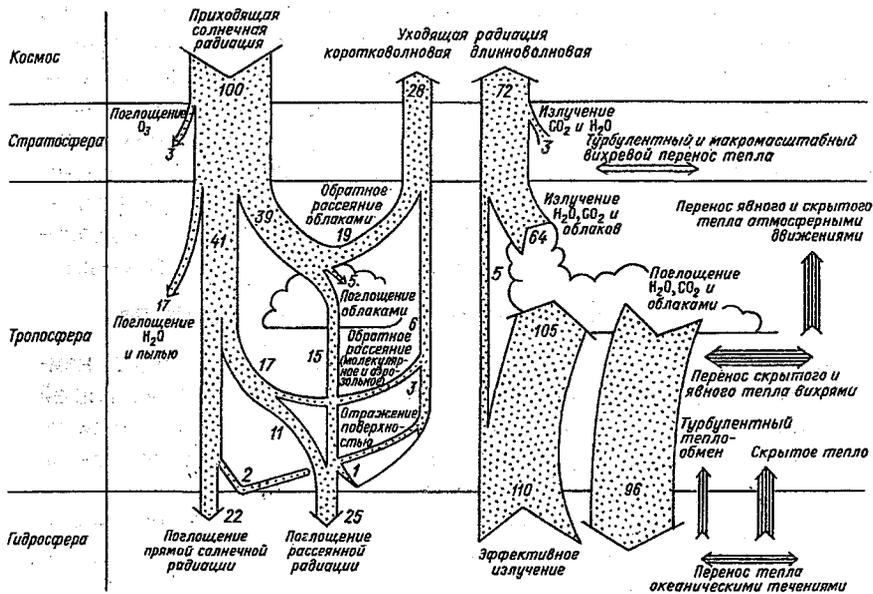


Рис. 5.1. Схема среднего годового теплового баланса климатической системы Земли.

Все рассмотренные выше потоки сосредоточены в коротковолновой (видимой) части спектра. В то же время в климатической системе наблюдаются потоки длинноволновой радиации, обусловленные собственным излучением океана и атмосферы. Длинноволновый поток излучения подстилающей поверхности непосредственно в космическое пространство составляет 5 %, а в атмосферу – 110 %, причем подавляющая его часть (105 %) поглощается водяным паром,

углекислым газом, облаками и различными примесями. Одновременно происходит излучение атмосферы как в космос (67 %), так и в обратном направлении, т.е. к земной поверхности (96 %). Отсюда видно, что суммарный длинноволновый поток радиации в космическое пространство составляет 72 %, а на границе раздела системы Земля–атмосфера он равен 14 % и направлен вверх.

Итак, нетрудно видеть, что на верхней границе атмосферы наблюдается баланс: сумма приходящих и уходящих потоков радиации равна нулю и, следовательно, климатическая система находится в тепловом равновесии. Естественно, что в тепловом равновесии должна находиться и граница раздела между атмосферой и подстилающей поверхностью. Но для этого нужно, чтобы от подстилающей поверхности передавалось 33% тепловой энергии в атмосферу в виде турбулентных потоков тепла и влаги.

Наиболее важной особенностью рассмотренной выше схемы глобального теплообмена является то, что все потоки энергии имеют только вертикальное направление: одни направлены вниз, а другие – вверх. Поэтому при переходе от глобальных масштабов осреднения к локальным схема теплообмена существенно усложняется.

Выделим в системе океан–атмосфера некоторый произвольный объем (рис. 5.2), ограниченный снизу дном океана, а сверху – верхней границей атмосферы. Обозначим поток коротковолновой радиации,

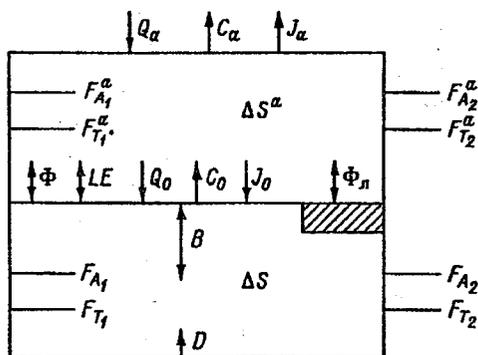


Рис. 5.2. Схема теплообмена для произвольного объема в системе океан–атмосфера.

поступающей на верхнюю границу атмосферы, через  $Q_a$ , отраженный поток через  $C_a$ , а длинноволновое излучение, уходящее в мировое пространство, через  $J_a$ . Тогда результирующий поток радиации составляет

$$R_a = Q_a - J_a - C_a.$$

Аналогичным образом могут быть представлены потоки радиации на поверхности океана:  $Q_0$  – поток коротковолновой радиации, падающий сверху,  $C_0$  – отраженный от поверхности океана,  $J_0$  – длинноволновое излучение, называемое эффективным излучением. Результирующий поток радиации равен

$$R_0 = Q_0 - J_0 - C_0.$$

Вследствие разности температур соприкасающихся слоев воды и воздуха при наличии ветра возникает контактный (явный) поток тепла, характеризующий турбулентный теплообмен  $\Phi$ . Если температура воды превышает температуру воздуха ( $\Delta T > 0$ ), то поток тепла направлен в атмосферу, а в противоположном случае – направлен в океан.

Кроме того, вследствие перепада влажности между поверхностью океана и приводным слоем атмосферы возникает скрытый поток тепла, связанный с фазовыми переходами влаги. В том случае, когда перепад влажности положителен ( $\Delta q > 0$ ), скрытый поток тепла направлен в атмосферу и называется затратами тепла на испарение  $LE$ . Если перепад влажности отрицателен ( $\Delta q < 0$ ), то происходит конденсация водяных паров из воздуха и поток влаги направлен к поверхности океана. Характерным примером конденсации влаги служит туман. Однако данный эффект носит локальный характер. Если разделить  $LE$  на теплоту парообразования  $L$ , получаем непосредственно величину испарения.

Если выделенный объем находится в полярных областях, то на поверхности океана могут происходить фазовые переходы воды в лед и обратно. Так, количество тепла, выделившееся при образовании льда, составляет (при его таянии поглощается такое же количество тепла)  $\Phi_d = L_k M$ , где  $L_k$  – теплота кристаллизации,  $M$  – масса образовавшегося или растаявшего льда.

Поскольку алгебраическая сумма потоков тепла через поверхность океана, как правило, не равна нулю, то должен существовать вертикальный поток тепла  $B$  между поверхностью океана и его более глубокими слоями. При этом если поверхностный слой океана нагревается, то поток тепла направлен вглубь, и наоборот.

Наконец, через дно в океан постоянно поступает поток внутреннего тепла Земли (геотермальный поток)  $D$ . Все эти потоки имеют вертикальное направление. Однако одновременно с ними наблюдаются потоки энергии по горизонтали. Так, в атмосфере происходит перенос тепла через боковые грани за счет средней циркуляции (адвективный поток тепла) и вихревого перемешивания (турбулентный поток тепла).

Аналогичный механизм теплообмена через боковые грани имеет место и в океане. Это перенос (адвекция) тепла течениями и горизонтальный турбулентный теплообмен.

Взаимодействие потоков тепла по горизонтали и вертикали приводит к изменениям во времени энтальпии (теплосодержания) атмосферы и океана, причем эти изменения считаются положительными, когда атмосфера и океан нагреваются, и отрицательными, когда они охлаждаются.

Естественно, что из перечисленных потоков тепла не все имеют одинаковое значение. В частности, обычно пренебрегают потоком через дно океана. Кроме того, локальное значение имеют процессы выделения и поглощения тепла при биохимических процессах, диссипация механической энергии течений в тепло и некоторые другие, значение которых находится в пределах точности измерения и расчетов основных составляющих теплового баланса.

### **5.3. Радиационный баланс океана**

#### ***5.3.1. Уравнение радиационного баланса и методы оценки его отдельных составляющих***

Солнечная радиация – практически единственный источник энергии для большинства процессов, протекающих в атмосфере, гидросфере и в верхних слоях литосферы. В водах Мирового океана за счет поглощения солнечной радиации накапливается большое количество тепла. Отдавая тепло в виде собственного длинноволнового излучения, а также потоков явного и скрытого тепла, океан тем самым в значительной мере регулирует формирование климата нашей планеты.

Под **радиационным балансом океана** понимают сумму всех лучистых потоков, поглощенных и излученных океаном. Поэтому уравнение радиационного баланса поверхности океана может быть записано в следующем виде:

$$R_0 = Q_0(1 - \alpha) - I_0,$$

где  $Q_0$  – суммарная (прямая и рассеянная) коротковолновая радиация, поступающая на поверхность океана,  $\alpha$  – альbedo поверхности океана,  $I_0$  – эффективное излучение (баланс длинноволновой радиации),  $R_0$  – радиационный баланс поверхности океана, или, более правильно, результирующий приток радиации к поверхности океана.

Принципиальной особенностью уравнения (5.1) является то, что оно содержит члены, описывающие радиационные потоки в различных частях энергетического спектра. При этом поглощение радиации происходит в коротковолновой части спектра, а ее излучение – в длинноволновой (инфракрасной) части спектра.

Радиационные потоки могут быть измерены с помощью различных актинометрических датчиков (актинометр, пиранометр, пиргелиометр, балансомер), устанавливаемых на борту специально оборудованных для этих целей судов. При этом точность измерения различных членов уравнения (5.1) является неодинаковой. Так, прямую радиацию измеряют с погрешностью не более 2–3 % в любую погоду при условии, что солнце не закрыто облаками. Погрешность измерений отраженной радиации значительно больше и составляет 10–25 %. Однако, учитывая, что значение отраженной радиации существенно уступает прямой радиации, погрешность измерений суммарной радиации равна примерно 5 %.

Погрешность измерений в ночные часы длинноволнового баланса в судовых условиях, как правило, не превышает 15 %.

Значительно хуже обстоит дело с измерениями радиационного баланса с помощью балансомеров различных конструкций. В результате международных сравнений балансомеров было установлено, что различия в показаниях приборов достигают нескольких десятков процентов, особенно днем, и что в настоящее время нет эталонного балансомера, а без этого невозможна стандартизация и повышение точности измерений.

Следует иметь в виду, что измерения, выполняемые на немногочисленных судах погоды и в специализированных эпизодических экспедициях, не позволяют составить цельное представление о составляющих радиационного баланса и их изменениях на обширных пространствах океана.

Очевидно, что решение задачи определения составляющих радиационного баланса для океанов возможно лишь на основе спутниковых измерений. Однако со спутников радиационные потоки с вы-

сокой точностью измеряются лишь на верхней границе атмосферы. Для оценки составляющих радиационного баланса поверхности океана обычно используются экспериментальные зависимости, связывающие потоки радиации на верхней границе атмосферы и на поверхности океана. Естественно, что полученные таким образом значения радиационного баланса уже будут обладать большими ошибками по сравнению с аналогичными оценками на верхней границе атмосферы.

Поэтому до настоящего времени широкое распространение имеют расчетные методы оценки составляющих радиационного баланса, причем их точность повышается с увеличением периода осреднения исходных данных.

Рассмотрим теперь составляющие радиационного баланса. Суммарная радиация, как уже указывалось ранее, состоит из суммы прямой и рассеянной радиации. Объединение их в общий поток обусловлено тем обстоятельством, что в энергетических расчетах важен лишь результирующий эффект этих потоков.

Поступление солнечной радиации на поверхность океана регулируется облачностью. При отсутствии облачности ( $n = 0$ ) суммарная солнечная радиация при безоблачном небе, называемая *возможной радиацией*,  $Q_m$  равна  $Q_0$ . Величина  $Q_m$  определяется в зависимости от высоты солнца в фиксированных интервалах значений коэффициента прозрачности, характеризующего степень аэрозольной мутности атмосферы. Для «прозрачной» атмосферы этот коэффициент считается равным единице.

В общем случае принимается, что

$$\frac{Q_m}{Q_0} = f(n). \quad (5.2)$$

Существует значительное число различных формул, предложенных разными авторами и связывающих отношение  $Q_m/Q_0$  с баллом облачности. В частности, довольно часто используется формула

$$\frac{Q_m}{Q_0} = 1 - b_1 n - b_2 n^2, \quad (5.3)$$

где  $b_1$  и  $b_2$  – эмпирические коэффициенты. Отметим, что в более сложных зависимостях учитывается многоярусный характер облачности.

Что касается альбедо, то этот вопрос уже рассматривался в главе 3, поэтому здесь лишь напомним, что альбедо зависит от ряда гидрометеорологических факторов: облачности, ветрового волнения и др. Однако в численных расчетах пользуются обычно климатическими оценками альбедо (см. табл.3.2). Величина  $Q_0(1-\alpha)$  представляет количество радиации, проникающей внутрь океана, и называется *поглощенной радиацией*. Как показывают данные наблюдений, практически вся радиация поглощается в верхнем десятиметровом слое воды.

**Эффективное излучение** представляет собой разность между собственным длинноволновым излучением океана ( $I_{0\uparrow}$ ), которое определяется температурой его поверхности, и противоизлучением атмосферы ( $I_{0\downarrow}$ ), зависящим от вертикального распределения температуры, влажности воздуха и облачности, т.е.  $I_0 = I_{0\uparrow} - I_{0\downarrow}$ .

В общем случае эффективное излучение является малой разностью больших величин  $I_{0\uparrow}$  и  $I_{0\downarrow}$ . Поэтому при малых периодах осреднения возникают большие погрешности, сравнимые с самой величиной  $I_0$ , и лишь при значительных периодах осреднения точность оценок эффективного излучения становится достаточно высокой.

Считается, что океан излучает как серое тело, т.е. его излучение на всех участках спектра отличается от излучения абсолютно черного тела на один и тот же множитель  $\delta$ , т.е.

$$I_{0\uparrow} = \delta \sigma T_0^4, \quad (5.4)$$

где  $\sigma$  – постоянная Стефана–Больцмана,  $T_0$  – температура поверхности океана, К. При гладкой поверхности океана принимается  $\delta = 0.983$ . При возникновении волнения излучательная способность океана увеличивается. Поэтому при некоторых средних условиях волнения (4–5 баллов) считается, что  $\delta = 0.91$ . Это значение  $\delta$  обычно используется в численных расчетах.

Значительно сложнее обстоит дело с оценкой противоизлучения атмосферы, которое зависит от многих факторов. Поэтому в тех случаях, когда нет необходимости отдельного учета величин  $I_{0\uparrow}$  и  $I_{0\downarrow}$ , используются интегральные формулы по оценке эффективного

излучения. В качестве примера приведем эмпирическую формулу, полученную Андерсеном:

$$I_0 = 0.55 \cdot 10^{-10} T_0^4 \{0.26 - 0.025n \exp(-0.0584H_0) - [0.0049 - 0.0054n \exp(-0.06H_0)]e_z\}, \quad (5.5)$$

где  $n$  – в долях единицы,  $H_0$  – средняя высота облачности в тысячах футов (1 фут = 0.305 м),  $e_z$  – парциальное давление водяного пара в приводном слое.

Основной вклад в формирование радиационного баланса вносит суммарная радиация. Это позволяет в приближенных расчетах определять осредненные за достаточно длительный интервал значения  $R_0$  как  $R_0 = aQ_0$ , где  $a$  – коэффициент пропорциональности, изменяющийся от 0.5 в высоких широтах до 0.79 на экваторе. Как было показано Н.А. Тимофеевым, при дополнительном учете облачности климатические среднемесячные значения радиационного баланса могут быть определены с достаточно высокой точностью по формуле

$$R_0 = Q_0 - 2.22\mu^2 - (3.31 + 0.052\varphi)\mu,$$

где  $\mu$  – показатель облачности, связанный с ее балльностью нелинейной зависимостью

$$\mu = 1 - 0.130n - 0.406n^2.$$

Следовательно, при отсутствии облачности  $\mu = 1$ , а при  $n = 1$   $\mu = 0.47$ , т.е. значение  $\mu$  изменяется почти в два раза.

### **5.3.2. Распределение составляющих радиационного баланса на акватории океана**

На рис. 5.3 приводится распределение средних годовых климатических значений суммарной радиации на поверхности океанов. Для перевода их из кал/(см<sup>2</sup>-сут) в единицы системы СИ (МДж/(м<sup>2</sup>-сут)) необходимо разделить на 23.885. Как видно из рис. 5.3, максимальные значения суммарной радиации повсеместно наблюдаются в приэкваториальных широтах. Абсолютный максимум, превосходящий 550 кал/(см<sup>2</sup>-сут), отмечается в центральной части Тихого океана вблизи Маркизовых островов. По направлению от экваториальных широт к полярным суммарная радиация уменьшается более чем в три раза и составляет у полюсов 150 кал/(см<sup>2</sup>-сут).

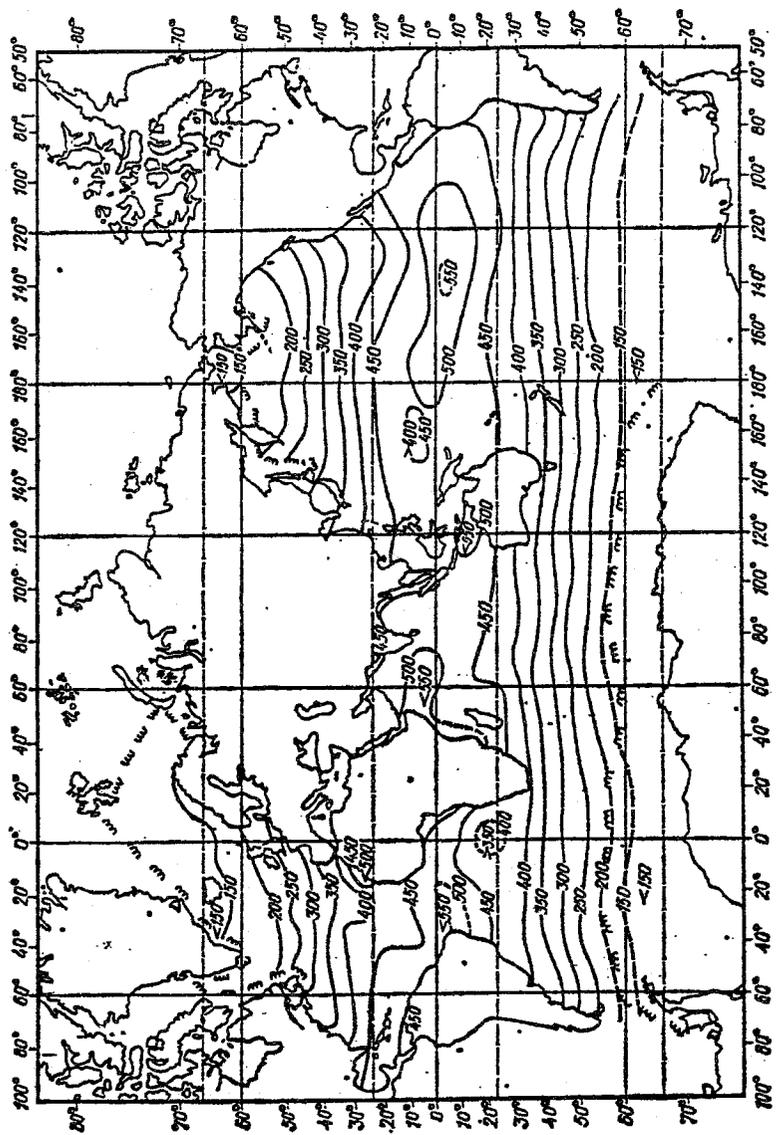


Рис. 5.3. Распределение средних годовых значений суммарной радиации над Мировым океаном, кал/ (см<sup>2</sup>·сут).  
По Н.А. Тимофееву.

Наиболее важной закономерностью распределения суммарной радиации является то, что ее изменчивость проявляется в основном в меридиональном направлении, в то время как изменчивость вдоль круга широты незначительна. Это означает, что распределение суммарной радиации носит зональный характер. Действительно, зависимость между зонально осредненными значениями суммарной радиации и широтой является линейной и характеризуется коэффициентом корреляции, равным  $r = 0.95$ .

Некоторые нарушения зональности проявляются в низких широтах (например, в Тихом океане вблизи Маршалловых островов  $Q_0 \approx 400$  кал/(см<sup>2</sup>·сут)), а также в восточных районах тропических зон океанов. В первом случае нарушение зональности связано с положением оси ВЗК (внутритропической зоны конвергенции), характеризующейся наличием мощных слоев облачности, а во втором – с влиянием пассатных инверсий и холодных морских течений.

Распределение средних годовых климатических значений радиационного баланса представлено на рис. 5.4. В низких широтах результирующий поток радиационной энергии достигает 400–440 кал/(см<sup>2</sup>·сут), причем его максимальные значения приурочены к западным районам Атлантического и Индийского океанов и к центральной части Тихого океана. При этом распределение значений радиационного баланса практически тождественно распределению значений суммарной радиации. Это связано с тем, что пространственная изменчивость эффективного излучения и отраженной радиации мала по сравнению с пространственной изменчивостью суммарной радиации. Отсюда все закономерности в распределении  $Q_0$  свойственны и  $R_0$ .

Большие различия в распределении солнечной радиации между экватором и полярными широтами являются главным фактором, определяющим важнейшие особенности планетарных гидрометеорологических условий. Именно градиент экватор–полюс предопределяет существование преобладающего зонального переноса в атмосфере Земли.

Другой важнейший фактор – внутrigодовая изменчивость, обусловленная сезонным ходом притока солнечной радиации к поверхности океана и суши. В тех районах, где она отсутствует (в основном низкие широты), отсутствует и годовой ход в гидрометеорологических процессах и явлениях.

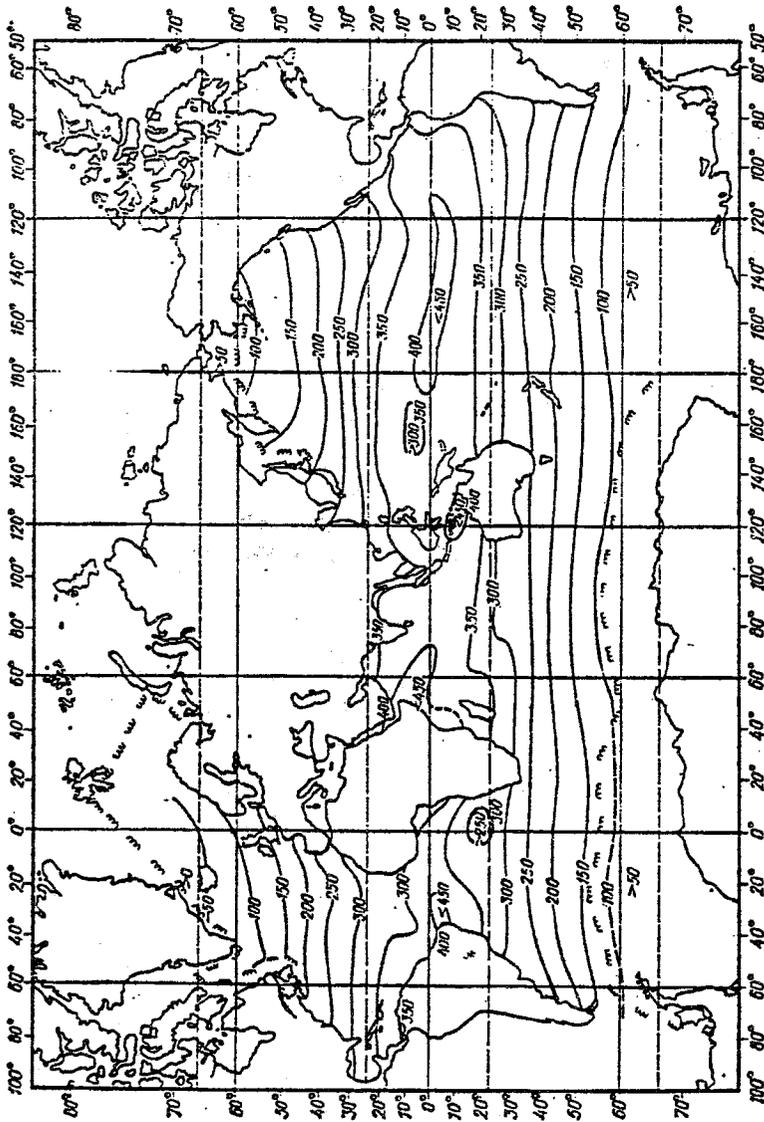


Рис. 5.4. Распределение средних годовых значений радиационного баланса на поверхности Мирового океана, кал/ (см<sup>2</sup>·сут). По Н.А. Тимофееву.

В табл. 5.1 дается распределение среднеширотных значений радиационного баланса на поверхности океана и суши. Нетрудно видеть, что океан значительно более интенсивно поглощает лучистую энергию, чем материки, причем максимальные различия наблюдаются в тропических широтах.

Таблица 5.1

**Распределение среднеширотных значений суммарной радиации и радиационного баланса по поверхности океана и суши, ккал/(см<sup>2</sup>·год). По данным М.И. Будыко и др.**

Широтная зона	Мировой океан		Суша	
	$Q_0$	$R_0$	$R_L$	$Q_L$
70 – 60° с.	75	23	84	22
60 – 50	90	43	100	32
50 – 40	113	64	127	45
40 – 30	142	90	155	58
30 – 20	168	111	175	64
20 – 10	177	121	181	74
10 – 0	177	124	158	79
0 – 10° ю.	181	127	150	79
10 – 20	177	122	165	75
20 – 30	165	109	173	71
30 – 40	144	92	161	62
40 – 50	116	72	122	44
50 – 60	87	46	86	35
Земля в целом	144	91	138	50

По данным табл. 5.1, среднее глобальное (осредненное по акватории Мирового океана в целом) значение радиационного баланса составляет 91 ккал/(см<sup>2</sup>·год), в то время как для поверхности суши оно равно 50 ккал/(см<sup>2</sup>·год). Если же сравнивать значения суммарной радиации, то различия между океаном и сушей уже невелики. Это означает, что коэффициент полезного действия (КПД) океана, т.е. доля усвоения им радиационного потока тепла, значительно выше КПД суши (соответственно 63 и 36 %). Если рассматривать меридиональный ход отношения  $R_0/Q_0$ , то наиболее высокий КПД отмечается в низких широтах, где он достигает 70 % в зоне 0–20° ю.ш.

## 5.4. Тепловой баланс океана

### 5.4.1. Уравнение теплового баланса океана и его анализ

В общем случае уравнение баланса любой субстанции (тепла, влаги, и др.) может быть записано в виде

$$\sum \Delta X_i = \sum X_i^+ - \sum X_i^-, \quad (5.6)$$

где  $\sum \Delta X_i$  – сумма аккумуляционных составляющих баланса, характеризующих их изменение во времени;  $\sum X_i^+$  – сумма приходных компонентов баланса, означающих увеличение данной субстанции;  $\sum X_i^-$  – сумма расходных компонентов баланса, характеризующих уменьшение данной субстанции.

Таким образом, уравнение (5.6) выражает универсальный закон сохранения энергии или вещества. В зависимости от пространственно-временных масштабов осреднения исходных данных оно может приобретать самый различный вид, ибо соотношение между отдельными потоками и их изменениями не остается постоянным ни в пространстве, ни во времени.

Максимальный пространственный масштаб составляет объем Мирового океана в целом, а минимальный – его единичный объем. Что касается временного масштаба, то его верхняя граница может составлять сотни и даже тысячи лет, поскольку длительность климатических циклов на Земле вообще говоря соразмерима с продолжительностью геологических эпох. Заметим, что с уменьшением масштабов осреднения, особенно временного, уравнение баланса обычно усложняется, поскольку в этом случае появляется необходимость уже в учете тех членов, которые имеют локальное значение.

Рассмотрим, например, уравнение теплового баланса при месячном осреднении для единичного вертикального столба океана, простирающегося от поверхности раздела с атмосферой до дна. Тогда уравнение теплового баланса может быть записано в следующем виде:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \text{div}(\mathbf{F}_A + \mathbf{F}_T) = R_0 - LE - \Phi. \quad (5.7)$$

Здесь  $S$  – энтальпия вертикального столба воды, определяемая как

$$S = \int_{z_k}^{z_0} c\rho T dz,$$

где  $z_0$  – поверхность океана ( $z_0 = 0$ ),  $z_K$  – глубина океана.  $F_A$  и  $F_T$  соответственно полный (интегральный) поток тепла за счет морских течений и турбулентного (вихревого) обмена, т.е.

$$F_A = \int_{z_K}^{z_0} c\rho T \overline{V} dz, \quad F_A' = \int_{z_K}^{z_0} c\rho T' \overline{V}' dz$$

где  $V$  – вектор скорости по горизонтали, а черта сверху означает осреднение по времени. При среднемесячном осреднении основной вклад в макротурбулентный обмен дают синоптические вихри, характерный пространственный масштаб которых составляет сотни километров, а время жизни от нескольких суток до нескольких месяцев. В результате суммарный полный поток тепла записывается как

$$F_0 = \int_{z_K}^{z_0} c\rho (\overline{T'V} + \overline{T'V}') dz = \int_{z_K}^{z_0} c\rho \overline{T'V} dz.$$

Итак, в уравнении (5.7) первый член слева означает изменение энтальпии в вертикальном столбе воды во времени, причем за положительное значение принимается увеличение энтальпии.

Второй член слева, а именно дивергенция полного потока, означает результирующий отток (приток) тепла за счет горизонтального движения в вертикальном столбе океана. В тех случаях, когда  $\partial S/\partial t \rightarrow 0$ , значения  $\text{div}F_0$  могут быть интерпретированы как стоки (источники) тепла в океане. Районы, где  $\text{div}F_0 > 0$ , служат источниками тепла, а районы, где  $\text{div}F_0 < 0$ , наоборот, являются стоком тепла. Положительными значения  $\text{div}F_0$  считаются в том случае, когда отток тепла превышает его приток.

Правую часть уравнения (5.7), состоящую из алгебраической суммы радиационного баланса, затрат тепла на испарение и турбулентного теплообмена, часто называют *внешним тепловым балансом*. Он положителен, когда  $R_0 > (LE + \Phi)$ , т.е. происходит приток тепла к поверхности океана, и отрицателен, когда  $R_0 < (LE + \Phi)$ , т.е. океан отдает тепло в атмосферу.

В уравнении (5.7) не учитывается целый ряд членов, которые, как уже указывалось выше, обычно имеют лишь локальное значение. Это геотермальный поток, охлаждение (нагревание) поверхностного

слоя воды за счет различий в температуре выпавших осадков и температуры поверхности океана и др.

Если рассматриваемый район океана находится в высоких широтах, то пренебрегать выделением (поглощением) тепла при фазовых превращениях воды в лед и обратно, как правило, уже нельзя. В этом случае уравнение (5.7) может быть выражено следующим образом:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \operatorname{div} F_0 = R_0 - LE - \Phi \pm L_K M. \quad (5.8)$$

Применительно к средним годовым многолетним (климатическим) условиям уравнение (5.7) без учета фазовых превращений влаги записывается как

$$\operatorname{div} F_0 = R_0 - LE - \Phi, \quad (5.9)$$

т.е. дивергенция потока тепла в океане компенсируется внешним тепловым балансом.

При зональном осреднении уравнение (5.9) приобретает вид

$$\operatorname{div}[F_{0y}] = [R_0 - LE - \Phi], \quad (5.10)$$

где квадратные скобки означают осреднение вдоль круга широты, а меридиональный поток тепла определяется как

$$F_{0y} = \int_{z_k}^{z_0} c \rho \overline{Tv} dz,$$

где  $v$  – меридиональная составляющая скорости течения.

#### **5.4.2. Изменения энтальпии океана**

Вклад локальной (частной) производной  $\partial S/\partial t$  в уравнение теплового баланса, как правило, меньше по сравнению с  $\operatorname{div} F_0$ , однако он существенно зависит от периода осреднения  $\tau$ : с уменьшением  $\tau$  вклад  $\partial S/\partial t$  в уравнение теплового баланса обычно увеличивается. Изменения энтальпии океана могут достигать высоких значений при резкой тепловой трансформации водных масс, что свойственно прежде всего фронтальным зонам.

В общем случае величина  $\partial S/\partial t$  может быть определена через конечные разности, т.е.

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{(S_k - S_n)}{\tau},$$

где  $S_k$  и  $S_n$  – энтальпия в конце и начале расчетного интервала  $\tau$ . Например, при оценке внутримесячных изменений энтальпии океана ( $\tau = 1$  мес) в качестве  $S_k$  и  $S_n$  желательнее использовать значения энтальпии в последний и первый дни месяца. На практике это часто оказывается невозможным, поэтому приходится прибегать к тем или иным численным процедурам, например к центральным разностям:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{(S_{i+1} - S_{i-1})}{2},$$

т.е. изменения энтальпии океана в  $i$ -й месяц представляют половину разности значений энтальпии в последующий и предыдущий месяцы. Следует иметь в виду, что данный метод дает точные результаты лишь при линейном изменении энтальпии океана. При нелинейном характере колебаний он существенно искажает величины  $\partial S/\partial t$ .

Энтальпию океана нетрудно рассчитать по данным о вертикальном распределении температуры и солёности. Но так как теплоемкость воды и ее плотность в большей степени зависят от температуры и в меньшей степени от солёности, то в первом приближении энтальпия океана может быть определена лишь по данным о вертикальном распределении температуры. Если также учесть, что ниже деятельного слоя изменения температуры обычно незначительны, то можно ограничиться глубиной океана, составляющей, как правило, 200–300 м.

В многочисленных исследованиях было установлено, что крупномасштабные изменения энтальпии деятельного слоя очень хорошо коррелируют с температурой поверхности океана (ТПО). Это позволяет, с одной стороны, еще более упростить процедуру расчета в тех случаях, когда не требуется высокой точности, а с другой – рассматривать временную изменчивость ТПО как индикатор крупномасштабных колебаний энтальпии океана.

На рис. 5.5 приводятся средние значения изменения энтальпии деятельного слоя по десятиградусным зонам Мирового океана. Как уже отмечалось выше, эти значения характеризуют скорость нагревания (охлаждения) водных масс океана. Из рис. 5.5 видно, что изменения энтальпии имеют достаточно выраженный широтный ход. При этом абсолютный максимум накопления тепла находится в суб-

тропической зоне северного полушария и наблюдается в июле–августе. Интересно, что максимум охлаждения океана также находится в этой же зоне и отмечается в декабре. Таким образом, здесь же наблюдается максимальная амплитуда годовых колебаний величин  $\partial S/\partial t$ , которая составляет примерно  $470 \text{ Вт/м}^2$ .

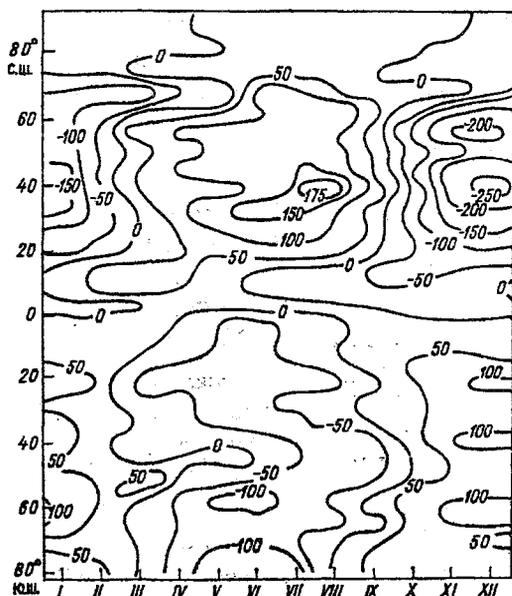


Рис. 5.5. Годовой ход изменений энтальпии ( $\text{Вт/м}^2$ ) деятельного слоя в Мировом океане. По Б.А. Кагану, И. Цанковой.

Почти повсеместно зимой происходит охлаждение водной толщи океана, а летом – ее нагревание, т.е. имеет место отчетливо выраженный годовой ход величин  $\partial S/\partial t$ . Исключение составляют лишь экваториальная зона и приполярные широты северного полушария, где годовой ход практически отсутствует.

Следует также отметить, что если в северном полушарии наблюдается разная продолжительность периодов накопления и охлаждения океана, то в южном полушарии эти периоды примерно равны. Наконец, амплитуда годовых колебаний  $\partial S/\partial t$  в северном полушарии заметно выше по сравнению с таковой в южном полушарии, где максимальная амплитуда составляет лишь около  $190 \text{ Вт/м}^2$ . Это означает,

что интенсивность поступления и отдачи тепла в океане северного полушария более чем в два раза выше, чем в южном полушарии.

### **5.4.3. Перенос явного тепла в океане**

Оценка горизонтальных потоков тепла в океане представляет наиболее сложную задачу при определении теплового баланса. В основном для оценки потоков тепла могут быть использованы три подхода:

I подход – оценка переноса тепла на основе расчета скоростей течений по гидрологическим данным;

II подход – оценка переноса тепла по результатам численного моделирования циркуляции океана;

III подход – оценка переноса тепла как остаточного члена из уравнения теплового баланса океана или системы океан–атмосфера.

Естественно, что у каждого из указанных подходов свои достоинства и недостатки, но все они имеют один общий недостаток: точность оценок переноса тепла является весьма низкой. Более того, очень часто точность полученных оценок не удается даже проконтролировать. Можно сказать, что горизонтальные потоки тепла в океане известны лишь на качественном уровне.

В табл. 5.2. приводится распределение зонально-осредненных меридиональных потоков тепла в отдельных океанах и Мировом океане в целом. Для Мирового океана характерно то, что меридиональный перенос в обоих полушариях направлен к полюсам, причем максимальных значений он достигает в тропической зоне и составляет около  $2.0 \cdot 10^{15}$  Вт. Это обусловлено прежде всего наличием мощных поверхностных течений, таких, как Гольфстрим, Куроисио в северном полушарии и Бразильское, Мозамбикское в южном.

Кроме того, как видно из табл. 5.2, перенос тепла через экватор близок к нулю. Это позволяет считать, что процессы теплообмена в Мировом океане как в северном, так и в южном полушарии, очевидно, в значительной мере являются независимыми друг относительно друга.

Однако если рассматривать отдельные океаны, то в этом случае перенос тепла через экватор уже имеет место. Действительно, в Атлантическом океане он направлен из южного полушария в северное, а в Тихом и Индийском океанах, наоборот, из северного полушария в южное. В остальном перенос тепла в Тихом океане, особенно южнее экватора, аналогичен переносу тепла в Мировом океане. Что касается Атлантического океана, то здесь меридиональный поток тепла на

всех широтах направлен к Северному полюсу, в то время как в Индийском океане он везде имеет противоположное направление – к Южному полюсу. Таким образом, для Атлантического океана в большей степени характерен аномальный характер меридионального переноса тепла. К сожалению, это явление до настоящего времени не получило убедительного объяснения.

Таблица 5.2

**Меридиональный перенос зонально осредненных значений явного тепла в океанах и атмосфере,  $10^{15}$  Вт.**  
По данным С.С. Лаппо и др.

Широта	Атлантический океан	Тихий океан	Индийский океан	Мировой океан	Атмосфера	Доля океанского переноса, %
70° с.	0.11					
60	0.42	0.01		0.43	2.79	13
50	0.71	0.03		0.74	3.86	16
40	0.90	-0.05		0.85	4.63	16
30	1.21	0.40		1.61	3.93	29
20	1.44	0.96	-0.02	2.38	2.45	49
10	1.30	0.49	-0.03	1.76	1.16	34
0	1.06	-0.47	-0.28	0.31	-0.04	115
10° ю.	0.75	-1.56	-0.64	-1.45	-0.11	93
20	0.69	-1.84	-0.75	-1.90	2.44	44
30	0.67	-1.79	-0.66	-1.78	-4.59	33
40	0.72	-1.61	-0.52	-1.41	-4.22	25
50	0.64	-1.48	-0.44	-1.28	-2.96	30
60	0.70	-1.61	-0.16	-0.62	-2.20	22

Что касается атмосферного переноса, то в каждом полушарии он направлен к полюсу и достигает максимума вблизи 40° ш. Поскольку максимум океанского переноса несколько смещен к экватору, то океан в значительной степени обеспечивает перенос тепла из экваториально-тропических широт в средние, где наблюдается максимальная отдача тепла за счет испарения в атмосферу. Дальнейший перенос тепла к полюсам происходит в основном атмосферным путем.

Рассмотрим теперь распределение дивергенции зонально осредненного меридионального потока тепла для климатических годовых условий, которая может быть рассчитана из уравнения (5.10) по внешнему тепловому балансу (табл. 5.3).

Таблица 5.3  
 Средние зональные значения составляющих теплового баланса поверхности различных океанов и  
 Мирового океана в целом, Вт/м<sup>2</sup>. По Л.А. Строкиной

Широтная зона	Div[F <sub>0γ</sub> ]				[R <sub>0</sub> ]				[LE]				[Φ]			
	Атлантиче-ский океан	Тихий океан	Индийский океан	Мировой океан	Атлантиче-ский океан	Тихий океан	Индийский океан	Мировой океан	Атлантиче-ский океан	Тихий океан	Индийский океан	Мировой океан	Атлантиче-ский океан	Тихий океан	Индийский океан	Мировой океан
70 - 60° с.				-68				60	87	57		61	32	25		46
60 - 50	-59	-21		-39	60	61		88	113	75		71	27	17		28
50 - 40	-48	-6		-22	92	86		119	141	127		89	21	19		21
40 - 30	-35	-33		-34	127	113		148	137	139	153	133	12	10	6	20
30 - 20	5	-5	8	-1	154	144	167	148	147	156	158	139	8	9	7	10
20 - 10	13	-6	11	0	168	159	168	162	147	136	144	154	9	9	8	8
10 - 0	23	17	19	19	157	162	171	163	125	120	134	135	7	6	8	9
0 - 10° ю.	43	43	27	39	169	169	169	168	119	120	134	124	8	10	8	5
10 - 20	27	4	-4	6	163	163	165	162	128	149	159	148	8	10	10	8
20 - 30	21	-22	-16	-11	148	145	150	147	117	149	152	143	10	18	14	15
30 - 40	11	-26	16	-5	129	118	126	124	106	123	105	113	12	21	11	16
40 - 50	48	-11	43	23	99	90	96	95	52	86	53	66	-1	15	0	6
50 - 60	21	-11	-8	-3	66	61	59	61	38	58	50	51	7	14	17	13

Нетрудно видеть, что распределение этого компонента теплового баланса носит значительно более «пестрый» характер по сравнению с меридиональным потоком тепла. В целом низкие широты обоих полушарий служат источниками тепла, так как здесь внешний тепловой баланс положителен. Все остальные широты являются уже стоками тепла, поскольку суммарная теплоотдача в атмосферу превышает радиационный приток тепла. Явное исключение из этого правила составляет Атлантический океан, вся южная часть которого служит накопителем тепла. Это связано с более низкими затратами тепла на испарение по сравнению с другими океанами и прежде всего с Тихим. В результате абсолютный максимум накопления тепла в Атлантическом океане отмечается в зоне 40–50° ю.ш., а максимум расходования тепла – также в Атлантике в зоне 60–50° с.ш. Меньше всего межширотные различия в условиях накопления и расходования тепла, определяемых прежде всего действием течений, характерных для Индийского океана.

Следует иметь в виду, что зональное осреднение дает очень схематичную картину, поскольку не учитывает пространственную изменчивость характеристик вдоль круга широты, которая может быть весьма значительной вследствие огромных размеров океана, наличия континентов и островов и т.п. В этом нетрудно убедиться, если обратиться к рис. 5.6, на котором представлено распределение дивергенции потока тепла в Мировом океане для климатических годовых условий. Действительно, на одной и той же широте могут находиться как источники, так и стоки тепла. Например, на 40° с.ш. у восточных берегов континентов в зоне теплых течений Гольфстрим и Куроиси наблюдаются мощные очаги стока тепла, в то время как у западных побережий мы уже видим районы, являющиеся источниками тепла для океана.

Пространственная неоднородность в распределении величин  $\text{div}F_0$  прежде всего связана с влиянием морских течений. В районах действия теплых течений расходование тепла в атмосферу, как правило, существенно превышает его накопление, что приводит к уменьшению выноса (оттока) тепла течениями из этих районов по сравнению с его вносом (притоком). В результате мы видим на карте отрицательные значения  $\text{div}F_0$ .

Обратная картина обычно наблюдается в районах действия холодных течений, например Канарского, Калифорнийского, Бенгельского,

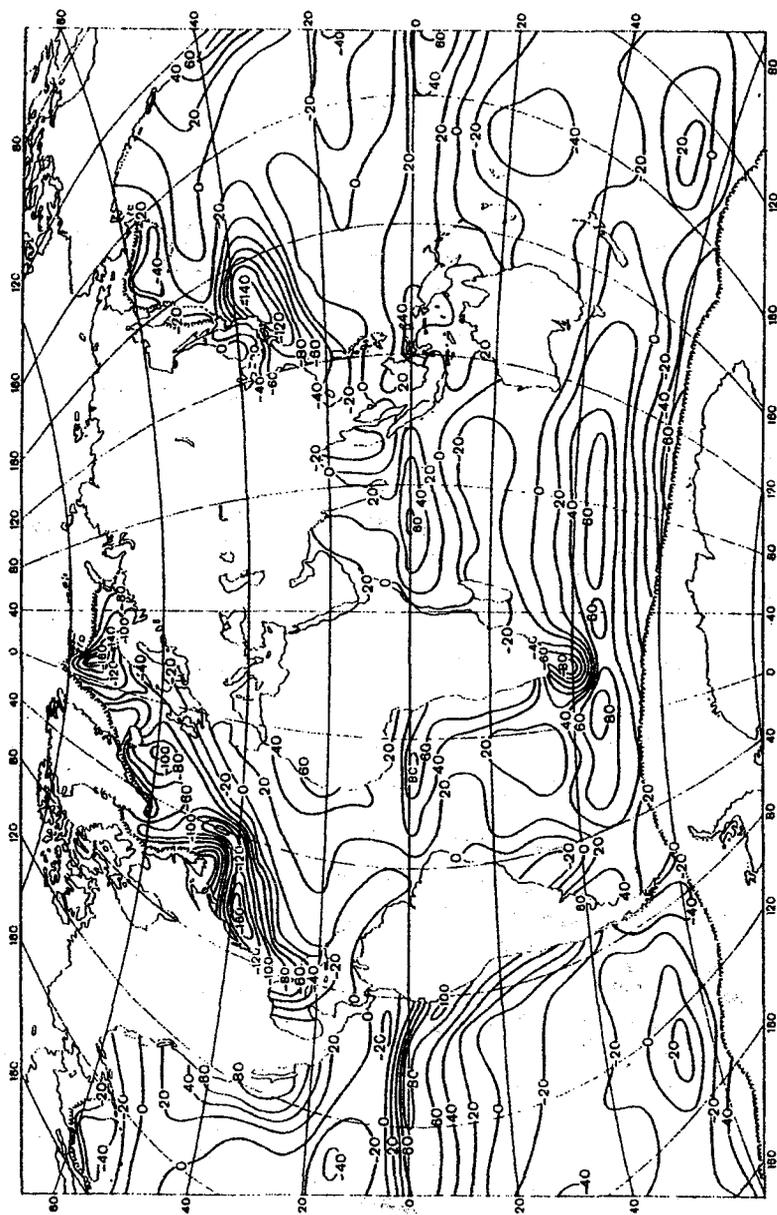


Рис. 5.6. Распределение дивергенции полного потока тепла ( $Вт/м^2$ ) по акватории Мирового океана.  
По Л.А. Строкиной.

Перуанского, где отмечаются положительные значения  $\text{div}F_0$ . Однако в высоких широтах вследствие резкого уменьшения притока солнечной радиации и больших контрастов температур воды и воздуха в районах действия холодных течений уже отмечаются отрицательные значения  $\text{div}F_0$  (Восточно-Гренландское, Лабрадорское), т.е. они становятся очагами стока тепла для океана.

#### **5.4.4. Затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен океана с атмосферой**

В настоящее время для расчета потоков явного и скрытого тепла существует значительное число методов, основанных на различных предположениях. Наиболее широкое распространение получили пульсационный (корреляционный), градиентный (профильный) и разностный (аэродинамический) методы.

Суть **пульсационного метода** может быть выражена с помощью следующих формул:

$$\Phi = c_p \rho_A \overline{w'T_a'}, \quad LE = L \rho_A \overline{w'q'}, \quad (5.11)$$

где  $\rho_A$  – плотность воздуха,  $w$  – вертикальный компонент скорости ветра,  $T_a$  – температура воздуха,  $q$  – массовая доля водяного пара. Данный метод лежит в основе измерения турбулентных потоков специальной малоинерционной аппаратурой, установленной на борту судна или плавучих платформах.

**Градиентный метод** состоит в измерении профилей (вертикальных градиентов) скорости ветра, температуры, влажности воздуха и может быть представлен формулами вида

$$\Phi = c_p \rho_A k_T \frac{\partial T_a}{\partial z}, \quad LE = L \rho_A k_E \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (5.12)$$

где  $k_T$  и  $k_E$  – соответственно коэффициенты турбулентной диффузии тепла и водяного пара, которые вычисляются обычно по данным о вертикальном профиле скорости ветра.

Оба метода (пульсационный и градиентный) достаточно сложны, весьма чувствительны к внешним условиям и применяются, как правило, лишь при выполнении специальных натуральных экспериментов с борта научно-исследовательских судов. Поэтому прямые измерения потоков весьма немногочисленны и выполнены в основном для случаев с малыми и умеренными скоростями ветра.

В массовых расчетах наиболее широкое распространение получил **аэродинамический метод** (балк-метод), несомненным достоинством которого является то, что он требует минимум исходной информации, т.е. данных только о средней скорости ветра, температуре и влажности воздуха на высоте 10 м ( $U_{10}$ ,  $T_{10}$ ,  $q_{10}$ ) и температуре поверхности моря:

$$\begin{aligned}\Phi &= c_p \rho_A C_T (T_W - T_{10}) U_{10}, \\ LE &= L \rho_A C_E (q(T_W) - q_{10}) U_{10},\end{aligned}\tag{5.13}$$

где  $C_T$  и  $C_E$  – соответственно коэффициенты теплообмена и влагообмена (числа Стэнтона и Дальтона),  $q(T_W)$  – массовая доля влаги, определяемая по температуре воды с учетом солёности.

Заметим, что в формулах, приведенных выше, предполагается постоянство потоков по высоте. Слой, в пределах которого вертикальные потоки остаются приближенно постоянными по высоте, называется **приводным слоем атмосферы**. Толщина его обычно составляет несколько десятков метров и зависит от многих внешних факторов, в том числе и от интенсивности потоков импульса, тепла и влаги.

Кроме того, как видно из (5.13), при  $U_{10} = 0$   $\Phi = 0$  и  $LE = 0$ , что не соответствует действительности, так как в этом случае при неустойчивой стратификации приводного слоя ( $\Delta T > 0$ ) перенос тепла и влаги вверх осуществляется посредством механизма свободной конвекции. В связи с этим при малых скоростях ветра ( $U_{10} < 3$  м/с) вместо формулы (5.13) для расчета потоков можно воспользоваться, например, следующими простыми зависимостями, полученными Р.С. Бортковским:

$$\begin{aligned}\Phi &= 1.15 \cdot 10^{-3} \rho_A C_T (\Delta T_{10}^{\text{эф}})^{1/3} (T_{10}), \\ LE &= 1.15 \cdot 10^{-3} L \rho_A C_E (\Delta T_{10}^{\text{эф}})^{1/3} (e_{10}),\end{aligned}\tag{5.14}$$

где  $\Delta T_{10}^{\text{эф}}$  – эффективный перепад температуры, определяемый как

$$\Delta T_{10}^{\text{эф}} = (T_W - T_{10}) + 0.108(e_W - e_{10}).\tag{5.15}$$

Второе слагаемое этой формулы ( $e_W$  – насыщающее парциальное давление пара при температуре поверхности воды,  $e_{10}$  – парциальное давление водяного пара на высоте 10 м) представляет поправку на стратификацию влажности приводного слоя.

При больших скоростях ветра ( $U_{10} > 14$  м/с), соответствующих штормовым условиям, дополнительно к турбулентному механизму формирования тепло- и влагообмена добавляется испарение и теплообмен непосредственно с поверхности брызгового облака, образующегося над гребнями ветровых волн. Вследствие этого потоки явного и особенно скрытого тепла резко возрастают.

Задача оценки вклада штормов в суммарную теплоотдачу до настоящего времени носит дискуссионный характер. Это связано с трудностью проведения гидрометеорологических наблюдений в штормовых условиях. По некоторым оценкам вклад штормов, суммарная продолжительность которых в течение месяца обычно составляет всего лишь несколько суток, может быть эквивалентен среднемесячной теплоотдаче океана в атмосферу. Таким образом, в зависимости от скорости ветра имеем три механизма формирования тепло- и влагообмена: конвективный (при штиле), турбулентный (при умеренных скоростях ветра), турбулентно-брызговой (штормовые условия).

Наибольшие трудности при оценке величин  $\Phi$  и  $LE$  связаны с определением чисел Стэнтона и Дальтона. Обычно принимается, что  $C_T = C_E$ , хотя строгие доказательства равенства этих чисел отсутствуют. Однако более сложным является вопрос о нахождении связи чисел Стэнтона и Дальтона с определяющими параметрами. Поскольку до настоящего времени еще не найдены универсальные зависимости, то в расчетах используются самые различные варианты: от принятия их постоянной величиной до сложных многопараметрических зависимостей  $C_E$  и  $C_T$  от характеристик приводного слоя. Например, в полуэмпирической модели, разработанной Р.С. Бортовским с коллегами для умеренных скоростей ветра, принимается

$$C_E = C_T = f(U_{10}, \Delta T_{10}^{\text{эф}}).$$

Значения коэффициентов тепло- и влагообмена задаются в табличном виде или с помощью специальных номограмм. На рис. 5.7 приводится такая номограмма, из которой видно, что при малых скоростях ветра определяющее влияние на значение чисел Стэнтона и Дальтона оказывает стратификация приводного слоя, характеризуемая  $\Delta T_{10}^{\text{эф}}$ . С увеличением скорости ветра роль  $\Delta T_{10}^{\text{эф}}$  начинает уменьшаться, а роль скорости ветра – возрастать.

Аэродинамический метод может быть упрощен, причем без существенной потери точности в расчетах. Если, например, при вычис-

лении  $LE$  в формуле (5.13) перейти от массовой доли влаги к парциальному давлению и воспользоваться затем уравнением состояния

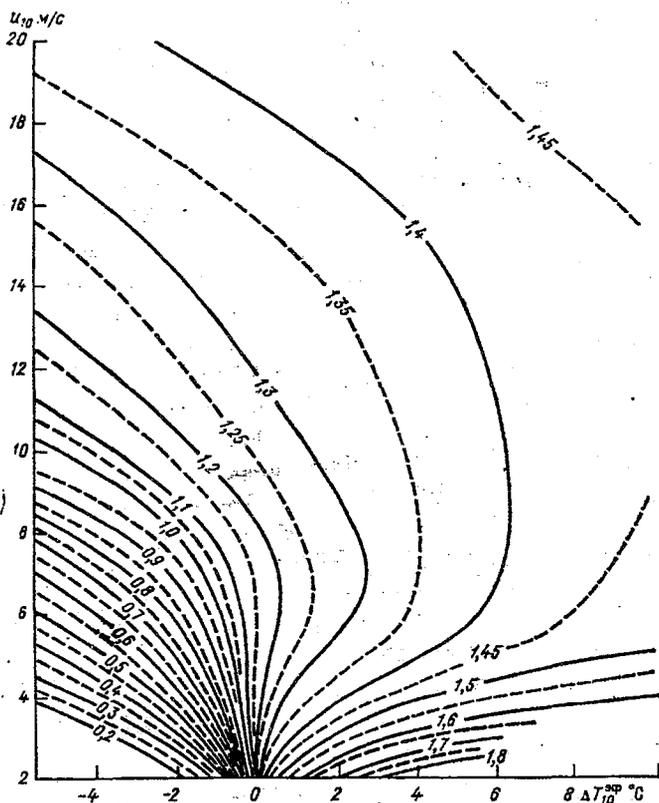


Рис. 5.7. Номограмма для определения коэффициентов тепло- и влагообмена ( $C_T$  и  $C_E$ ) в зависимости от эффективного перепада температуры  $\Delta T_{10}^{\text{ЭФ}}$  и скорости ветра  $U_{10}$ . По Н.З. Ариель, А.В. Мурашовой.

для сухого воздуха (поправка на влажность воздуха составляет менее 1 %), то получим

$$LE = LMC_E \Delta e U_{10} T_z^{-1}, \quad (5.16)$$

где  $M$  – размерный коэффициент, зависящий от масштаба осреднения исходных данных,  $T_z$  – температура воздуха, К. Коэффициент влагообмена является функцией перепада температуры и скорости

ветра на высоте 10 м и с достаточной для практических целей точностью определяется по следующей формуле:

$$C_E = 0.88 \cdot 10^{-3} + 0.762 \cdot 10^{-4} U_{10} + 0.882 \cdot 10^{-4} \Delta T_{10} - 0.591 \cdot 10^{-6} U_{10}^2 - 0.11 \cdot 10^{-5} \Delta T_{10}^2 - 0.191 \cdot 10^{-5} U_{10} \Delta T_{10}.$$

Расхождения в среднемесячных значениях испарения, рассчитанных по формуле (5.16) и полуэмпирической модели приводного слоя, не превышают, как правило, 5 %.

Если рассматривать зонально осредненные годовые значения затрат тепла на испарение (см. табл. 5.3), можно отметить их отчетливо выраженный меридиональный ход с одним максимумом в каждом полушарии в тропической зоне (10–20° ш.). При этом меридиональный градиент тропики – полярные широты в обоих полушариях примерно одинаков. Анализ определяющих факторов свидетельствует, что подобное распределение значений  $LE$  прежде всего обусловлено меридиональным распределением перепада влажности в приводном слое и очень мало зависит от скорости ветра, распределение которого носит в значительной степени нерегулярный характер.

Более сложным является межширотное распределение турбулентного потока тепла (см. табл. 5.3). В общем интенсивность теплообмена возрастает с удалением от экватора. При этом в северном полушарии он достигает максимума в субполярных широтах (70–60° с.ш.), где наблюдается максимальная разность между температурами воды и воздуха. Что касается распределения значений  $\Phi$  в южном полушарии, то обращает на себя внимание зона 40–50° ю.ш., где турбулентный поток тепла значительно менее интенсивен по сравнению с соседними широтами. Это связано с тем, что в пределах данной зоны в Атлантическом и Индийском океанах среднегодовая температура воды почти соответствует температуре воздуха, вследствие чего турбулентный поток тепла оказывается близким к нулю.

Сравнение затрат тепла на испарение и турбулентного теплообмена удобно осуществить путем вычисления отношения Боуэна, которое определяется как

$$B_0 = \frac{\Phi}{LE} = \frac{0.65(T_W - T_A)}{(e_W - e_A)}.$$

Насыщающее парциальное давление водяного пара  $e_W$  связано с температурой воды  $T_W$  эмпирической формулой Магнуса

$$e_w = 6.1 \cdot 10^{\left( \frac{7.45 T_w}{235 + T_w} \right)},$$

а влажность воздуха имеет высокую положительную корреляцию с температурой воздуха. Отсюда становится понятным, что определяющими факторами для отношения Боуэна являются температура воды и воздуха.

В распределении среднеширотных величин  $Bo$  наблюдается отчетливо выраженный, особенно в северном полушарии, меридиональный ход, заключающийся в повышении значений  $Bo$  от низких широт к высоким (табл. 5.4). Следовательно, наибольший вклад турбулентного потока тепла в суммарную теплоотдачу из океана в атмосферу отмечается в приполярных районах (прежде всего в Гренландском и Норвежском морях), где создаются максимальные градиенты между  $T_w$  и  $T_A$ . При этом потоки  $\Phi$  и  $LE$  отличаются друг от друга не только количественно, но и качественно, т.е. с точки зрения влияния их на атмосферу. Действительно, турбулентный поток тепла является основным источником нагревания нижних слоев воздуха над океаном. Особенно заметен этот эффект в умеренных и высоких широтах зимой, когда различия в температуре воздуха над океаном и континентом на одной и той же широте могут составлять несколько десятков градусов.

Таблица 5.4

**Средние зональные значения отношения Боуэна  
для отдельных океанов и Мирового океана в целом.  
По Л.А. Строкиной**

Широтная зона	Атлантический океан	Тихий океан	Индийский океан	Мировой океан
70 – 60° с.				0.75
60 – 50	0.37	0.44		0.39
50 – 40	0.24	0.23		0.24
40 – 30	0.15	0.15		0.15
30 – 20	0.09	0.07	0.04	0.07
20 – 10	0.05	0.06	0.04	0.05
10 – 0	0.07	0.07	0.06	0.07
0 – 10° ю.	0.06	0.05	0.06	0.04
10 – 20	0.06	0.07	0.06	0.05
20 – 30	0.09	0.12	0.09	0.10
30 – 40	0.11	0.17	0.10	0.14
40 – 50	-0.02	0.17	0.00	0.09
50 – 60	0.18	0.24	0.34	0.25

В низких широтах наблюдается обратный эффект, поскольку температура воздуха на суше, как правило, превышает температуру воздуха над океаном. В результате основная закономерность турбулентного теплообмена заключается в его влиянии на смягчение климата планеты: в низких широтах на сушу происходит вынос более холодных масс воздуха, а в умеренных и высоких широтах – значительно более теплых.

Принципиально иной механизм влияния скрытого тепла на атмосферные процессы. Характерной особенностью испарившейся влаги является то, что она может переноситься атмосферной циркуляцией на сотни и тысячи километров, пока не произойдет ее конденсация и не образуется облачность. При конденсации выделяется огромное количество тепла, которое является основным источником поддержания процессов общей циркуляции атмосферы и крупномасштабных синоптических вихрей (циклонов, ураганов и т.п.). Поэтому в отличие от турбулентного теплообмена влияние испарения на атмосферу осуществляется опосредованно и может проявляться на больших расстояниях от места испарения влаги.

Рассмотрим теперь особенности географического распределения потоков явного и скрытого тепла (рис. 5.8 и 5.9). В распределении затрат тепла на испарение отчетливо просматривается воздействие двух факторов: зонального, связанного с радиационным притоком тепла, и азонального, обусловленного действием морских течений. Влияние зонального фактора состоит в достаточно плавном уменьшении величины  $LE$  от тропиков к полярным широтам. И только в приэкваториальных широтах влияние зонального фактора на формирование  $LE$  оказывается ослабленным. Это связано с тем, что здесь выпадает самое большое количество осадков, что естественно приводит к значительному возрастанию влажности воздуха и, как следствие, к уменьшению испарения по сравнению с тропиками.

Нарушения зональности, обусловленные течениями, связаны с их влиянием на температуру испаряющейся поверхности. Действие теплых течений способствует азональному росту интенсивности испарения в Гольфстриме, Северо-Атлантическом, Куроисио, Мозамбикском, Бразильском и других течениях. В районе действия холодных течений испарение, как правило, заметно уменьшается, что отмечается в Лабрадорском, Канарском, Калифорнийском, Перуанском, Фолклендском и Бенгельском течениях.

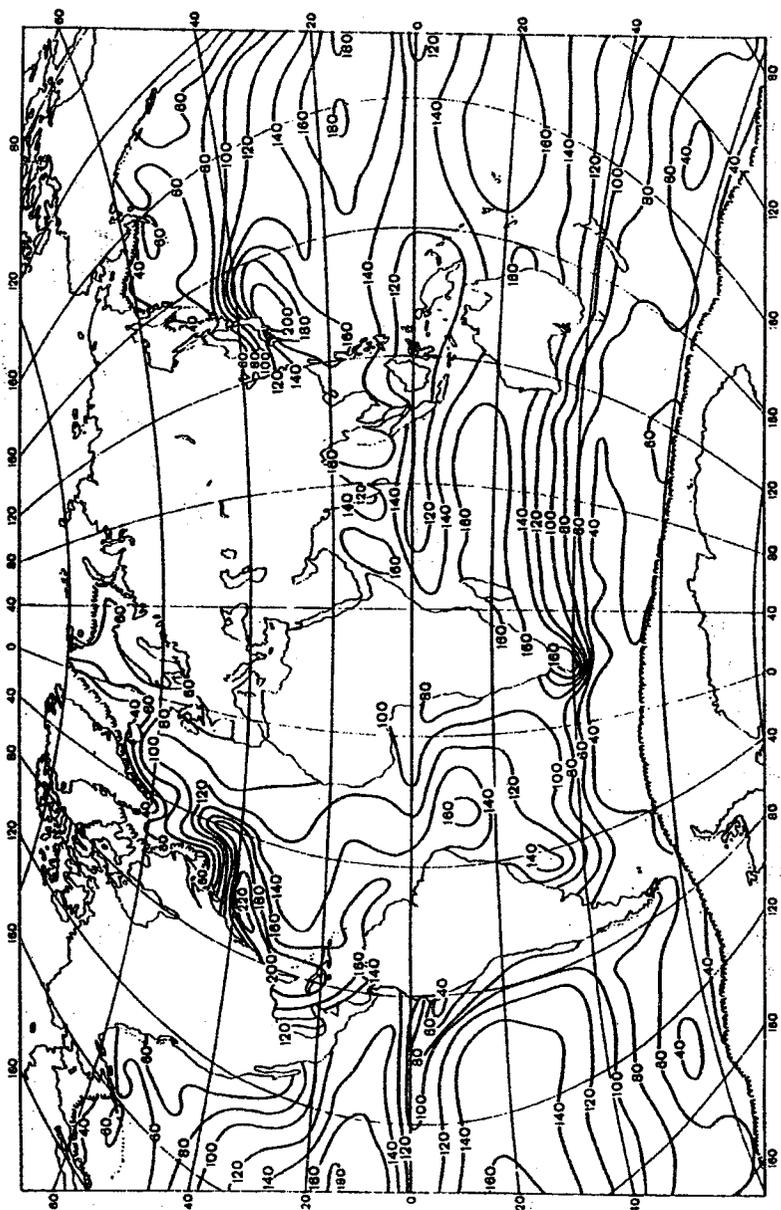


Рис. 5.8. Распределение средних годовых значений затрат тепла на испарение ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) по площади Мирового океана. По Л.А. Строкиной.

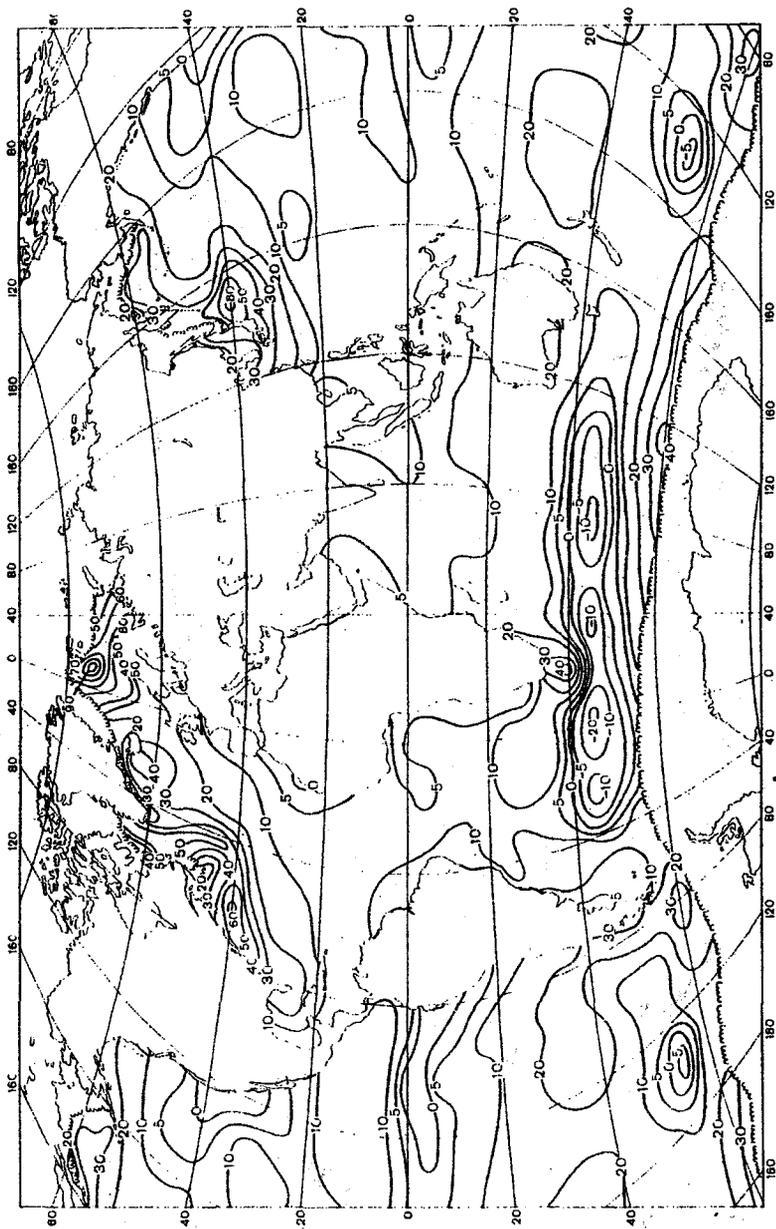


Рис. 5.9. Распределение средних годовых значений турбулентного потока тепла между океаном и атмосферой Вт/м<sup>2</sup>. По Л.А. Строкиной.

Абсолютные максимумы затрат тепла на испарение (более  $200 \text{ Вт/м}^2$ ) отмечаются в северном полушарии в районах действия Гольфстрима и Куроисио. В этих районах перепад влажности в приводном слое оказывается повышенным не только из-за высокой температуры воды, но и вследствие сравнительно сухого воздуха, поступающего в эти районы с материков в холодное время года. Самые низкие значения затрат тепла на испарение наблюдаются в средних широтах южного полушария в Атлантическом и Индийском океанах, где происходит взаимодействие теплых и влажных воздушных масс из тропических широт с относительно холодной поверхностью океанов в районе действия Течения Западных Ветров.

Что касается распределения турбулентного потока тепла, то почти на всей поверхности Мирового океана он направлен в атмосферу. Исключение составляют лишь районы холодных Калифорнийского течения и Течения Западных Ветров, а также зоны апвеллинга, расположенной южнее экватора в восточной части Тихого океана. Здесь приводный слой атмосферы оказывается теплее поверхности океана, поэтому поток явного тепла направлен уже в океан.

Максимальные значения  $\Phi$  наблюдаются в северном полушарии в тех районах, где создаются большие контрасты между температурой воды и воздуха. При этом более важное значение, как правило, играет не температура поверхности океана, а температура воздушных масс, выносимых из континентальных районов или Арктического бассейна. Так, в Гренландском море над холодным Восточно-Гренландским течением поток явного тепла достигает  $90 \text{ Вт/м}^2$ . Кроме того, очаги высоких значений  $\Phi$  отмечаются в районах действия Гольфстрима и Куроисио, которые тоже тесно связаны с натеканием холодных континентальных воздушных масс на океан зимой. Однако на обширной части Мирового океана, особенно в тропических и приэкваториальных широтах, турбулентный теплообмен невелик.

Довольно часто в численных расчетах, особенно связанных с изучением крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы, рассматривается суммарная теплоотдача, представляющая сумму потоков  $LE$  и  $\Phi$ . Именно на картах суммарной теплоотдачи для холодного периода года отчетливо прослеживается пространственная дифференциация в ее распределении и выделяются ЭАЗО, приуроченные прежде всего к системам теплых течений. Например, в системе Гольфстрим обычно выделяют три ЭАЗО: Бермудскую, находящуюся южнее м. Хаттерас между Америкой и Бермудскими островами, Ньюфаундлендскую и Норвеж-

скую. Изучению ЭАЗО в последние годы уделялось особенно пристальное внимание в связи с их возможно ключевой ролью в формировании короткопериодных колебаний климата планеты.

Таблица 5.5

**Годовой ход осредненных по полушариям потоков  
явного и скрытого тепла для различных океанов, Вт/ м<sup>2</sup>.  
По Л.А. Строкиной**

Океан	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
<i>LE</i>												
Северное полушарие												
Атлантический	163	143	130	108	104	99	105	107	111	131	143	159
Индийский	154	119	119	110	170	200	210	180	138	122	130	152
Тихий	165	132	121	108	101	100	116	122	123	138	148	162
Мировой	162	134	123	107	107	106	119	120	119	133	144	159
Южное полушарие												
Атлантический	85	83	90	98	106	108	108	98	89	84	80	83
Индийский	96	98	100	103	113	120	127	123	107	99	88	93
Тихий	101	98	108	116	132	146	156	137	106	104	99	98
Мировой	96	95	102	108	121	130	137	124	103	98	92	93
<i>Φ</i>												
Северное полушарие												
Атлантический	37	30	22	13	9	4	4	5	9	17	25	36
Индийский	11	8	9	9	9	6	5	2	4	9	9	11
Тихий	28	20	14	8	2	1	3	4	8	13	20	25
Мировой	32	23	17	11	4	3	3	5	8	15	21	29
Южное полушарие												
Атлантический	1	1	6	11	12	12	13	11	9	7	6	0
Индийский	3	6	9	12	13	13	22	17	13	9	7	3
Тихий	2	5	13	16	22	22	30	20	7	8	7	5
Мировой	2	4	9	14	17	17	23	18	9	8	5	3

Что касается внутригодового хода потоков явного и скрытого тепла, то он в основном обусловлен сезонными изменениями перепада температуры и влажности в приводном слое. В соответствии с этим в умеренных и высоких широтах годовой ход *LE* и *Φ* отчетливо выражен, в то время как в низких широтах (особенно в Индийском и Тихом океанах) он проявляется слабо. Максимальные значения потоков явного и скрытого тепла отмечаются зимой, а минимальные — летом. Это наглядно видно из табл. 5.5, в которой представлен годо-

вой ход осредненных по полушариям потоков  $LE$  и  $\Phi$  для различных океанов. Как и следовало ожидать, в южном полушарии годовой ход выражен существенно слабее, чем в северном. Исключение составляет Индийский океан, северная часть которого находится в зоне действия индийского муссона. Именно в летний период затраты тепла на испарение достигают здесь максимума.

### **5.5. Понятие о гидрологическом цикле**

**Круговорот воды в природе (гидрологический цикл)** представляет собой непрерывный процесс циркуляции и изменений запасов влаги во всех ее формах в пределах гидросферы Земли. Так как гидросферу составляет единая подвижная водная оболочка планеты, т.е. все виды природных вод, заключенных в океане, атмосфере, литосфере и криосфере, то отсюда становится понятной сложность проблемы исследования гидрологического цикла, которая, с одной стороны, выходит за рамки отдельных дисциплин, а с другой — является связующей нитью между ними.

Гидрологический цикл играет исключительно важную роль в формировании климата планеты, определяя в значительной степени спектр его колебаний, начиная от мелкомасштабных и кончая ледниковыми эпохами. Изучение гидрологического цикла имеет огромное практическое значение. Трудно назвать те типы природных вод (исключая, может быть, покровные ледники), которые не имели бы на себе отпечатка человеческой деятельности. При этом антропогенное воздействие на природную среду и прежде всего водохозяйственная деятельность очень часто нарушают естественный (природный) режим водных объектов в нежелательную сторону.

Особенно тяжелое положение сложилось с водами суши, загрязнение которых в некоторых районах приняло катастрофический характер. Достаточно сказать, что зоной экологического бедствия по существу является бассейн крупнейшей в Европе реки — Волги. Немногим лучше обстоит дело с такими крупными водоемами, как Каспийское, Азовское, Балтийское моря, Ладожское озеро.

Кроме того, все более крупномасштабный характер приобретает загрязнение Мирового океана нефтепродуктами, которое заметно может сказаться на изменении испарения, а следовательно, на всем круговороте влаги.

Математической моделью гидрологического цикла является уравнение водного баланса, которое выражает универсальный закон сохранения вещества и в самом общем случае может быть представ-

лено в виде выражения (5.6). В отличие от теплового баланса системы Земля–атмосфера гидросферу можно считать закрытой системой, практически не обменивающейся на современном этапе ее развития влагой ни с космосом, ни с земными недрами. Это означает, что

$$V_0 + V_c + V_l + V_a = \text{const}, \quad (5.17)$$

где  $V_0$ ,  $V_c$ ,  $V_l$  и  $V_a$  – соответственно суммарные запасы вод в Мировом океане, криосфере, литосфере и атмосфере. Запасы воды в биосфере здесь не учтены, поскольку они пренебрежимо малы даже по сравнению с запасами влаги в атмосфере.

Рассмотрим резервуарную модель гидрологического цикла (рис. 5.10). Очевидно, каждый резервуар вместе со всеми видами вод, заключенных в нем, и с потоками вод внутри него и на его границах удобно представить в качестве самостоятельного звена гидрологического цикла. Следовательно, имеем четыре звена: океаническое, материковое (наземное), криосферное и атмосферное. В связи с этим можно составить систему из четырех балансовых уравнений вида (5.6), которая будет описывать гидрологические процессы при масштабах осреднения меньше глобального. Однако следует иметь в виду, что конкретный вид уравнения будет зависеть от масштабов пространственно-временного осреднения, поскольку соотношение между составляющими водного баланса оказывается непостоянным в пространстве и времени.

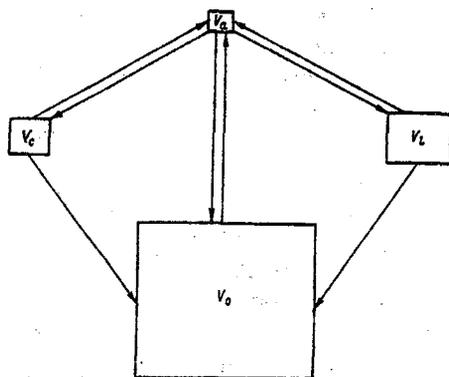


Рис. 5.10. Резервуарная модель гидрологического цикла.

Стрелками на рис. 5.10 обозначены потоки влаги между отдельными резервуарами. Из океана в атмосферу в среднем за год испаряется около  $505 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ , в то время как на его поверхность выпадает примерно  $458 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  осадков. Обратная картина имеет место для материкового звена гидрологического цикла. Осадков здесь выпадает больше (около

119·10<sup>3</sup> км<sup>3</sup>) по сравнению с количеством испарившейся влаги (72·10<sup>3</sup> км<sup>3</sup>). Разность между ними образует сток (поверхностный и подземный) в океан, который составляет 47·10<sup>3</sup> км<sup>3</sup>.

На поверхность ледников из атмосферы выпадает 2.9·10<sup>3</sup> км<sup>3</sup> осадков и практически почти столько же в виде айсбергового и жидкого стока попадает в Мировой океан. Испарение с поверхности снега пренебрежимо мало по сравнению с количеством осадков. Отсюда нетрудно видеть, какие большие количественные различия наблюдаются в обмене влагой между отдельными резервуарами. Заметим также, что точность приведенных оценок существенно неодинакова. Наиболее точно определяемой характеристикой является глобальный речной сток, а наименее точной – осадки над Мировым океаном, погрешность определения которых не поддается количественной оценке.

Разумеется, резервуарная модель является очень упрощенной, но тем не менее ее анализ позволяет сделать вывод о центральной роли атмосферного звена гидрологического цикла в формировании глобального водного баланса. И это не случайно, так как атмосфера является единственным источником возобновления пресных вод (испарение) и главным источником пополнения и перераспределения запасов вод (осадки) как между отдельными резервуарами, так и между различными частями одного и того же резервуара.

Кроме того, атмосфера представляет единственную емкость, содержащую воду во всех трех агрегатных состояниях, из которых газообразное является важнейшим и не содержится более ни в одной другой емкости. Наконец, атмосфера является наиболее подвижным компонентом гидрологического цикла. Так, типичная скорость переноса атмосферной влаги на порядок превышает скорость движения речных вод и на два порядка больше типичной скорости океанских течений. В соответствии с этим период полного возобновления атмосферной влаги составляет 8–9 суток и во много раз меньше периодов возобновления запасов влаги в других резервуарах.

В то же время нельзя не отметить огромной роли океана в поддержании гидрологического цикла. Он является самым большим резервуаром природных вод, главным источником круговорота влаги и основным поставщиком энергии для атмосферы (через испарение). Кроме того, через превышение испарения над осадками океан предопределяет существование водных ресурсов (речного стока) на континентах и ледникового стока с Антарктиды и Гренландии. Наконец, океан в значительной степени формирует спектр временной изменчивости гидрологических процессов.

Таким образом, не вызывает сомнений, что изучение влагообмена в системе океан–атмосфера приобретает важнейшее значение при исследовании закономерностей формирования гидрологического цикла.

## 5.6. Влагообмен в системе океан–атмосфера

### 5.6.1. Осадки

Количество выпавших над океаном осадков, как уже было указано выше, является наиболее трудноопределяемым компонентом гидрологического цикла. Связано это с тем, что до настоящего времени мы не умеем измерять количество выпавших осадков. Действительно, точность судовых измерений количества осадков невысока в силу целого ряда причин, к которым относятся:

- 1) инструментальные погрешности, обусловленные конструкцией прибора;
- 2) искажения ветрового потока, возникающие в результате ветрового сопротивления надводного борта и надстроек судна;
- 3) попадание в приемное отверстие прибора брызг морской воды, а также капель и брызг с судовых надстроек и мачт;
- 4) отклонение плоскости приемного отверстия от горизонтали из-за качки.

Возможное сочетание погрешностей, обусловленных указанными факторами, в реальных условиях весьма разнообразно и практически не поддается строгому количественному учету. Поэтому суммарная погрешность оценки количества выпавших осадков может меняться в широких пределах, а идентификация ее чрезвычайно затруднена.

Очевидно, наиболее перспективный путь повышения точности и надежности оценок количества осадков над океаном связан с прогрессом в области дистанционного зондирования атмосферы с искусственных спутников Земли. Определенные успехи в данном направлении уже имеются, однако массовые расчеты (в том числе климатологические карты) в настоящее время осуществляются косвенными методами. Основой большинства косвенных методов служит следующее соотношение:

$$P = I\tau,$$

где  $I$  – средняя интенсивность выпадения осадков,  $\tau$  – продолжительность выпадения осадков, рассчитываемая обычно по их повторяемости. Значения интенсивности тем или иным способом экстраполируются на поверхность океана по данным, полученным на малых островах и побережьях континентов. Значения повторяемости либо также экстраполируются с островов и побережий, либо вычисляются

по эмпирическим формулам, связывающим повторяемость с метеорологическими характеристиками.

На рис. 5.11 приводится годовая карта распределения осадков над Мировым океаном. Нетрудно видеть, что наибольшее количество осадков выпадает в экваториальных районах, находящихся под воздействием **внутритропической зоны конвергенции (ВЗК)**, которая понимается как зона схождения пассатов северного и южного полушарий. Как правило, ширина ВЗК составляет несколько градусов широты. В большинстве случаев она располагается в летнем полушарии, однако над Атлантическим океаном и на востоке Тихого океана ВЗК остается в северном полушарии весь год.

Отметим, что даже в экваториальной зоне отмечается резкая пространственная неоднородность в распределении осадков. Так, в восточной части Индийского океана западнее Зондских островов количество осадков превышает 4000 мм, в то время как в противоположной части океана в районе холодного Сомалийского течения оно составляет менее 200 мм. В субтропических широтах, находящихся под воздействием мощного пояса высокого атмосферного давления, количество выпавших осадков почти повсеместно оказывается минимальным.

Распределение зонально осредненного количества осадков, полученных путем осреднения данных Э.Г. Богдановой, представлено в табл.5.6.

Таблица 5.6

**Распределение зонально осредненных осадков над отдельными океанами и Мировым океаном в целом, см/год. По данным Э.Г. Богдановой**

Широтная зона	Атлантический океан	Тихий океан	Индийский океан	Мировой океан
70 – 60° с.	110	66		101
60 – 50	123	92		108
50 – 40	120	100		109
40 – 30	89	113		102
30 – 20	54	98	30	79
20 – 10	81	169	70	130
10 – 0	252	297	113	255
0 – 10° ю.	93	168	193	159
10 – 20	29	141	125	115
20 – 30	104	152	99	126
30 – 40	119	152	117	132
40 – 50	110	158	145	142
50 – 60	106	154	129	134
60 – 70	74	106	73	89

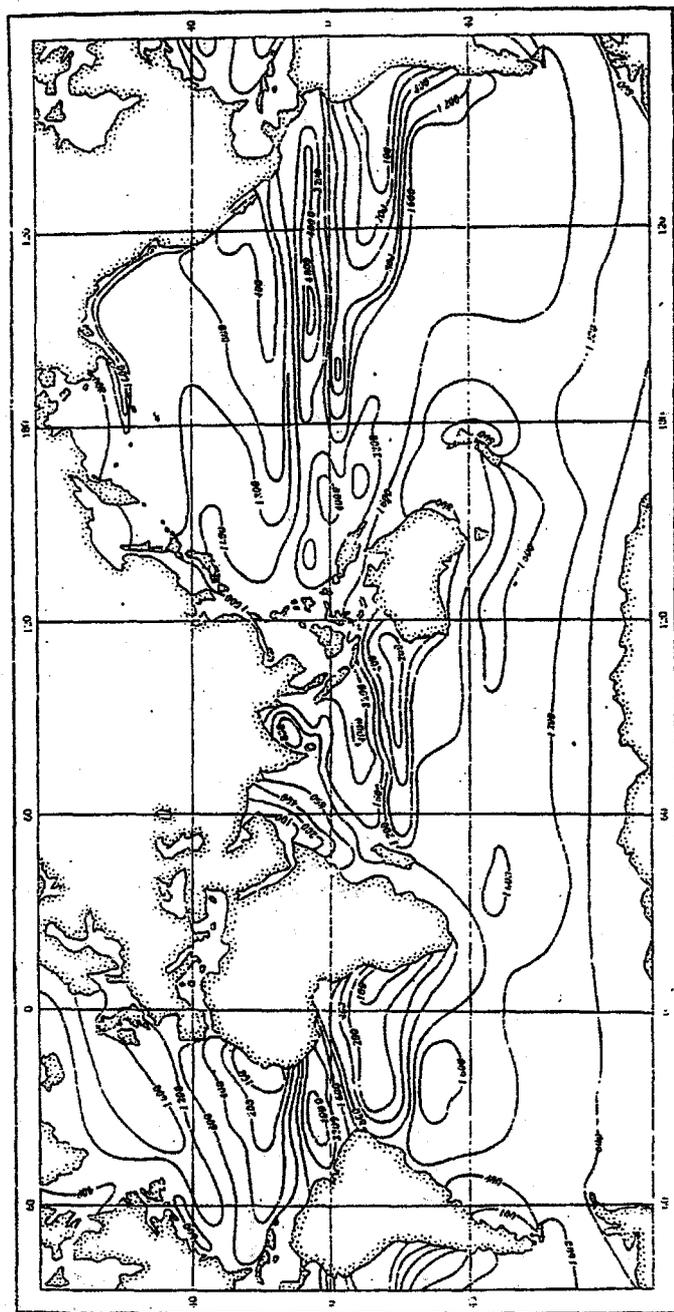


Рис. 5.11. Распределение среднего годового количества осадков (мм/год), выпавших на поверхность Мирового океана. По Э.Г. Богдановой.

Таблица 5.7

**Распределение составляющих влагообмена через  
поверхность океанов в пределах акваторий,  
свободных от льда, см/год**

Компонент влагообмена	Атлантиче- ский океан	Тихий океан	Индийский океан	Мировой океан		
				северное полуша- рие	южное полуша- рие	в целом
Осадки	104	158	122	142	131	135
Испарение	146	156	157	164	144	153
Эффективное испарение	42	-2	35	22	13	18

Меридиональный профиль осадков уже подтверждает отмеченные выше закономерности, наиболее отчетливо проявляющиеся в северном полушарии: максимум в экваториальной зоне, резкое уменьшение к тропикам (30–20° с.ш.), затем увеличение количества осадков в умеренных широтах и, наконец, понижение в полярных районах. В южном полушарии наблюдается значительно более сглаженный меридиональный ход осадков. Можно также отметить, что больше всего осадков выпадает в Тихом океане, меньше всего – в Атлантическом, причем это различие в среднем составляет 1.5 раза, что объясняется линейными (широтными) размерами океанов: почти вся влага, испарившаяся с поверхности Тихого океана, здесь же реализуется в виде осадков, в то время как заметная часть влаги, испарившейся с поверхности Атлантики, переносится на материки, а в районе Карибского моря – в Тихий океан. Следовательно, Атлантический океан играет более важную роль в формировании водных ресурсов суши. Этот вывод наглядно подтверждается данными табл. 5.7. Действительно, эффективное испарение в Тихом океане, характеризующее результирующий вынос влаги за пределы океана, близко к нулю.

### **5.6.2. Эффективное испарение**

**Эффективное испарение**, т.е. разность между испарением и количеством осадков, является важнейшим элементом пресноводного и солевого балансов океана, причем в его открытых районах оно представляет результирующий вертикальный поток массы через поверхность океана. Этот поток существенным образом влияет на фор-

мирование полей температуры и солености поверхностного слоя воды и, следовательно, на формирование поля плотности.

Существует несколько способов определения эффективного испарения. Прежде всего это традиционный метод, основанный на построении карт испарения и количества осадков с последующим определением их разности. Естественно, что в данном случае эффективное испарение для многих районов океана представляет разность больших величин и, следовательно, вполне может оказаться сравнимым с погрешностью измерения испарения и особенно количества осадков. Так как в каждом конкретном случае знаки этих погрешностей неизвестны, то значения эффективного испарения могут оказаться достаточно точными, если погрешности будут иметь разные знаки и примерно одинаковые значения, либо даже могут противоречить здравому смыслу при больших погрешностях одного знака.

Другой способ нахождения оценок эффективного испарения основан на уравнении водного баланса атмосферы, которое при достаточно больших периодах пространственно-временного осреднения может быть представлено следующим образом:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \text{div} \mathbf{F}_V = E - P. \quad (5.18)$$

Здесь  $W$  – интегральное влагосодержание атмосферы, определяемое как

$$W = \frac{1}{g} \int_{P_K}^{P_0} q dp,$$

где  $P_0$  и  $P_K$  – соответственно давление у поверхности океана и на такой изобарической поверхности, на которой влажностью воздуха можно пренебречь;  $q$  – массовая доля водяного пара;  $\mathbf{F}_V$  – интегрированный по вертикали полный горизонтальный поток водяного пара, т.е.

$$\mathbf{F}_V = \frac{1}{g} \int_{P_K}^{P_0} q \mathbf{V} dp,$$

где  $\mathbf{V}$  – горизонтальный вектор ветра.

Таким образом, по аэрологическим данным нетрудно рассчитать левую часть уравнения (5.18) и, следовательно, оценить эффективное испарение. Однако с учетом того, что аэрологические станции имеются лишь на немногих островах и побережьях континентов, точность таких

оценок эффективного испарения, за исключением специально спланированных натуральных экспериментов, вряд ли может быть высокой.

Наконец, еще один способ определения эффективного испарения заключается в развитии расчетных методов, основанных на различных физических представлениях о характере формирования вертикального потока пресных вод через поверхность океана. В частности, исходя из анализа взаимосвязи испарения, осадков и солёности, можно записать следующее выражение:

$$[S_0 - S_{gl}] = \beta[E - P], \quad (5.19)$$

где  $S_0$  – солёность поверхностного слоя,  $S_{gl}$  – среднее глобальное значение солёности,  $\beta = f(A_{oi}/A_i)$ ,  $A_{oi}$  – площадь океана внутри широтной зоны,  $A_i$  – площадь широтной зоны, а квадратные скобки означают осреднение вдоль круга широты. Зависимость  $\beta$  от балла океанов ( $A_{oi}/A_i$ ) может быть представлена эмпирической формулой

$$\beta = \begin{cases} 0.0161 - 0.0392 \left( \frac{A_{oi}}{A_i} \right) + 0.0243 \left( \frac{A_{oi}}{A_i} \right)^2 & \text{при } \varphi = 0 - 70^\circ \text{ с.ш.} \\ 0.0016 & \text{при } \varphi = 0 - 70^\circ \text{ ю.ш.} \end{cases}$$

т.е. южное полушарие не оказывает фактически никакого влияния на характер взаимосвязи процессов испарения, выпадения осадков и формирования солёности.

В табл. 5.8 приводятся зонально осредненные значения эффективного испарения для отдельных океанов и Мирового океана в целом. В низких широтах, исключая экваториальную зону северного полушария, испарение существенно превышает количество осадков. Максимум превышения испарения над количеством осадков отмечается в тропиках (30–20° с.ш.). В умеренных и высоких широтах уже осадки преобладают над испарением, причем максимальное отрицательное значение эффективного испарения имеет место вблизи берегов Антарктиды (60–50° ю.ш.).

Оценка точности значений эффективного испарения может быть осуществлена на основе уравнения пресноводного баланса Мирового океана, имеющего вид:

$$\int (E - P) dM = Q_{gl}, \quad (5.20)$$

где  $M$  – площадь Мирового океана,  $Q_{gl}$  – глобальный материковый сток, состоящий из суммы поверхностного (речного), подземного и айсбергового (твердого) притока вод в океан. Принципиальная особенность данного уравнения состоит в том, что  $Q_{gl}$  определяется со значительно более высокой степенью точности по сравнению с эффективным испарением. Поэтому невязка (дисбаланс) уравнения (5.20) будет в основном характеризовать погрешность расчета эффективного испарения. В результате интегрирования данных табл. 5.8 было получено, что глобальная оценка эффективного испарения составляет  $48 \cdot 10^3 \text{ км}^3/\text{год}$ . Это почти в точности соответствует глобальному стоку в Мировой океан. Таким образом, суммарная погрешность значений эффективного испарения мала, в то же время для отдельных широтных зон она может быть значительно выше, однако проконтролировать это не представляется возможным.

Таблица 5.8

**Распределение зонально осредненных годовых значений эффективного испарения над отдельными океанами и Мировым океаном в целом, мм/год. По В.Н. Малинину**

Широтная зона	Атлантический океан	Тихий океан	Индийский океан	Мировой океан
70 – 60° с.	–312	–225		–294
60 – 50	–512	–457		–457
50 – 40	–302	–266		–266
40 – 30	404	308		351
30 – 20	1038	784	1210	891
20 – 10	517	400	504	447
10 – 0	–401	–323	–395	–352
0 – 10° ю.	700	265	117	312
10 – 20	1204	510	25	494
20 – 30	893	580	456	613
30 – 40	326	139	557	325
40 – 50	–305	–244	–224	–244
50 – 60	–543	–416	–585	–506
60 – 70	–517	–517	–454	–500

Обратимся теперь к рис. 5.12, на котором представлена годовая карта эффективного испарения, построенная по картам испарения и количества осадков. Прежде всего следует отметить широкий диапазон изменчивости значений  $E - P$ : Максимальные отрицательные значения эффективного испарения приурочены к экваториальным широтам и обусловлены деятельностью ВЗК. Абсолютный максимум превышения количества осадков над испарением наблюдается в западной части экваториальной зоны Тихого океана и составляет 2400 мм/год. Максимальные положительные значения эффективного испарения отмечаются в тропических широтах, где располагаются пояса высокого давления. При этом абсолютный максимум превышения  $E$  над  $P$ , составляющий более 1600 мм/год, в виде двух языков простирается над Гольфстримом и районом Азорских островов, а также захватывает Аравийское море в Индийском океане.

### 5.6.3. Поток массы на поверхности океана

Если испарение превышает количество осадков, а суммарная теплоотдача – радиационный приток тепла, то происходит осолонение и охлаждение поверхностного слоя и, как следствие, – его уплотнение. Если же испарение и суммарная теплоотдача оказываются меньше соответственно количества осадков и радиационного притока тепла, то, наоборот, наблюдается распреснение и нагревание воды и понижение ее плотности. В результате суммарного эффекта указанных процессов возникает поток плавучести, являющийся источником термохалинной (плотностной) циркуляции океанских вод. Поток плавучести  $I$  можно представить в следующем виде:

$$I = c^{-1} g \alpha (LE + \Phi - R) + g \beta (E - P) S_0, \quad (5.21)$$

где  $S_0$  – соленость на поверхности океана. В данной формуле не учитываются эффекты нагревания (охлаждения) морской поверхности за счет различий температуры воды с температурой выпавших осадков.

Разделив все члены уравнения (5.21) на  $-g$ , получим так называемый эффективный (вертикальный) поток массы  $M$

$$M = c^{-1} \alpha (R - LE - \Phi) + \beta (E - P) S_0. \quad (5.22)$$

Из (5.22) видно, что испарение увеличивает вертикальный поток массы двумя путями: за счет охлаждения и осолонения. Первый из

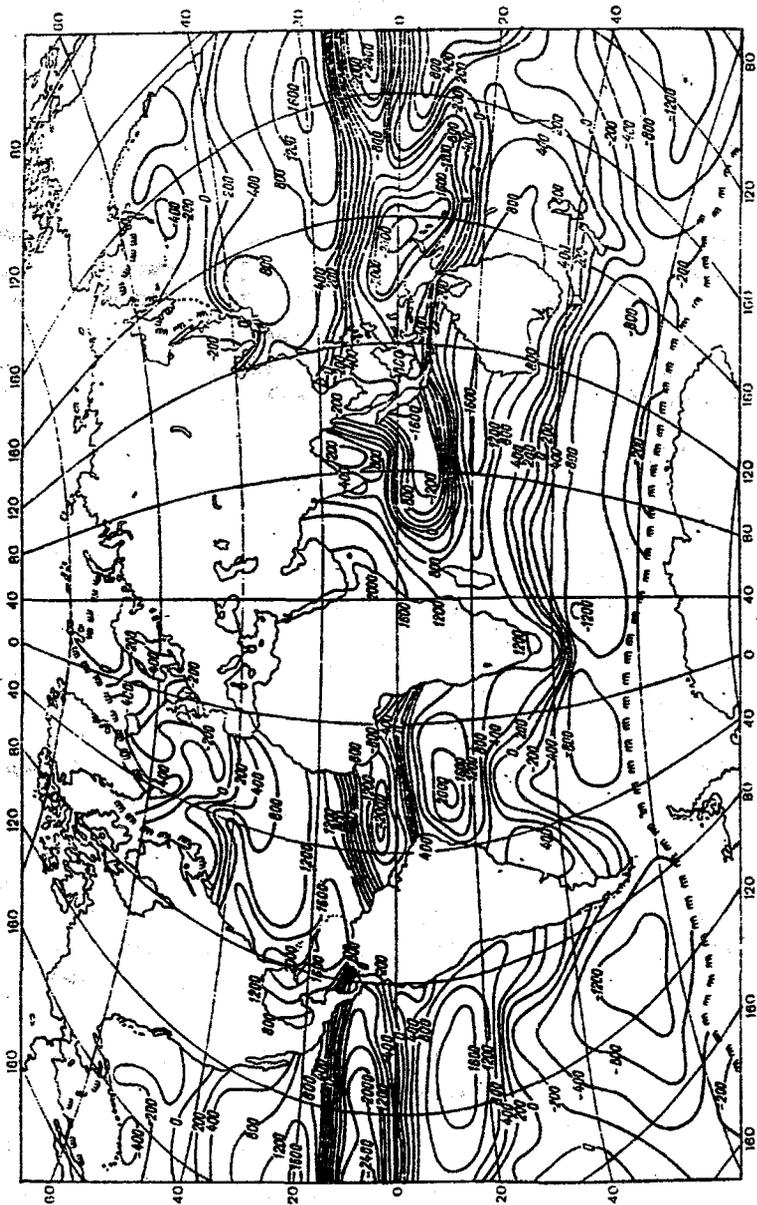


Рис. 5.12. Распределение средних годовых значений эффективного испарения (мм/год) на поверхности Мирового океана. По Э.Г. Богдановой, Л.А. Строкиной.

этих эффектов больше другого на множитель  $\alpha L / c \beta S_0$ , который, по оценке А.С. Монина, при некоторых средних климатических условиях на поверхности океана равен примерно 4. Отсюда следует, что разность температур дает в общем случае больший вклад в формирование потока массы, чем разность солености. Однако имеются районы, где вклад соленостного фактора по крайней мере не меньше температурного (например, полярные области).

Как следует из выражения (5.22), те районы, в которых  $M < 0$  и, следовательно, поверхностные воды уплотняются и опускаются вниз, являются источниками термохалинной циркуляции. Стоками термохалинной циркуляции служат такие районы, в которых стратификация поверхностного слоя является устойчивой, в результате чего  $M > 0$ .

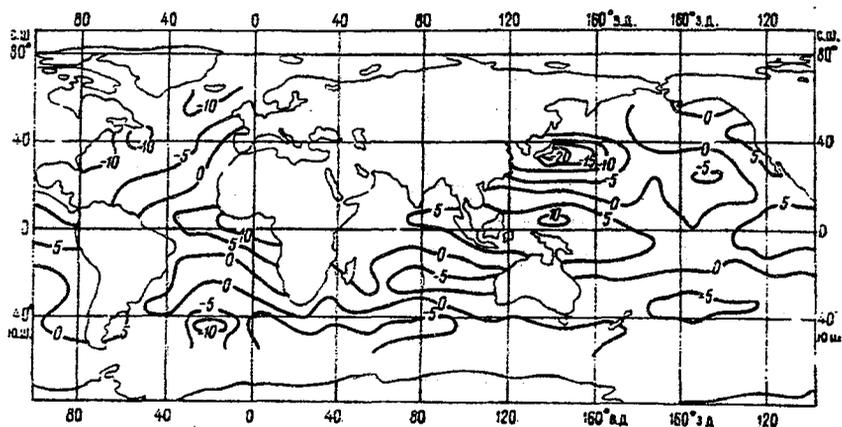


Рис. 5.13. Распределение средних годовых значений вертикального потока массы на поверхности океана,  $г/(см^2 \cdot год)$ .

По годовым картам составляющих теплового и водного балансов поверхности океана несложно рассчитать поток массы  $M$  (рис. 5.13). Как видно из рис. 5.13, источниками термохалинной циркуляции служат обширные районы умеренных и высоких широт обоих полушарий, однако интенсивность вертикального потока массы в северном полушарии, особенно в районах теплых течений Гольфстрима и Куро시오, в 2–3 раза выше, чем в южном полушарии. Нетрудно сделать вывод, что наиболее интенсивные области источников термохалинной циркуляции приурочены к энергоактивным зонам

океана, причем максимальный отрицательный поток массы наблюдается в ЭАЗО Куроисио.

Еще более значительной оказывается роль ЭАЗО как основных источников термохалинной циркуляции, если вместо годовых значений  $M$  рассматривать потоки массы лишь за холодный период года. В частности, в Бермудской и Ньюфаундлендской ЭАЗО суммарные за холодный (октябрь–март) период значения  $M$  примерно в 1.5 раза выше их годовых оценок вследствие того, что летом потоки массы принимают небольшие положительные значения.

#### 5.6.4. Водный баланс океанов

Уравнение водного баланса океана для произвольного объема, ограниченного сверху поверхностью раздела с атмосферой, а снизу – дном океана, может быть представлено в соответствии с (5.6) следующим образом:

$$\Delta B = F_{w1}^* - F_{w2}^* + P^* - E^* = 0, \quad (5.23)$$

где  $\Delta B$  – изменение водной массы во времени,  $F_{w1}^*$  и  $F_{w2}^*$  – приход и расход воды через вертикальные границы объема за счет морских течений и макротурбулентного обмена;  $P^*$  – приток воды через поверхность от осадков  $P$ , материкового стока  $Q$  и таяния морских льдов  $M$ ;  $E^*$  – расход воды через поверхность океана за счет испарения  $E$  и образования морских льдов  $M_+$ . Для океана вне полярных районов при годовом осреднении  $\Delta B = 0$ ,  $M_+ = 0$ ,  $M_- = 0$ . Тогда с учетом равенства прихода и расхода масс соленой воды имеем

$$F_{w1} - F_{w2} = E - P - Q, \quad (5.24)$$

где  $F_{w1}$  и  $F_{w2}$  – приход и расход пресной воды через вертикальные границы объема. По существу данное уравнение представляет собой уравнение баланса пресных вод.

Разумеется, в чистом виде крупномасштабные потоки пресных вод, за редким исключением (например, приустьевые участки крупных рек), не встречаются. Принципиальная особенность уравнения (5.24) состоит в том, что все его члены – одного порядка, в то время как в выражении (5.23) потоки  $F_{w1}^*$  и  $F_{w2}^*$  по крайней мере на несколько порядков больше остальных членов уравнения. Уравнение (5.24) удобно использовать либо для отдельного океана, либо для

его обособленных частей, имеющих вид полузамкнутых бассейнов (Средиземное море, Персидский залив и т.п.).

Если уравнение (5.24) проинтегрировать по всей поверхности Мирового океана, то для климатических годовых условий уравнение пресноводного баланса примет вид выражения (5.22). При переходе к более коротким периодам времени в уравнении (5.22) становится необходимым уже учет изменения объема Мирового океана, а также эффектов таяния и образования морского льда.

Рассмотрим водный баланс отдельных океанов, основываясь на уравнении (5.23). В этом случае величины  $F_{W1}$  и  $F_{W2}$  характеризуют водообмен между океанами. В табл. 5.9 приводятся оценки водообмена, полученные В.Н. Степановым и А.М. Гриценко. Основная масса вод переносится в антарктической части – в системе Антарктического циркумполярного течения (АЦТ).

Таблица 5.9

**Водообмен между океанами.**  
**По А.М. Гриценко, В.Н. Степанову**

Океан	Приход		Расход		Разность	
	$10^3$ км <sup>3</sup> /год	%	$10^3$ км <sup>3</sup> /год	%	$10^3$ км <sup>3</sup> /год	% от общего обмена в океане
Атлантический	6 704	34	6 706	34	-2	0.2
Индийский	7 200	36	7 190	36	+10	0.1
Тихий	5 775	29	5 790	29	-15	0.2
Северный Ледовитый	281	1	277	1	+4	1.4
Всего	19 960	100	19 963	100	-3	0.01

В Тихом океане отмечается наименьшая интенсивность переносимых вод, поскольку водообмен ограничивается узким проливом Дрейка. Последнее сказывается и на Атлантике. Максимальное количество вод, переносимое в Индийском океане, определяется огромными пространствами между Африкой, Австралией и Антарктидой.

Некоторое представление об интенсивности водообмена может дать соотношение между приходно-расходными частями баланса и общей массой вод в океане. Согласно такой оценке, полный обмен вод в Индийском океане происходит за 40 лет, в Северном Ледови-

том океане – за 45 лет, в Атлантическом – за 50 лет и, наконец, в Тихом – за 120 лет.

В заключение рассмотрим уравнение пресноводного баланса для произвольного широтного пояса, которое для стационарных условий может быть представлено в следующем виде:

$$\operatorname{div}[F_{wy}] = [E - P] - [Q], \quad (5.25)$$

где  $F_{wy}$  – полный меридиональный поток пресной воды. Данный термин впервые был введен Стоммелом в 1980 г., который определил его как поток отрицательных значений солёности, нормированных на ее среднее значение на зональном разрезе.

Характерной особенностью уравнения (5.25) является то, что его левая часть не может быть определена непосредственно, т.е. по данным наблюдений. Поэтому для оценки меридионального переноса пресной воды можно использовать лишь правую часть этого уравнения, в котором наиболее важное значение играет эффективное испарение. Зная оценки эффективного испарения и материкового стока и задавая, например, в качестве граничного условия на Северном полюсе  $F_{wy} = 0$ , из уравнения (5.25) можно получить распределение меридиональных потоков пресной воды в Мировом океане (табл. 5.10).

Таблица 5.10

**Распределение меридионального полного потока пресной воды в Мировом океане,  $10^3 \text{ км}^3/\text{год}$ . По В.Н. Малинину**

Полушарие	Широта, ...°							
	0	10	20	30	40	50	60	70
Северное	-7.9	6.5	-4.0	-22.8	-23.5	-17.6	-11.3	-7.0
Южное	-7.9	-13.3	0	15.2	21.8	16.5	7.1	2.0

Согласно данным табл. 5.10, главной закономерностью является то, что потоки пресной воды почти везде направлены от полюсов к экватору, причем их максимальное значение отмечается на широте  $40^\circ$  в обоих полушариях. И только в экваториальной зоне ( $10^\circ$  с.ш. –  $10^\circ$  ю.ш.), находящейся под мощным воздействием ВЗК, данная закономерность нарушается. На экваторе поток пресной воды направлен в южное полушарие. Очевидно, столько же воды для сохранения баланса должно переноситься атмосферой через экватор в северное полушарие.

Если сравнить поток пресной воды с меридиональным потоком явного тепла (см. табл. 5.2), то нетрудно видеть, что на большей части Мирового океана они имеют противоположное направление, причем их максимумы отмечаются почти на одной и той же широте. Исключение составляет экваториальная зона, где деятельность ВЗК существенно сказывается на изменении характера меридионального распределения потока пресной воды, но практически не влияет на распределение меридионального переноса тепла.

## **5.7. Некоторые сведения о других видах взаимодействия океана и атмосферы**

### **5.7.1. Динамическое взаимодействие**

Как уже отмечалось, атмосфере принадлежит главная роль в динамическом взаимодействии, которая заключается в том, что через напряжение ветра поверхностным слоям воды передается кинетическая энергия. При действии ветра возникает шероховатость океанической поверхности (ветровые волны), от которой и происходит его торможение, причем это торможение тем больше, чем сильнее ветер. Однако скорость ветра не обращается в нуль на поверхности раздела двух сред, как это имеет место на суше, а по крайней мере равна скорости дрейфового течения, им вызванного. В результате переменная шероховатость океана влияет на эпюру скорости ветра и тем самым на поток импульса.

Следовательно, поток импульса  $\tau$  является основной количественной характеристикой динамического взаимодействия океана и атмосферы. Для его оценки, как и при расчете турбулентных потоков явного и скрытого тепла, могут быть использованы пульсационный, градиентный и аэродинамический методы, т.е.

$$\tau = \rho_A \overline{U' w'} = \rho_A k \frac{\partial U}{\partial z} = \rho_A C_U U_{10}^2, \quad (5.26)$$

где  $k$  – коэффициент турбулентной вязкости,  $C_U$  – коэффициент сопротивления. В некоторых случаях вместо  $U$  применяется динамическая скорость ветра, которая определяется как  $U_* = \sqrt{\tau/\rho}$ . Отсюда видно, что динамическая скорость остается неизменной в пределах приводного слоя атмосферы.

Наиболее широкое распространение в экспериментальных, в том числе климатологических, расчетах получил аэродинамический ме-

тод. В соответствии с полуэмпирической моделью приводного слоя, разработанной Р.С. Бортковским с коллегами, коэффициент сопротивления считается функцией, зависящей от скорости ветра на стандартной высоте 10 м и параметра стратификации  $\Delta T_{10}^{\text{эф}}$ , т.е.  $C_U = f(U_{10}, \Delta T_{10}^{\text{эф}})$ . Соответствующая номограмма приводится на рис. 5.14.

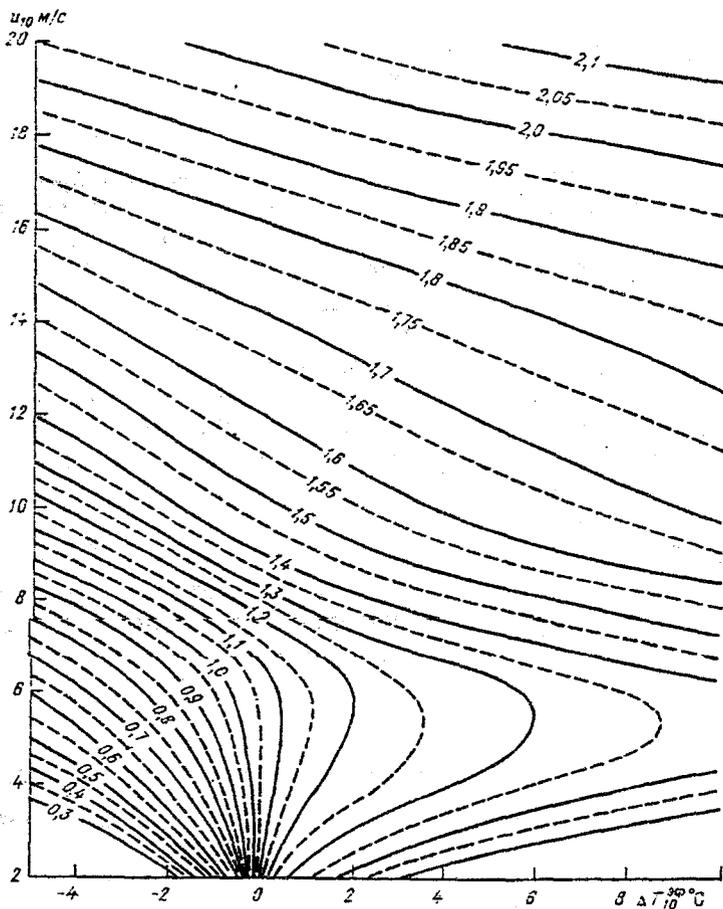


Рис. 5.14. Номограмма для определения коэффициентов сопротивления  $C_U$  в зависимости от эффективного перепада температуры  $\Delta T_{10}^{\text{эф}}$  и скорости ветра  $U_{10}$ . По Н.З. Ариель, А.В. Мурашовой.

Из рис. 5.14 видно, что при малых скоростях ветра влияние стратификации на величину  $C_U$  является значительным. Однако с увеличением скорости ветра роль  $\Delta T_{10}^{\text{эф}}$  довольно быстро уменьшается. Можно отметить более существенную роль ветра в изменениях  $C_U$  по сравнению с его вкладом в  $C_T$  и  $C_E$  (см. рис. 5.7), а также то, что значения  $C_U$ , исключая диапазон  $\Delta T_{10}^{\text{эф}} > -1^\circ\text{C}$  и  $U_0 < 6$  м/с, оказываются выше чисел Стэнтона и Дальтона. Таким образом, неравенство коэффициента сопротивления числам Стэнтона и Дальтона свидетельствует о некоторых различиях в механизме динамического обмена по сравнению с механизмом тепло- и влагообмена, обусловленных прежде всего наличием квадратической зависимости  $\tau$  от скорости ветра.

Заметим, что в настоящее время известно значительное число эмпирических формул, связывающих  $C_U$  с определяющими параметрами. Однако большинство из них описывает зависимость  $C_U$  только от скорости ветра, игнорируя тем самым стратификацию приводного слоя. Поэтому, на наш взгляд, предпочтения заслуживает формула Хеллермана, учитывающая оба определяющих фактора:

$$C_U = 0.934 \cdot 10^{-3} + 0.788 \cdot 10^{-4} U_{10} + 0.868 \cdot 10^{-4} T_{10} - 0.616 \cdot 10^{-6} U_{10}^2 - 0.12 \cdot 10^{-5} \Delta T_{10}^2 - 0.214 \cdot 10^{-5} U_{10} \Delta T_{10}. \quad (5.27)$$

Естественно, что распределение  $\tau$  зависит главным образом от ветрового режима у поверхности океана. Наиболее высокие значения  $\tau$  (табл. 5.11) отмечаются в районах интенсивной циклонической деятельности (исландская и алеутская депрессии в северном полушарии и «ревущие» сороковые в южном), где высока повторяемость сильных ветров. В тропических и субтропических широтах, где преобладает антициклоническая погода, значения  $\tau$  существенно ниже. Минимальные значения напряжения ветра отмечаются вблизи экватора. Кроме того, для умеренных и высоких широт характерен отчетливо выраженный годовой ход с максимумом  $\tau$  зимой и минимумом летом. Принципиальное отличие Индийского океана от Атлантического и Тихого состоит в том, что в его северной части максимальные значения  $\tau$  наблюдаются не зимой, а летом во время интенсивного развития муссона.

Таблица 5.11

**Распределение зонально осредненных значений модуля касательного напряжения ветра для зимы (январь–март) и лета (июль–сентябрь) над отдельными океанами и Мировым океаном в целом,  $H/ м^2$ . По Н.З. Ариель, Л.А. Строкиной**

Широтная зона	Атлантический океан	Тихий океан	Индийский океан	Мировой океан
<b>З и м а</b>				
70 – 60° с.	3.2			3.0
60 – 50	3.4	2.7		3.1
50 – 40	2.7	2.9		2.8
40 – 30	2.1	2.1		2.1
30 – 20	1.3	1.4	0.4	1.3
20 – 10	1.1	1.1	0.6	1.1
10 – 0	0.8	0.7	0.5	0.7
0 – 10° ю.	0.6	0.7	0.6	0.6
10 – 20	0.8	0.8	0.9	0.8
20 – 30	0.9	0.9	1.3	1.0
30 – 40	1.4	1.3	1.5	1.4
40 – 50	2.5	2.2	2.3	2.3
50 – 60	2.8	3.1	3.3	3.1
60 – 70		3.1	2.2	2.7
<b>Л е т о</b>				
70 – 60° с.	1.4	1.2		1.3
60 – 50	1.6	1.3		1.4
50 – 40	1.2	1.2		1.2
40 – 30	0.8	0.9		0.9
30 – 20	0.9	0.9	2.0	1.0
20 – 10	1.0	0.8	1.9	1.0
10 – 0	0.7	0.7	1.2	0.8
0 – 10° ю.	0.8	0.8	1.1	0.9
10 – 20	1.0	1.0	1.6	1.2
20 – 30	1.5	1.2	1.5	1.4
30 – 40	2.5	2.0	2.3	2.2
40 – 50	3.6	2.9	3.2	3.2
50 – 60	3.6	3.3	3.0	3.2

### 5.7.2. Газообмен

Обмен газами (прежде всего кислородом  $O_2$  и углекислым газом  $CO_2$ ) между океаном и атмосферой имеет первостепенное значение с точки зрения поддержания динамического равновесия в глобальной

экосистеме. Интенсивность газообмена обусловлена двумя главными факторами – неоднородностью распределения поля температуры в океане и деятельностью морских организмов, за счет которых возникают источники и стоки  $O_2$  и  $CO_2$ . Действительно, динамика растворенных  $O_2$  и  $CO_2$  в поверхностном слое океана определяется в значительной степени соотношением процессов продуцирования кислорода и поглощения  $CO_2$  при фотосинтезе и, наоборот, потребления кислорода и выделения  $CO_2$  при окислении органического вещества. К сожалению, количественные закономерности этих процессов, особенно в планетарном масштабе, известны в настоящее время еще явно недостаточно.

Значительно лучше изучено влияние температуры, так как в соответствии с законом Генри именно от нее очень сильно зависит растворимость газов в морской воде. Сравнительный анализ указанных факторов позволяет сделать вывод о преобладающей роли изменений температуры в крупномасштабном газообмене.

В общем случае интенсивность газообмена так же, как и обмен импульсом, теплом и влагой, определяется динамическими и диффузионными характеристиками турбулизованных слоев воздуха и воды, примыкающих к границе раздела. По аналогии с формулами (5.26) поток газа через поверхность океана можно записать следующим образом:

$$F = \rho C_p U_{10} (C_s - C(z)),$$

где  $U_{10}$  – скорость ветра в приводном слое,  $C_p$  – коэффициент газообмена,  $C_s$  – растворимость газа,  $C(z)$  – концентрация газа на некоторой глубине  $z$ . Но в связи с тем, что перепад концентрации газа приходится на поверхностный слой воды, в то время как скорость ветра измеряется на некоторой высоте в воздухе, для оценки газообмена (моль/( $m^2 \cdot c$ )) более удобной оказывается формула вида

$$F = \rho B_L (C_s - C(z)), \quad (5.28)$$

где  $B_L$  – скорость газообмена, м/с. В результате измерений в лабораторных условиях было установлено, что скорость газообмена мала и почти постоянна при скорости ветра, не превышающей 5 м/с, а затем резко возрастает приблизительно пропорционально квадрату скорости воздушного потока. Это позволило Н.З. Ариэль с коллегами построить зависимость скорости газообмена от скорости ветра.

Резкое увеличение интенсивности газообмена при высокой скорости ветра связано с обрушением ветровых волн. При этом происходит значительное увеличение числа воздушных пузырьков в воде. Пузырьки всплывают и схлопываются, что приводит к образованию водяных брызг и передаче в воздух дополнительного количества газа.

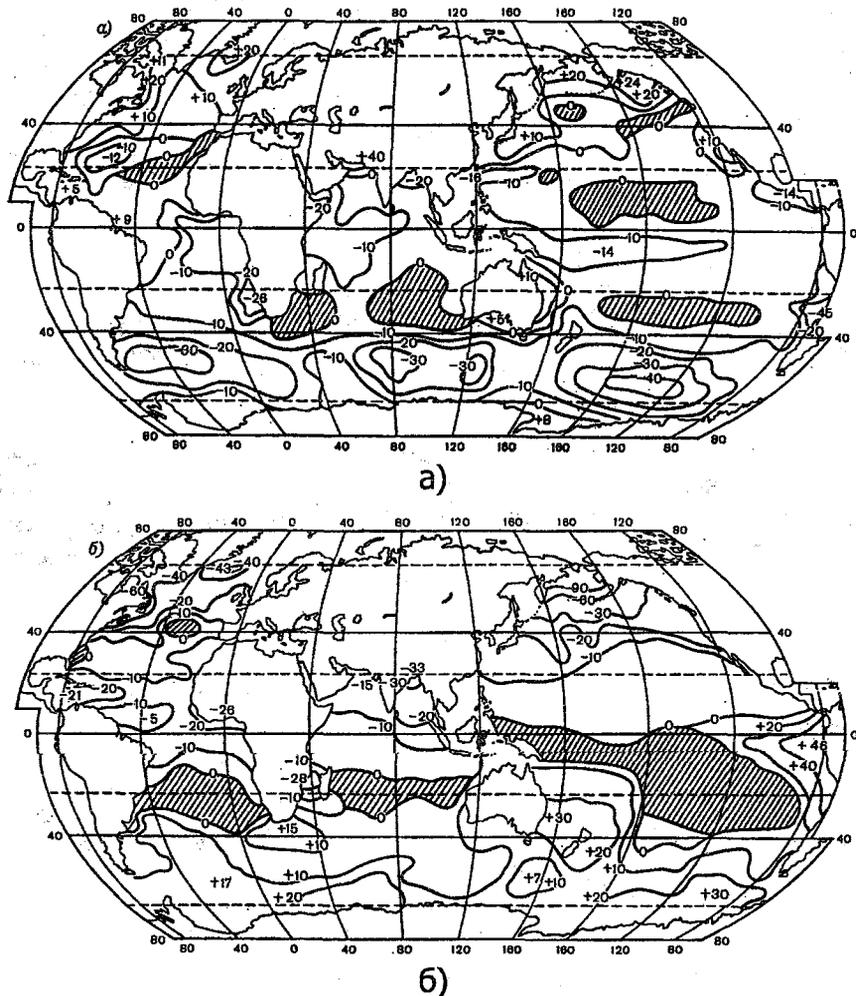


Рис. 5.15. Распределение перепада концентрации кислорода  $\Delta O_2$  в поверхностной зоне Мирового океана в различные сезоны года,  $10^{-2} \text{ ‰}$ . По Ю.И. Ляхину. а) зима (январь-февраль); б) лето (июль-август)

Вследствие значительных трудностей составления детальных глобальных карт газообмена между океаном и атмосферой Ю.И. Ляхин ограничился построением карт перепада концентраций кислорода ( $\Delta C_{O_2}$ ) и углекислого газа ( $\Delta C_{CO_2}$ ) в поверхностном слое для зимы и лета (рис. 5.15 и 5.16). Положительные изолинии на этих картах соответствуют поглощению газа океаном, а отрицательные – выделению газа в атмосферу.

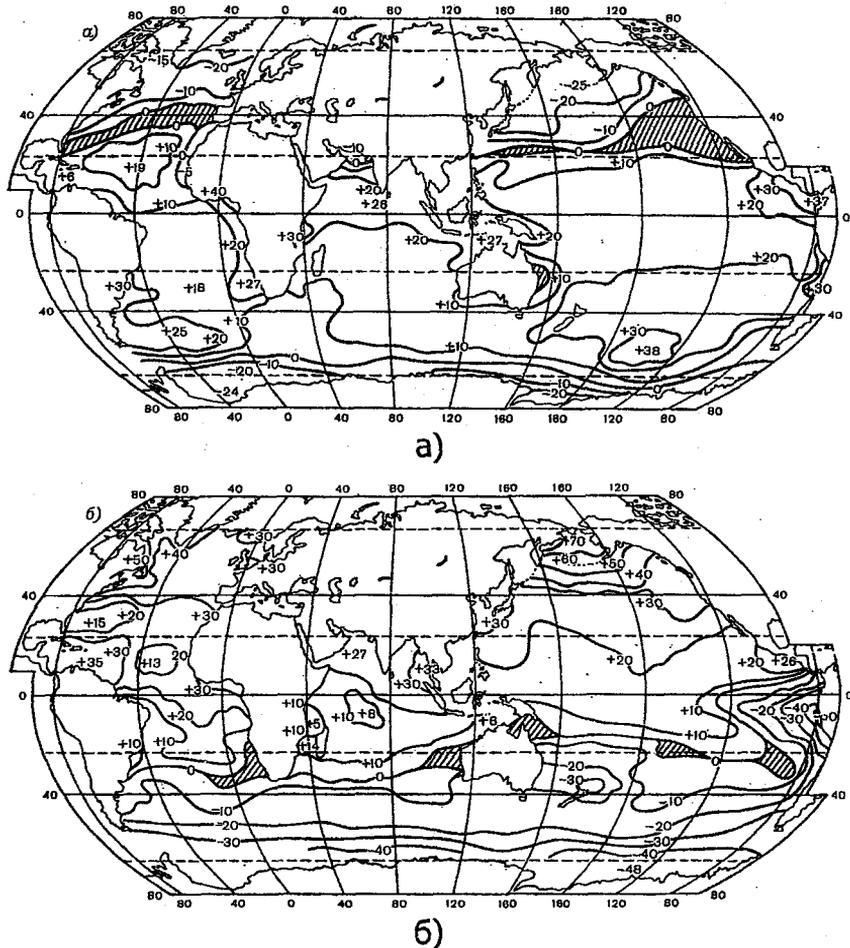


Рис. 5.16. Распределение перепада концентрации углекислого газа  $\Delta C_{CO_2}$  между океаном и атмосферой в различные сезоны 1970 г.,  $10^{-3}$  ГПа. По Ю.И. Ляхину.  
а) зима (январь-февраль); б) лето (июль-август)

Как видно из приведенных карт, в высоких широтах океан поглощает кислород зимой, а летом, наоборот, выделяет его в атмосферу. Воды тропических и субтропических районов океана, как правило, в течение всего года выделяют кислород в атмосферу. Исключения составляют лишь прибрежные апвеллинги, где также наблюдается сезонная изменчивость в направленности газообмена. В среднем за год Атлантический и Индийский океаны выделяют в атмосферу соответственно  $1.4 \cdot 10^9$  и  $3.2 \cdot 10^9$  т кислорода, а Тихий океан поглощает из атмосферы  $3.0 \cdot 10^9$  т. Весь Мировой океан поглощает из атмосферы  $18.9 \cdot 10^9$  т кислорода, а выделяет в нее  $20.5 \cdot 10^9$  т. Поскольку разность в полученных оценках газообмена ( $1.6 \cdot 10^9$  т), скорее всего, обусловлена погрешностями расчетов, то можно полагать, что по обмену кислородом Мировой океан находится в состоянии, близком к динамическому равновесию с атмосферой. <sup>1</sup>

Что касается газообмена углекислым газом, то поглощение его океаном в течение года охватывает всю тропическую часть, за исключением восточного района Тихого океана, где весной, летом и осенью заметно влияние апвеллинга. В умеренных и высоких широтах направленность обмена меняется от сезона к сезону: зимой  $\text{CO}_2$  выделяется из океана, летом поглощается, весной и осенью отмечается динамическое равновесие. В среднем за год Мировой океан ориентировочно поглощает  $13 \cdot 10^9$  т  $\text{CO}_2$ , а выделяет  $3 \cdot 10^9$  т  $\text{CO}_2$ , т.е. абсорбирует из атмосферы  $10 \cdot 10^9$  т  $\text{CO}_2$ . В каждом океане поглощение существенно преобладает над выделением, причем главная часть поглощения приходится на низкие широты ( $40^\circ$  с.ш.— $35^\circ$  ю.ш.). Поскольку антропогенная концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере значительно растет, изучение условий, при которых становится возможной дополнительная аккумуляция в океане диоксида углерода, приобретает все более актуальное значение.

### ***5.7.3. Солеобмен. Взаимосвязь солевого и водного балансов океана***

Общее содержание солей в Мировом океане, как уже отмечалось в главе 2, составляет около  $49 \cdot 10^{15}$  т. При этом в обмен между океанами вовлекается почти  $7 \cdot 10^{14}$  т, т.е. полный обмен солей в Мировом океане может происходить приблизительно за 70 лет. Основная масса солей переносится в антарктической части океана, где водообмен особенно значителен. Полный обмен солей в Атлантическом и Индийском океанах может произойти за 40–45 лет. В Тихом океане при огромной массе его вод он может осуществиться примерно за 125 лет.

Солеобмен океана с атмосферой и сушию тесно связан с влагообменом. Соли, растворенные в морской воде, попадают в воздух во время испарения и с брызгами при ветровом волнении. На сушу они уносятся с водяными парами и возвращаются в Мировой океан с речным стоком. Различие химического состава океанических и речных вод обусловлено, очевидно, тем, что в процессе планетарного обмена происходит перераспределение ионов солевого состава.

Формирование солеобмена определяется многими процессами, роль которых существенно различна. Приходную часть обмена составляют ионный сток за счет притока речных вод (62.3 %) и подземный приток (24.5 %), а также целый ряд других менее значимых процессов. К ним, в частности, относятся растворение взвесей речного стока, растворение донных отложений, растворение продуктов вулканического извержения. Расходная часть обмена состоит из абсорбции ионов донными отложениями и взвесями (24.5 %), осаждения и коагуляции при смешении речных и морских вод (12.3 %), осаждения солей при испарении в мелководных бассейнах (12.3 %) и выноса солей на сушу, попавших в атмосферу при физическом испарении и разбрызгивании ветровым волнением (10.2 %). Таким образом, большая часть солей из океана удаляется через его дно и только 10 % через поверхность океан-атмосфера.

Таблица 5.12

**Обмен солей через поверхность океанов,  $10^9$  т/год.  
По В.Н. Степанову**

Составляющие обмена	О к е а н				
	Мировой	Атланти- ческий	Индий- ский	Тихий	Северный Ледови- тый
Расходная часть разбрызгивание ветровыми волнами физическое испарение	-4.75	-1.14	-1.04	-2.47	-0.097
Приходная часть выпадение солей с осадками химический сток рек	4.5	0.98	1.04	2.44	0.043
Общее количество солей, участвующее в обмене $10^9$ т/год	5.0	1.2	1.1	2.6	0.1
%	100	24	22	52	2

Более детальное представление о потоках соли через поверхность отдельных океанов можно получить из табл. 5.12. В целом общее количество солей, участвующих в обмене через поверхность Мирового океана, составляет  $5 \cdot 10^9$  т/год, причем поступление солей в атмосферу осуществляется главным образом за счет разбрызгивания ветровым волнением (95 %), а поступление солей в океан происходит в основном при выпадении осадков (90 %).

Солеобмен океана с его дном и с атмосферой на несколько порядков меньше переноса солей между океанами. Это нетрудно видеть, если обратиться к табл. 5.13, в которой приводятся оценки обмена солей между океанами.

В Атлантическом океане расход солей превышает их приход на  $2.6 \cdot 10^{12}$  т. Это означает, что такое количество солей выносятся из Атлантического океана. Наоборот, в Тихий океан вносится дополнительно  $2.4 \cdot 10^{12}$  т солей. Данные оценки на 3–4 порядка превышают солеобмен с атмосферой и дном океана, поэтому при составлении солевого баланса последние могут не учитываться.

Таблица 5.13

**Обмен солей между океанами. По В.Н. Степанову**

Океан	Приход		Расход		Разность	
	$10^{12}$ т/г	%	$10^{12}$ т/г	%	$10^{12}$ т/г	%
Атлантический	232.7	33	235.3	34	-2.6	1.1
Индийский	249.9	36	249.2	36	0.7	0.3
Тихий	199.9	29	197.5	28	2.4	1.2
Северный Ледовитый	13.0	2	13.1	2	-0.1	0.8
Всего	695.5	100	695.1	100	0.4	0.06

Между солевым и водным балансами океана существует тесная взаимосвязь. В частности, вертикальный поток солей через поверхность океана может быть представлен как

$$\rho_w S' w' = S(E - P). \quad (5.29)$$

Поскольку изменчивость солёности мала, именно эффективное испарение определяет интенсивность вертикального обмена солями поверхностных слоев воды с нижележащими.

Кроме того, вследствие малости оценок солеобмена океана с дном и атмосферой, уравнение солевого баланса океана в стационарном приближении, очень хорошо выполняющемся для реальных условий, можно записать в следующем виде:

$$F_{w1}^* S_1 = F_{w2}^* S_2, \quad (5.30)$$

где  $S_1$  и  $S_2$  – средние значения солености в водах, приносимых и уносимых через вертикальные границы рассматриваемого объема океана.

Уравнение (5.30) показывает, что горизонтальный перенос солей на границах объема остается неизменным, но одновременно с этим оно отражает взаимосвязь водного и солевого баланса, поскольку компоненты  $F_{w1}^*$  и  $F_{w2}^*$  входят сразу в оба эти уравнения. Именно поэтому часто водный и солевой балансы рассматриваются одновременно, что облегчает оценку трудноопределяемых членов баланса, проверку и интерпретацию результатов.

В качестве примера рассмотрим водный и солевой балансы Арктического бассейна (табл. 5.14), который был составлен Е.Г. Никифоровым и А.О. Шпайхером.

В Арктический бассейн поступают атлантические воды через пролив Фрама и Баренцево море, тихоокеанские – через Берингов пролив, донные воды – через пролив Фрама. Из бассейна поверхностные арктические и возвратные атлантические донные воды вытекают через пролив Фрама, поверхностные арктические и промежуточные – через проливы Канадского Арктического архипелага. Наконец, в бассейн поступают пресные воды материкового стока и осадки, а из бассейна выносятся морские льды. Заметим, что из указанных выше характеристик наиболее надежно определен приток вод лишь с Западно-Шпицбергенским течением (пролив Фрама), через Берингов пролив и Баренцево море (разрез Нордкап – Зюйдкап). Приток и вынос донных вод через пролив Фрама, а также вынос вод через проливы Канадского архипелага неизвестны. Однако имеются сведения о солености этих вод, что позволяет при введении дополнительных гипотез оценить расходы вод.

Из табл. 5.14 видно, что наибольший приток вод в Арктический бассейн осуществляется через пролив Фрама, который превышает сумму всех остальных составляющих притока вод. Всего в Арктический бассейн поступает  $20 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup> воды. Наибольший вынос из Арктического бассейна также происходит через пролив Фрама.

Таблица 5.14

**Водный и солевой балансы Арктического бассейна.  
По Е.Г. Никифорову и А.О. Шпайхеру**

Проливы и элементы баланса	Приток			Вынос		
	$F_w^* 10^3$ км <sup>3</sup> /год	$S$ ‰	$F_w^* S$ 0 <sup>9</sup> т/год	$F_w^* 10^3$ км <sup>3</sup> /год	$S$ ‰	$F_w^* S$ 0 <sup>9</sup> т/год
Пролив						
Фрама	112	34.98	3918	94	34.40	3247
Фрама (донные воды)	21	34.92	744	43	34.95	1789
Нордкап-Зюйдкап	35	34.96	1224	—	—	—
Берингов	30	31.90	957	—	—	—
Канадские	—	—	—	65	32.20	2103
Элемент баланса						
Материковый сток	3.8	0	0	—	—	—
Вынос льдов	—	—	—	1.3	2.50	3.2
Эффективное испарение	1.0	0	0	—	—	—
Всего	203		6842	203		6842

Однако интересно, что результирующий водообмен через пролив Фрама (с учетом донных вод) оказывается малым. Действительно, суммарное поступление вод составляет  $133 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>, а суммарный вынос —  $137 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>. Таким образом, приток вод в Арктический бассейн через Баренцево море и Берингов пролив практически компенсируется оттоком через проливы Канадского архипелага.

## ГЛАВА 6. ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ВОД ОКЕАНА И ВОДНЫЕ МАССЫ

### 6.1. Структурные зоны Мирового океана

Понятие структурных зон было введено В.Н. Степановым и означает распределение по вертикали вод с различными физико-химическими свойствами. Изучение структурных зон прежде всего связано с установлением их границ. Одна из трудностей решения этой задачи заключается в том, что в океане такие границы далеко не всегда четко выражены. Чем интенсивнее происходит перемешивание двух водных масс, тем более размытой будет граница между ними.

Другая трудность установления границ структурных зон связана с тем, что они представлены не поверхностью раздела, а некоторыми переходными слоями, в пределах которых не всегда можно проследить увеличение градиентов физико-химических свойств. Кроме того, с глубиной такие границы становятся все более размытыми. Для выявления общих закономерностей структуры вод привлекаются данные по температуре, солёности, плотности, вертикальной устойчивости, а также их вертикальные градиенты.

Всего в Мировом океане было выделено четыре структурные зоны: поверхностная, промежуточная, глубинная и придонная.

**Поверхностная зона.** Свойства вод поверхностной зоны (ПЗ) формируются в процессе непосредственного обмена энергии и веществ между океаном и атмосферой. Для вод ПЗ характерно наличие хорошо выраженной сезонной и межширотной изменчивости. Нижняя граница ПЗ отмечается в основном на глубине 200–300 м (табл. 6.1). При этом в южном полушарии различия в глубине залегания границы ПЗ между отдельными океанами невелики, в то время как в северном полушарии они более существенны. Максимальное различие наблюдается в зоне 10–20° с.ш., где оно достигает 200 м (350 м в Индийском океане и 150 м в Атлантическом океане), т.е. по существу оно очень близко к средней глубине ПЗ (примерно 220 м).

Что касается географических особенностей распределения нижней границы ПЗ, то можно отметить, что в районах расположения циклонических макроциркуляционных систем и дивергенций она приподнята до 150–200 м, а в областях антициклонических круговоротов вод и конвергенций опускается до 300–400 м.

Таблица 6.1

**Глубина расположения нижней границы структурных зон  
Мирового океана, м. По В.Н. Степанову.**

Широтная зона	Океаны			
	Мировой	Атлантический	Индийский	Тихий
		Поверхностная		
50—60° с.	200	150	—	250
40—50	250	250	—	250
30—40	220	250	—	200
20—30	190	250	—	150
10—20	210	250	350	150
0—10	170	150	250	150
0—10° ю.	190	150	200	200
10—20	200	150	250	200
20—30	200	200	200	200
30—40	200	200	200	200
40—50	250	250	250	250
50—60	230	250	200	250
60—70	200	200	200	200
70—80	200	200	—	200
		Промежуточная		
50—60° с.	1600	1300	—	1800
40—50	1800	1800	—	1800
30—40	2000	2300	—	1800
20—30	1900	2100	—	1800
10—20	1600	1700	1800	1600
0—10	1200	1100	1400	1200
0—10° ю.	1300	1100	1600	1300
10—20	1500	1300	1400	1600
20—30	1600	1400	1600	1700
30—40	1800	1700	1800	1800
40—50	1600	1400	1600	1800
50—60	1100	1100	800	1400
60—70	1200	1300	1400	1100
70—80	1500	1500	—	1500
		Глубинная		
50—60° с.	4000	3700	—	3700
40—50	4100	3900	—	3500
30—40	4400	4700	—	4200
20—30	4100	4300	—	4100
10—20	4100	4700	—	3900
0—10	4000	4600	3800	3900
0—10° ю.	3800	3900	3800	3800
10—20	4000	3800	3800	4200
20—30	4000	3700	3900	4200
30—40	3700	3500	3900	3700
40—50	3800	3700	4200	3400
50—60	4000	4500	3400	4200
60—70	3100	3700	3200	2800
70—80	2700	3400	—	2400

В пределах ПЗ обычно также выделяют *верхний квазиоднородный слой*, характеризующийся одинаковым по вертикали распределением основных физических и химических характеристик. Толщина этого слоя зависит от многих факторов: ветрового и конвективного перемешивания, циркуляции вод и др.

**Промежуточная зона.** Воды промежуточной зоны образуются главным образом из поверхностных вод, опускающихся в местах интенсивных нисходящих движений, которые возбуждаются горизонтальной циркуляцией в верхних слоях океана. Увлекаясь на различные глубины, они несколько охлаждаются и уплотняются в результате смешения с другими водами. Затем промежуточные водные массы начинают перемещаться на различных уровнях в горизонтальном направлении. Возникновение горизонтального переноса обусловлено компенсационным эффектом, поскольку в одних районах происходит постоянное опускание вод, а в других – их подъем.

С началом горизонтального движения заметно ослабевает влияние поверхностных макроциркуляционных систем. Преобладание зональной циркуляции отмечается до экстремума промежуточных вод, располагающегося большей частью на глубине 600–1000 м. Ниже этого слоя все более усиливается меридиональный перенос и начинает осуществляться межзональный обмен вод, энергии и веществ. Поэтому промежуточная структурная зона играет особую, «связующую» роль в процессах обмена энергии и веществ в Мировом океане. Однако формирование промежуточных водных масс в полярных и низких широтах принципиально различно. В полярных районах они образуются из опускающихся с поверхности теплых вод с повышенной соленостью, в то время как в тропических областях формирование промежуточных вод происходит вследствие подъема относительно холодных вод с пониженной соленостью.

Нижняя граница промежуточной зоны располагается на глубинах от 800–1000 до 1600–1800 м (см. табл. 6.1) в среднем на глубине 1500 м. В Атлантическом океане по сравнению с другими океанами она отмечается выше в областях преобладающего подъема вод и ниже в местах их опускания, что объясняется более интенсивной циркуляцией вод. В Тихом и Индийском океанах, где обращение вод несколько слабее, она более выровнена. Ее толщина в Мировом океане изменяется от 600–800 до 1000–1200 м.

**Глубинная зона.** Свойства и динамика глубинных вод определяются тем переносом и перераспределением масс, которые возбуждаются планетарным обменом энергий и веществ. Для глубинных вод боль-

шую роль играет меридиональный обмен, прослеживающийся на большей части Атлантического, Индийского и Тихого океанов, а также обмен между всеми океанами. Он возбуждается различием свойств вод каждого из океанов и Антарктическим циркумполярным течением, захватывающим всю толщу океана. Глубинным водам свойственны большая гомогенность и небольшая интенсивность обращения. Однако масса переносимой энергии и вещества весьма велика, так как огромен объем вод.

Нижняя граница глубинной зоны располагается на глубине 3500–4000 м, т.е. ее толщина составляет около 2000 м. Нижняя граница глубинной зоны в значительной степени зависит от рельефа дна. В котловинах она опускается до глубины около 4500 м, а над возвышенностями поднимается на 2000–3000 м.

**Придонная зона.** Свойства вод придонной зоны в основном формируются за счет адвекции вод полярного происхождения, взаимодействия между водой и океаническим дном, а также за счет адиабатических процессов. Положение нижней границы придонной зоны в значительно меньшей степени связано с теми факторами, которые обуславливают топографию границ других структурных зон. Особенно сильно на толщине придонной зоны сказывается рельеф дна, поэтому ее следует определять по отношению к какой-либо условной глубине. Наиболее удобной отсчетной поверхностью, очевидно, является глубина 5000 м, характерная для ложа океана. В результате условная толщина придонной зоны определяется как разность между ее границей и глубиной 5000 м.

Максимального значения толщина придонной зоны достигает в Антарктике вследствие высокого положения верхней границы. В Атлантическом океане толщина придонной зоны несколько меньше по сравнению с ее толщиной в Индийском и Тихом океанах.

## **6.2. Вертикальная структура параметров состояния океана**

### **6.2.1. Температура воды**

Вертикальное распределение температуры зависит от многих физических процессов, из которых основными являются тепло- и влагообмен через поверхность, турбулентное и конвективное перемешивание, циркуляция вод и прежде всего адвекция тепла течениями. Совместное действие указанных процессов приводит к формированию достаточно сложного вертикального профиля температу-

ры, в структуре которого тем не менее можно выделить некоторые характерные черты, свойственные открытым частям океана.

Прежде всего, наиболее типичным является наличие **верхнего квазиоднородного слоя** (ВКС), в пределах которого температура и соленость, а следовательно, и плотность почти не меняются по глубине. Применительно к распределению температуры ВКС получил название **изотермического слоя** (ИТС). Его образование обусловлено в основном ветровым перемешиванием и осенне-зимней конвекцией. Поэтому зимой глубина ВКС может достигать сотен метров, а летом уменьшаться до десятков метров. На рис. 6.1 показано распределение глубины ВКС для средних годовых условий. Из рисунка видно, что максимум ее достигает 100 м и отмечается в сороковых («ревущих») широтах южного полушария. Однако даже на этих широтах глубина ИТС может отличаться в два раза. Минимальные значения глубины ИТС (примерно 10 м) наблюдаются в полярных районах полушарий, а также вдоль западных побережий Африки, Южной Америки, в восточной части экваториальной зоны Тихого океана и ряде других районов.

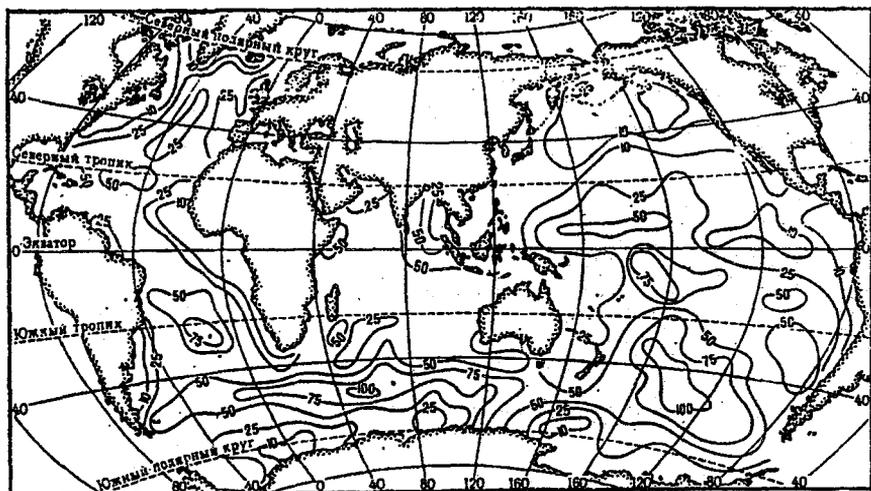


Рис. 6.1. Распределение глубины верхнего квазиоднородного слоя для средних годовых условий, м.

Нижняя граница ИТС переходит в *слой скачка*, или *сезонный термоклин*, представляющий сравнительно тонкий слой воды с резкими градиентами температуры. Слой скачка плавно переходит в

*главный термоклин*, наблюдающийся круглый год и характеризующий изменения температуры до глубин 1000–1500 м с типичным перепадом ее порядка десяти градусов.

Сезонный термоклин проявляется в основном в теплый период года. Зимой, как правило, он исчезает, и в этом случае ВКС сразу же переходит в главный термоклин. Формирование сезонного термоклина начинается весной, когда радиационный приток тепла становится больше суммарной теплоотдачи. Это приводит к нагреванию поверхностного слоя воды и образованию отрицательного температурного градиента. Однако за счет действия ветра происходит перемешивание, тепло передается вниз и возникает изотермический слой, отличающийся от главного термоклина своими свойствами (характеристиками). Поскольку данный процесс идет непрерывно, то по мере нагревания поверхности океана ИТС будет все больше отличаться от главного термоклина. Вследствие этого и возникает некоторый слой воды с резкими градиентами температуры.

Осенью, когда внешний тепловой баланс становится отрицательным, т.е. суммарная теплоотдача уже превышает радиационный поток тепла, начинается разрушение сезонного термоклина. Постепенно в результате охлаждения поверхности океана он полностью размывается и ИТС заглубляется до главного термоклина. Нижняя граница сезонного термоклина меняется от нескольких десятков до нескольких сотен метров. По максимальной глубине распространения сезонного термоклина обычно выделяют **деятельный слой**, т.е. такой слой воды, в пределах которого наблюдаются сезонные колебания температуры, обусловленные годовым ходом радиационного притока тепла через поверхность океана.

Рассмотренный выше процесс формирования сезонного термоклина характерен прежде всего для умеренных, субтропических и отчасти высоких широт океана. В экваториальной и некоторых районах тропической зоны, где внешний тепловой баланс положителен в течение всего года, сезонный термоклин также сохраняется круглый год, причем перепад температуры в нем может достигать 10 °С на 10 м. В полярных широтах, где даже летом сохраняется морской лед, а также в районах субполярных фронтов он не формируется, и главный термоклин выходит здесь на поверхность.

Что касается особенностей распределения главного термоклина (рис. 6.2), то на экваторе его верхняя граница расположена на относительно небольшой глубине; максимальной глубины она достигает

в средних широтах, причем нижняя граница опускается здесь до 1000 м и ниже. Естественно, чем шире вертикальные границы главного термоклина, тем меньше в нем температурный градиент. Поэтому его минимальные значения отмечаются в зоне 30 – 40°, а максимальные – в высоких широтах при выходе главного термоклина океана к поверхности. Ниже главного термоклина водная толща почти однородна по температуре, так как глубины океана заполнены водой полярного происхождения.

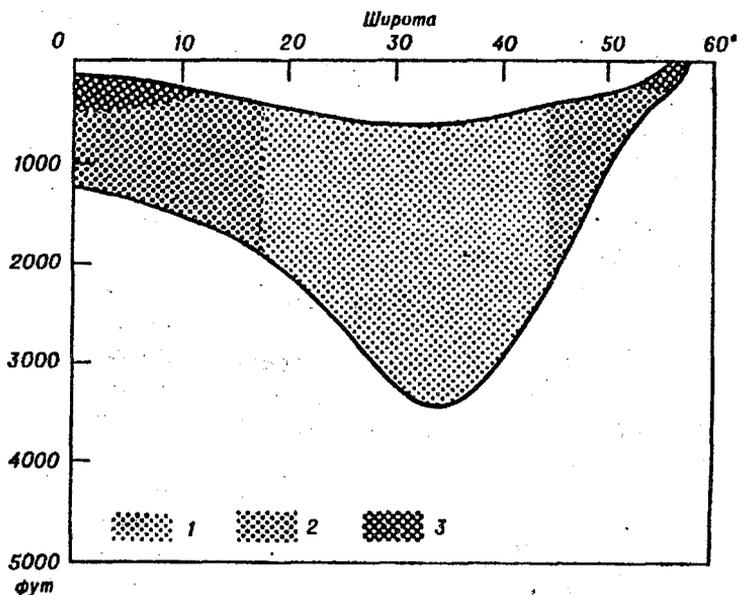


Рис. 6.2. Меридиональная изменчивость главного термоклина в северном полушарии.

1 – малый градиент, 2 – средний, 3 – большой.

Заметим, что вследствие различий в интенсивности физических процессов или явного преобладания одного из них над остальными распределение температуры может приобрести специфические особенности. В частности, на вертикальном профиле могут появиться дополнительные экстремумы, характеризующие слои с пониженной или повышенной температурой.

Для полярных районов океана свойственно наличие *подповерхностного минимума* температуры, представляющего собой холодный промежуточный слой, создаваемый осенне-зимней конвекцией. На-

пример, в Северном Ледовитом океане летом происходит небольшое нагревание поверхностного слоя воды толщиной всего в несколько метров; а под ним до глубины 100–150 м сохраняется слой с температурой, близкой к замерзанию при данной солености (около  $-1.5^{\circ}\text{C}$ ). В Антарктике минимальные значения температуры в зоне антарктической дивергенции ( $50\text{--}55^{\circ}$  ю.ш.), где преобладают восходящие движения, наблюдаются до глубин 50–75 м. К северу и югу от нее они увеличиваются до 100–150 м, причем в некоторых местах у побережья Антарктиды достигают 200 м.

*Промежуточный максимум* температуры прослеживается в полярных областях, а также в северо-западных частях Атлантического и Тихого океанов и связан с поступлением сравнительно теплых вод из низких широт. При этом полярные экстремумы имеют несколько различное происхождение. В Антарктиде они образуются из вод Антарктического циркумполярного течения, вовлекающихся в циклонические макроциркуляционные системы. Поскольку они приходят из более низких широт, их температура оказывается выше поверхностной и глубинной температур антарктических вод. По северной периферии циклонических систем вблизи антарктического фронта экстремально высокие температуры до ( $2.5\text{--}3.0^{\circ}\text{C}$ ) прослеживаются на глубине 600–800 м, а вблизи Антарктиды – на глубинах 800–1000 м.

В Северном Ледовитом океане теплые промежуточные воды формируются в основном за счет ветвей Северо-Атлантического течения. В районе Шпицбергена теплые и соленые атлантические воды опускаются под более легкие арктические. Максимальная температура ( $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$  и выше) к северу от Шпицбергена постепенно понижается до  $0.3\text{--}0.4^{\circ}\text{C}$  в американском секторе Арктики, а глубина, на которой она отмечается, уменьшается от 100–200 м вблизи Шпицбергена до 400–500 м севернее Канады.

В глубинной и придонной структурных зонах отчетливо выраженных экстремумов температуры не прослеживается, хотя в отдельных районах океана особенности рельефа дна, вулканическая деятельность могут приводить к появлению локальных экстремумов.

Изучение закономерностей вертикального распределения температуры позволило В.Н. Степанову выделить восемь типов (табл. 6.2), ареалы распространения которых по акватории Мирового океана представлены на рис. 6.3.

*Экваториально-тропический тип (ЭТ)* отличается самыми большими изменениями температуры. Поэтому ему свойственны особенно

высокие вертикальные градиенты в поверхностной зоне с перепадом в 15—20 °С в слое 200 м. В промежуточных водах градиенты значительно уменьшаются. Условия, близкие к изотермии, отмечаются ниже 2000 м. С учетом региональных особенностей выделено четыре подтипа: североатлантический (ЭТс), южноатлантический (ЭТю), западнотихоокеанский (ЭТз), восточнотихоокеанский (ЭТв).

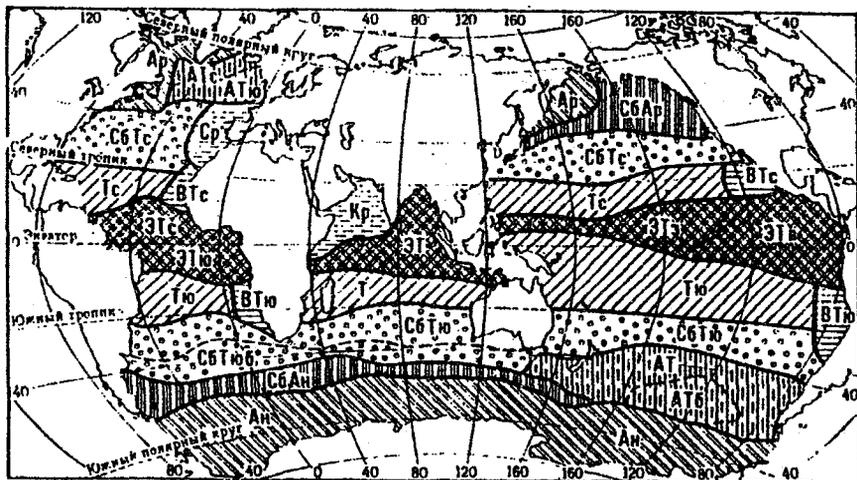


Рис. 6.3. Районирование Мирового океана по характеру вертикального распределения температуры воды (обозначения в тексте). По Степанову.

*Тропический тип (Т)* имеет несколько меньший градиент температуры в поверхностной зоне по сравнению с ЭТ. Ниже 1000 м различия между Т и ЭТ становятся незначительными. Выделено два подтипа: северный (Тс) и южный (Тю), проявляющиеся в разных полушариях.

*Восточно-тропический тип (ВТ)* характеризуется пониженными значениями температуры в поверхностной и большей части промежуточной структурных зонах, которые обусловлены интенсивным подъемом глубинных вод. Ниже 1000 м различия ВТ с Т и ЭТ уже незначительны. Выделяют два подтипа: северный (ВТс) и южный (ВТю).

*Субтропический тип (СбТ)* близок к тропическому, но у него значительно меньше вертикальные градиенты температуры в верхнем слое. Это связано с развитием конвекции, возникающей при охлаждении теплых и осолоненных вод зимой.

Таблица 6.2

## Средние значения температуры по типам стратификации, °С

Глубина, м	ЭТ	Т	ВТ	Пр	СБТ	АТ	СБП	П
0	26.65	26.06	20.15	22.78	20.32	10.12	8.22	1.69
50	24.23	25.41	17.94	21.32	18.95	9.40	6.65	0.99
100	19.52	23.48	15.25	18.66	17.15	8.60	5.76	0.55
150	15.55	20.98	13.31	16.28	15.90	8.04	5.20	0.85
200	12.99	18.06	12.01	14.62	14.87	7.66	4.83	1.29
300	10.74	13.60	10.46	12.86	13.10	7.06	4.24	1.75
400	9.39	10.77	9.03	11.87	11.49	6.60	3.84	1.84
500	8.14	8.82	7.67	11.18	9.99	6.20	3.56	1.83
600	7.19	7.44	6.71	10.58	8.69	5.82	3.36	1.79
800	5.82	5.70	5.30	9.50	6.51	5.06	3.02	1.69
1000	4.93	4.62	4.44	8.44	4.93	4.30	2.77	1.55
1500	3.58	3.25	3.33	5.48	3.19	3.02	2.33	1.14
2000	2.69	2.48	2.70	3.50	2.58	2.57	2.00	0.85
3000	2.00	1.87	2.13	2.32	1.99	2.02	1.40	0.44
4000	1.70	1.56	1.84	2.04	1.55	1.74	1.00	0.26
5000	1.56	1.51	2.09	1.95	1.55	—	0.86	0.57

*Присредиземноморский тип (Пр)* обусловлен выносом теплых и соленых вод из Средиземного моря через Гибралтарский и Баб-эль-Мандебский проливы и распространением их в прилегающих районах Атлантического и Индийского океанов. В поверхностном слое градиенты температуры довольно велики. При переходе к промежуточным водам они резко уменьшаются до минимальных в слое экстремума солености (на глубинах от 600–800 до 1200–1400 м). В нижней части промежуточной зоны градиенты опять возрастают и только начиная с глубинной зоны воды этого типа становятся близкими к водам других типов. Различают два подтипа по месту их расположения: средиземноморский (СР) в Атлантическом и красноморский (КР) в Индийском океанах.

*Атлантико-тихоокеанский тип (АТ)* формируется в умеренных широтах, для которых характерен значительный отрицательный внешний тепловой баланс и развитие интенсивной зимней конвекции. Вследствие этого значения температуры в поверхностной и промежуточной зонах оказываются существенно ниже, чем в СБТ. Одновременно уменьшаются и вертикальные градиенты.

*Субполярный тип (СБП)*, за исключением сравнительно тонкого поверхностного слоя, характеризуется однородным расположением температуры по глубине. Выделяют два подтипа: субантарктический (СБАН) и субарктический (СБАР), отмечающийся только в Тихом океане.

*Полярный тип (П)* имеет четко выраженные подповерхностный минимум и промежуточный максимум температуры, происхождение которых было рассмотрено выше. Делится на два подтипа: антарктический (АН), занимающий обширную акваторию вокруг Антарктиды, и арктический (АР), который помимо Северного Ледовитого океана захватывает северо-западные части Атлантического и Тихого океанов.

### **6.2.2. Соленость воды**

В отличие от температуры соленость является значительно более консервативной характеристикой. Так, ее изменчивость, определяемая коэффициентом вариации, во много раз меньше аналогичной изменчивости температуры. Максимальная изменчивость солености характерна для поверхности океана, что связано прежде всего с компонентами пресноводного баланса (испарением, осадками, материковым стоком, таянием и образованием морского льда). При этом, как было показано в главе 1, разность между испарением и осадками является главным фактором, формирующим поле солености в верхнем слое Мирового океана.

Что касается распределения солености с глубиной, то здесь оно практически полностью зависит от процессов горизонтальной и вертикальной циркуляции вод, причем более важным фактором является адвекция солей морскими течениями. Как и для температуры, в распределении солености отчетливо проявляются верхний квазиоднородный слой, формирование которого зависит прежде всего от ветрового перемешивания и осенне-зимней конвекции.

Верхний квазиоднородный слой применительно к распределению солености называется **изохалинным слоем (ИХС)**. Поскольку главные факторы формирования ИХС и ИТС особенно в холодный период года практически одни и те же, их нижние границы достаточно близки друг к другу. Однако зимой в областях интенсивного развития конвекции толщина ИХС несколько больше толщины ИТС. Но максимальные различия между ИХС и ИТС отмечаются весной и в начале лета, когда в результате радиационного притока тепла происходит резкое уменьшение толщины ИТС, в то время как толщина

ИХС остается еще практически неизменной. Вследствие этого в среднем за год толщина ИХС в умеренных и высоких широтах, как правило, превышает толщину ИТС.

Формирование стабильного *сезонного халоклина* начинается на один-два месяца позже формирования сезонного термоклина, причем он отмечается лишь в высоких широтах вследствие таяния морского льда и выпадения осадков. Другое отличие от сезонного термоклина состоит в том, что глубина залегания сезонного халоклина существенно выше и находится обычно в нескольких метрах от поверхности океана.

Изохалинный слой в большинстве районов океана непосредственно переходит в *главный халоклин*, отмечающийся круглый год. Он обычно совпадает с верхней частью постоянного термоклина и располагается в пределах 200–700 м. Хотя по сравнению с термоклином главный халоклин выражен слабее, тем не менее он оказывает заметное влияние на формирование и эволюцию водных масс и другие физические процессы. Ниже халоклина распределение солености почти постоянно.

Несмотря на консерватизм солености, ее стратификация в отличие от температурной стратификации оказывается более сложной и обладает ярко выраженной переслоенностью с рядом промежуточных экстремумов. Так, в поверхностной зоне отмечается *подповерхностный максимум* солености, который прослеживается на значительной части Мирового океана от субтропиков северного полушария до субтропиков южного. Его формирование в основном связано с деятельностью ВЗК, которая обуславливает значительное превышение осадков над испарением в экваториальной зоне. Распресненные воды выносятся отсюда в системах Северного и Южного Пассатных течений в тропические районы, а затем далее по направлению к полюсам. Вблизи экватора глубина залегания максимума солености составляет 50–100 м. В тропических районах она достигает 150 м, а местами (в Индийском океане и западной части Тихого) даже 200 м.

В промежуточной зоне особенно широкое распространение получили экстремум низкой солености, образующийся в субполярных широтах в результате опускания поверхностных вод, а также экстремум высокой солености, создающийся при выносе вод из Средиземного и Красного морей и, кроме того, из Персидского залива.

*Субантарктический промежуточный минимум солености* отмечается на огромной акватории – от антарктического океанического

фронта до 25° с.ш. в Атлантике, 15° с.ш. в Тихом океане и до 10° ю.ш. в Индийском океане. Формирование его в значительной степени обусловлено нисходящими движениями на антарктическом и субантарктическом фронтах, где изохалины почти вертикально располагаются от поверхности до глубины 600–800 м, а местами до 1000 м. Максимальная глубина его залегания приурочена к субтропическим антициклоническим системам циркуляции с преобладанием нисходящих движений, где она достигает 1200 м и ниже. Минимальная глубина залегания относится к антарктическому (полярному) фронту, где она поднимается до 600 м.

*Субарктический промежуточный минимум солености* получил распространение только в северной части Тихого океана. Его образование также связано с нисходящими движениями, развивающимися на субарктическом фронте и особенно к югу от него в зоне 45–35° с.ш. Теплые и высокосоленные воды Куроисио и Северо-Тихоокеанского течения здесь охлаждаются и опускаются до глубины 400–600 м. Данный минимум солености прослеживается до 10–15° с.ш.

*Средиземноморский промежуточный максимум солености* играет заметную роль не только в стратификации вод Северной Атлантики, но и в процессах, формирующих промежуточные и особенно глубинные воды. В результате значительного отрицательного пресноводного баланса Средиземного моря происходит сильное осолонение его вод (от 37–38 ‰ на западе, до 39 ‰ и выше на востоке). В Гибралтарском проливе менее соленые поверхностные воды из океана входят в море, компенсируя в последнем превышение испарения над осадками. В нижних слоях пролива средиземноморские воды выносятся в океан, веерообразно распространяясь и активно смешиваясь с атлантическими водами. В процессе трансформации они охлаждаются и опускаются. Создаваемый ими экстремум отмечается на глубине 1000–1200 м при солености от 36 до 35 ‰.

*Красноморско-персидский максимум солености* является аналогом средиземноморского. Он создается в основном водами, выносимыми из Красного моря, соленость которых очень высока (от 37 ‰ на юге до 41 ‰ на севере). Уже в Аденском заливе она понижается до 36–35.7 ‰. Красноморские воды распространяются также веерообразно по выходе в океан на глубине 600–800 м. На восток высокая соленость (35–35.2 ‰) прослеживается до берегов Индостана, на юг – до 5° ю.ш., а на юго-запад – вплоть до Мозамбикского пролива.

Глубинный максимум солености проявляется только в северо-восточной части Атлантического океана, где благодаря интенсивному охлаждению теплых и соленых вод, приносимых Северо-Атлантическим течением, плотностная конвекция распространяется почти на всю толщу океана. Глубинный экстремум прослеживается от 60 до 45° с.ш. Между 45 и 25° с.ш. он размывается нисходящими движениями в субтропической антициклонической системе и возникает снова в полосе 25–20° с.ш. на глубине 1200–1500 м. К экватору экстремум опускается до 2000 м при солености около 35 ‰, а в южных субтропиках он еще ниже (3000–3500 м). В Антарктике глубина залегания экстремума солености постепенно повышается в направлении материка за счет преобладания подъема вод в циклонических системах. Вблизи субантарктического фронта он поднимается до глубины 3000–2500 м, а в зоне антарктической дивергенции – до 1000–800 м. Глубинные североатлантические воды уносятся АЦТ на восток, попадая в южные части Индийского и Тихого океанов.

Поскольку вертикальное распределение солености достаточно сложное, то при его классификации по условиям стратификации выделяют 11 типов (табл. 6.3), ареолы распространения которых по акватории Мирового океана представлены на рис 6.4.

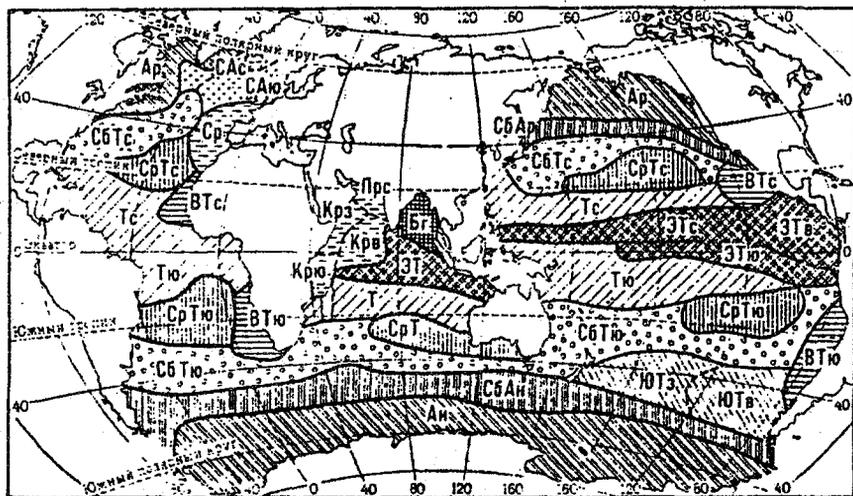


Рис. 6.4. Районирование Мирового океана по характеру вертикального распределения солености (обозначения в тексте) По В.Н. Степанову.

*Экваториально-тропический тип* (ЭТ) характеризуется пониженными значениями солености поверхностных вод из-за превышения осадков над испарением, подповерхностным максимумом на глубине 100–150 м, слабым халоклином и почти равномерным распределением солености ниже 500 м. Отсутствует в Атлантическом океане. Имеет три подтипа: ЭТс, ЭТю, ЭТв, которые отмечаются только в Тихом океане.

*Бенгальский тип* (Бг) во многом является аналогом ЭТ, однако у него нет подповерхностного максимума, а соленость промежуточных вод, наоборот, повышена.

*Тропический тип* (Т) занимает обширные акватории Мирового океана.

При повышенной солености поверхностного слоя он обладает резко выраженным подповерхностным максимумом и промежуточным минимумом.

*Срединнотропический* (СрТ) располагается в центральных частях океанов в области максимального превышения испарения над осадками. Поэтому он имеет самую высокую соленость в поверхностном слое, ее равномерное снижение до глубины 800–1000 м и медленное повышение солености ниже 1000 м.

*Восточнотропический тип* (ВТ) отличается от основного тропического типа более равномерным распределением солености в верхнем 500-метровом слое, обусловленным интенсивными восходящими движениями вод.

*Присредиземноморский тип* (Пр) образуется за счет выноса в океан высокосоленых и относительно теплых вод из Средиземного и Красного морей, а также из Персидского залива. Он характеризуется отчетливо выраженным промежуточным максимумом солености. Разделяется на несколько подтипов по региональным особенностям: персидский (Прс), западный красноморский (Крз), восточный красноморский (Крв), южный красноморский (Крю) и Средиземноморский (Ср).

*Субтропический тип* (СбТ) имеет однородное распределение солености в верхнем 200-метровом слое и отчетливый халоклин до глубины 1000 м.

*Североатлантический тип* (СА) формируется под воздействием выноса Северо-Атлантическим течением теплых и осолоненных субтропических вод. Он характеризуется высокой соленостью поверхностных и промежуточных вод при общей слабой стратификации и отсутствии термохалинных экстремумов.

Таблица 6.3

Средние значения солености по типам стратификации, ‰/‰

Глубина, м	ЭТ	Бг	Т	СрТ	ВТ	Пр	СБТ	СА	ЮТ	СБ П	П
0	34.42	32.83	35.16	36.10	34.94	35.80	35.23	35.04	34.28	33.94	33.48
50	34.73	33.87	35.40	36.05	34.92	35.84	35.27	35.14	34.29	33.96	33.74
100	34.93	34.62	35.57	35.94	34.82	35.78	35.27	35.19	34.32	34.02	33.96
150	34.89	34.87	35.56	35.75	34.77	35.70	35.22	35.19	34.35	34.09	34.17
200	34.79	34.95	35.43	35.54	34.76	35.64	35.16	35.19	34.37	34.14	34.31
300	34.78	34.99	35.08	35.16	34.74	35.54	35.02	35.17	34.37	34.21	34.44
400	34.72	35.01	34.86	34.93	34.67	35.46	34.87	35.14	34.37	34.27	34.50
500	34.68	35.00	34.72	34.76	34.59	35.42	34.74	35.12	34.35	34.31	34.54
600	34.64	35.00	34.64	34.65	34.54	35.39	34.63	35.09	34.33	34.36	34.58
800	34.67	34.95	34.58	34.56	34.51	35.39	34.51	35.06	34.31	34.45	34.62
1000	34.62	34.92	34.61	34.56	34.55	35.38	34.48	35.03	34.33	34.52	34.64
1500	34.65	34.84	34.72	34.71	34.69	35.13	34.61	34.96	34.50	34.64	34.68
2000	34.66	34.79	34.75	34.77	34.75	34.94	34.70	34.94	34.63	34.71	34.69
3000	34.68	34.76	34.76	34.78	34.77	34.86	34.75	34.94	34.69	34.71	34.70
4000	34.70	34.72	34.76	34.77	34.77	34.82	34.74	34.91	34.70	34.70	34.69
5000	34.71	—	34.76	34.81	34.79	34.80	34.75	—	34.68	34.68	34.70

*Южнотихоокеанский тип* (ЮТ) является аналогом СА, однако его соленость заметно меньше. Другое важное отличие состоит в том, что конвективное перемешивание в холодный период распространяется до промежуточного максимума.

*Субполярный тип* (СБП) имеет относительно слабую стратификацию со значительным опреснением поверхностных и промежуточных вод, создающих повышенные вертикальные градиенты в верхнем слое. Глубинным водам свойственна изохалинность.

*Полярный тип* (П) характеризуется очень низкой соленостью поверхностных и верхних промежуточных вод и почти монотонным ее повышением до глубины 1000–1500 м, ниже которых она практически постоянна. Выделяют два подтипа: антарктический (Ан) и арктический (Ар).

### 6.2.3. Плотность воды

Как уже отмечалось, вследствие нелинейной зависимости плотности от температуры и солености возникает ряд эффектов (например, уплотнение), происходящих при смешении различных водных масс. Однако при крупномасштабном и особенно климатическом анализе этой нелинейностью для открытых областей океана можно пренебречь. Поэтому в первом приближении вертикальное распределение плотности является результатом суперпозиции вер-

тикальных профилей температуры и солёности. Естественно, что преобладающий вклад в формирование поля плотности вносит температура. Исключение составляют высокие широты, где присутствуют морские льды, а годовой приток солнечной радиации невелик, и, кроме того, локальные районы с резким перепадом солёности, обусловленным, например, смешением речных и морских вод.

Верхний квазиоднородный слой по плотности получил название **изопикнического слоя** (ИПС). Его толщина обычно принимает минимальное из значений толщины ИТС и ИХС. Поэтому в среднем за год толщина ИПС может оказаться меньше соответствующих толщин ИТС и ИХС.

Изопикнический слой переходит в *слой скачка, или сезонный пикноклин*, формирование которого связано с радиационным нагреванием поверхностных слоев воды в весенне-летний период. Его основные закономерности практически совпадают с сезонным термоклином для большей части Мирового океана, однако интенсивность может варьировать в зависимости от локальных особенностей в распределении солёности. Если какие-либо физические процессы (например, адвекция течениями высокосолёных масс воды) приводят к возрастанию солёности с глубиной в слое термоклина, то происходит увеличение вертикальных градиентов плотности и, следовательно, усиление сезонного пикноклина. В противоположном случае, когда солёность с глубиной уменьшается, сезонный пикноклин ослабевает.

По-иному обстоит дело в полярных районах, где сезонный термоклин отсутствует и образование сезонного пикноклина обусловлено формирующимся здесь под действием таяния морских льдов и выпадения осадков сезонным халоклином. Кроме того, очень устойчивый пикноклин образуется в областях смешения речных и морских вод. В отдельных случаях этот пикноклин затрудняет не только вертикальное перемешивание, но и плавание винтовых судов.

Примерно таким же образом происходит формирование *глубинного постоянного пикноклина*, который в общих чертах совпадает с главным термоклином. Роль солёности сводится либо к усилению постоянного пикноклина при возрастании солёности с глубиной, либо к его ослаблению при уменьшении солёности.

В табл. 6.4 приводится вертикальное распределение условной плотности для северной и южной частей Атлантического и Тихого океанов, которое может служить показателем направленности во-

дообмена через экватор. Как видно из этой таблицы, средняя плотность воды в северной части Атлантического океана до глубины 1000 м оказывается ниже плотности воды в южной части, а на глубинах более 1000 м – наоборот.

Таблица 6.4

**Вертикальное распределение условной плотности различных слоев воды северной и южной частей океанов**

Слой, м	Атлантический океан		Тихий океан	
	северная часть	южная часть	северная часть	южная часть
0–150	26.06	26.45	24.66	25.88
150–500	27.05	27.16	26.49	26.85
500–1000	27.46	27.48	27.08	27.28
1000–2000	27.77	27.71	27.47	27.55
2000–3000	27.85	27.83	27.68	27.74
3000–4000	27.87	27.86	27.74	27.80
4000–5000	27.88	27.86	27.78	27.82

В результате должен происходить перенос воды через экватор с юга на север в верхних слоях океана и с севера на юг - в глубинных, ниже 1000 м. В южной части Тихого океана плотность воды всех слоев больше плотности воды в его северной части. Поэтому перенос воды через экватор осуществляется во всех слоях из южного полушария в северное.

**6.3. Понятие о водных массах. Выделение водных масс на основе  $T, S$ -анализа**

Зональная изменчивость природных условий, особенности распределения солнечной энергии, тепло- и влагообмена, наличие макроциркуляционных систем с их своеобразием горизонтальных и вертикальных движений обуславливают формирование водных масс с определенным комплексом квазистационарных характеристик.

По определению А.Д. Добровольского, под **водной массой** следует понимать некоторый сравнительно большой объем воды, формирующийся в определенном районе Мирового океана, обладающий в течение длительного времени почти постоянным и непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик, составляющий единый комплекс и распространяющийся как единое целое.

Таким образом, квазипостоянство этих характеристик в пространстве и времени есть основная отличительная черта водных масс. Следует также иметь в виду, что водная масса отражает физико-географические черты района формирования, в котором она получила свои характерные свойства, а также пути распространения. На границах между водными массами формируются *фронтальные зоны*, в которых обостряются градиенты характеристик при переходе из одной водной массы в другую. В случае особенно резких градиентов граница между водными массами может иметь вид поверхности раздела, или *фронтальной поверхности*.

Поскольку существуют трудности определения многих химических и биологических характеристик, до настоящего времени очень сложно судить о том, какие характеристики являются более важными, а какие – менее важными с точки зрения идентификации водной массы. Это существенно затрудняет их однозначное выделение. Поэтому обычно для выделения водных масс используются данные только о температуре и солености, хотя этих данных не всегда оказывается достаточно для надежной идентификации.

С помощью  $T,S$ -диаграммы могут быть представлены следующие графические образы: прямая смешения, изображающая смешение двух водных масс; треугольник смешения, необходимый для анализа перемешивания трех водных масс; а также произвольная  $T,S$ -кривая (кривая смешения), возникновение которой связано с процессами неполного смешения вод.

Рассмотрим две однородные водные массы  $A$  и  $B$ , температура и соленость которых равны соответственно  $T_1, S_1$  и  $T_2, S_2$ . На  $T,S$ -диаграмме эти водные массы будут определяться точками  $A$  и  $B$  (рис. 6.5), называемыми в  $T,S$ -координатах *термохалинными индексами*.

При условии полного смешения водных масс температура и соленость смеси будут определяться следующими формулами:

$$T = T_1 m_1 + T_2 m_2, \quad (6.1)$$

$$S = S_1 m_1 + S_2 m_2, \quad (6.2)$$

где  $m_1$  и  $m_2$  – пропорции (массы) первой и второй водных масс, участвующих в смешении. В этих уравнениях пропорции выражены в долях единицы, т.е.  $m_1 + m_2 = 1$ .

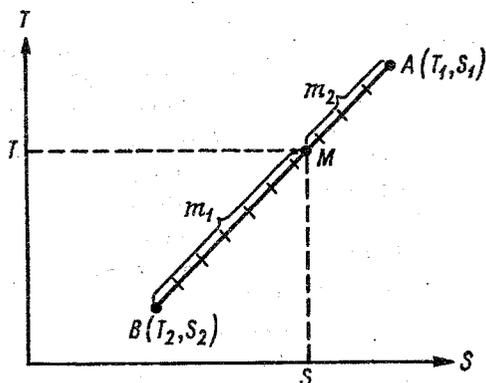


Рис. 6.5. Прямая смешения двух водных масс.

Обратимся теперь к случаю смешения трех однородных водных масс  $A$ ,  $B$  и  $M$ , имеющих температуры и солёности  $T_1, S_1; T_2, S_2$ ; и  $T_3, S_3$  соответственно. На  $T, S$ -диаграмме (рис. 6.6) индексы этих

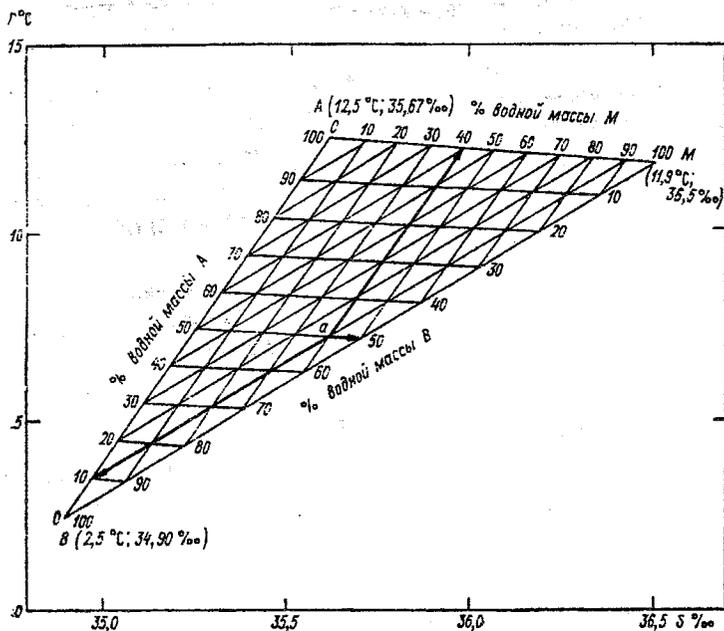


Рис. 6.6. Треугольник смешения водных масс.

трех водных масс, если они не лежат на одной прямой, образуют треугольник смешения. Продукт полного смешения этих трех водных масс будет иметь температуру и соленость, также определяемые формулами смешения:

$$\begin{aligned} T_1 m_1 + T_2 m_2 + T_3 m_3 &= T, \\ S_1 m_1 + S_2 m_2 + S_3 m_3 &= S, \end{aligned} \quad (6.3)$$

где  $m_1$ ,  $m_2$  и  $m_3$  – пропорции трех водных масс, участвующих в смешении, причем  $m_1 + m_2 + m_3 = 1$ .

Результат полного смешения трех водных масс будет изображаться точкой с координатами  $(T, S)$ , лежащей внутри треугольника смешения. Для удобства определения соотношения каждой из смешивающихся масс надо разбить стороны треугольника смешения на десять частей и точки деления соединить прямыми, параллельными каждой из сторон треугольника. Применение полученной сетки для определения содержания (в процентах) каждой водной массы наглядно видно из рис. 6.6. Например, в точке  $a$  имеем 10 % водной массы  $A$ , 50 % водной массы  $B$  и 40 % водной массы  $M$ . Для определения трех неизвестных  $m_1$ ,  $m_2$  и  $m_3$  достаточно решить систему

$$\begin{aligned} T_1 m_1 + T_2 m_2 + T_3 m_3 &= T, \\ S_1 m_1 + S_2 m_2 + S_3 m_3 &= S, \\ m_1 + m_2 + m_3 &= 1. \end{aligned} \quad (6.4)$$

Из уравнений (6.1), (6.2) нетрудно определить значения  $T$  и  $S$ , соответствующие любой точке смеси  $M$ , по данным о водных массах  $A$  и  $B$ . Заметим, что значения температуры и солености в точке  $M$  связаны между собой однозначной зависимостью

$$T = \frac{(S_2 T_1 - S_1 T_2)}{(S_2 - S_1)} + \frac{S(T_2 - T_1)}{(S_2 - S_1)}.$$

Одновременно часто возникает задача определения долевого (процентного) состава каждой из вод смеси по известным значениям термохалинных индексов. С этой целью достаточно решить систему двух линейных уравнений

$$\begin{aligned} T_1 m_1 + T_2 m_2 &= T, \\ m_1 + m_2 &= 1. \end{aligned} \tag{6.5}$$

Из (6.5) получаем

$$m_1 = \frac{(T - T_2)}{(T_1 - T_2)}, \quad m_2 = \frac{(T_1 - T)}{(T_1 - T_2)}.$$

Рассмотрим конкретный пример. Пусть в некотором районе на поверхности океана имеем водную массу *A* (20 °С, 35 ‰), а на глубине 100 м водную массу *B* (16 °С, 34 ‰). Требуется определить характеристики водной массы в точке *M* на глубине 40 м. Если принять точки *A* и *B* за центры водных масс, то нетрудно увидеть, что в точке *M* смешаны 60 % массы *A* и 40 % массы *B*. Подставляя эти значения в формулы (6.1) и (6.2), найдем, что в точке *M* температура воды равна 18.4 °С, а соленость составляет 34.5 ‰.

Аналогичным образом определяются характеристики и в случае смешения трех водных масс.

Следует иметь в виду, что в реальных условиях обычно полного смешения водных масс не наблюдается. Это связано с тем, что помимо процесса перемешивания, стремящегося выравнять температуру и соленость, в океане происходят процессы, поддерживающие их начальные значения, т.е. процессы созидания водных масс. К числу последних прежде всего относятся процессы тепло- и влагообмена с атмосферой, адвекция и некоторые другие.

В результате вместо треугольника смешения имеем некоторую *T,S*-кривую, которая может иметь достаточно сложный вид, если в каком-либо районе океана по вертикали содержится значительное число различных водных масс. *T,S*-кривая строится следующим образом. Данные о вертикальном распределении температуры и солености на какой-либо океанологической станции наносятся на *T,S*-диаграмму. Подписывая у термохалинных индексов значения глубин соответствующих горизонтов и соединяя эти точки плавной кривой, получаем *T,S*-кривую (рис. 6.7).

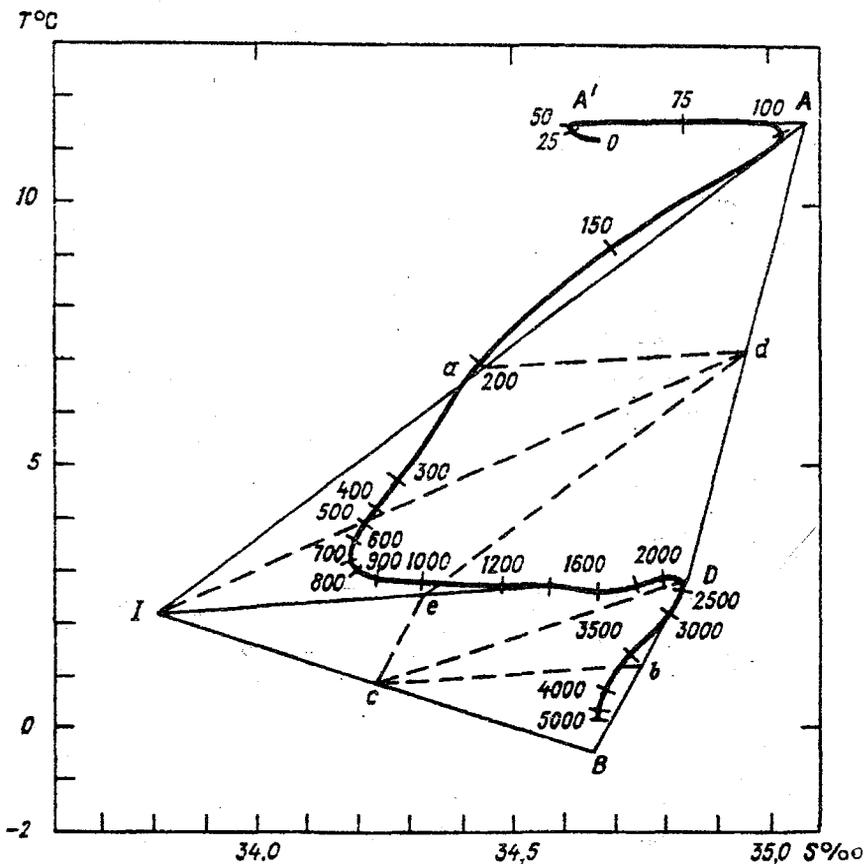


Рис. 6.7.  $T, S$ -анализ водных масс на гидрологической станции  
( $\varphi = 41^\circ 21'$  ю.ш.,  $\lambda = 52^\circ 47'$  з.д.). По О.И. Мамаеву.

Правила анализа водных масс по  $T, S$ -кривым были сформулированы в 1944 г. В.Б. Штокманом и заключаются в следующем.

1. Границей между двумя водными массами следует считать глубину, на которой содержание (в %), определяемое по прямой смешения или треугольнику 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 индексы двух смешивающихся водных масс лежат на концах кривой и соответствуют поверхностной и глубинной водным массам.

3. Если  $T,S$ -кривая состоит из двух прямых участков и более, сопряженных между собой, то имеются три водные массы и более. Число водных масс равно числу экстремумов кривой плюс два.

4. Определение  $T,S$ -индексов производится путем проведения касательных к выпрямленным участкам  $T,S$ -кривых. В этом случае пересечение касательных в области экстремума указывает на  $T,S$ -индекс промежуточной водной массы. Концы ветвей  $T,S$ -кривой соответствуют приповерхностной и придонной водным массам.

5. Для определения границ и содержания (в %) водных масс на различных глубинах на  $T,S$ -индексах, как на вершинах, строятся треугольники смещения.

6. Главная медиана треугольника смещения ( $Id$  и  $Dc$  на рис. 6.7), проведенная из той его вершины, которая соответствует промежуточной водной массе, к середине противоположной стороны (называемой основанием треугольника смещения), пересекает  $T,S$ -кривую в той точке, в которой глубина  $z$  характеризует положение ядра промежуточной водной массы.

7. Побочные медианы треугольника смещения ( $ad$  и  $ae$ ,  $ec$  и  $bc$  на рис. 6.7), проведенные из середины основания треугольника смещения к двум другим сторонам, пересекают  $T,S$ -кривую в тех ее точках, в которых глубина  $z$  соответствует границам промежуточной водной массы. Часть  $T,S$ -кривой, заключенная между побочными медианами треугольника смещения, соответствует промежуточной водной массе.

Рассмотрим использование указанных правил применительно к анализу водных масс на гидрологической станции с координатами  $41^{\circ} 27'$  ю.ш. и  $52^{\circ} 47'$  з.д. (см. рис. 6.7).  $T,S$ -кривая характеризуется наличием трех экстремумов (на глубинах около 100, 700 и 2500 м) и двух ветвей – поверхностной (от 0 до 100 м) и глубинной (от 2500 до 5000 м). Следовательно, на данной станции можно предполагать существование пяти водных масс. К ним относятся: 1) водная масса, характеризующая концом  $T,S$ -кривой (точка  $A$ ) и представляющая поверхностную водную массу, которая занимает слой от 0 до 75–100 м; 2) водная масса  $A$ , характеризующая максимумом солёности; это южноатлантическая центральная водная масса, находящаяся в слое примерно 100–200 м; 3) водная масса  $I$ , характеризующая минимумом солёности; это антарктическая промежуточная водная масса, образующаяся в области антарктической конвергенции и находящаяся в слое 200–1000 м; 4) водная масса  $D$  – южноатлантическая глубинная

масса, лежащая в слое примерно 1000–3500 м; 5) антарктическая придонная водная масса *B*, наблюдаемая в Южной Атлантике и образующаяся главным образом в море Уэдделла.

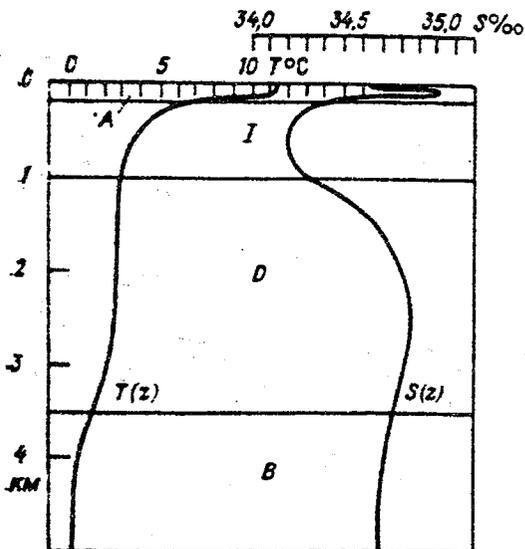


Рис. 6.8. Кривые вертикального распределения температуры и солёности, положение водных масс на гидрологической станции ( $\varphi = 41^{\circ} 21'$  ю.ш.,  $\lambda = 52^{\circ} 47'$  з.д.). По О.И. Мамаеву

На рис. 6.8 представлено вертикальное распределение температуры и солёности на данной станции, а также указаны границы водных масс. Определив границы между водными массами для ряда станций, мы можем нанести распределение водных масс на карты и таким образом определить пространственные ареалы водных масс. Несмотря на целый ряд недостатков,  $T, S$ -анализ до настоящего времени является наиболее широко используемым методом выделения водных масс.

#### 6.4. Основные водные массы Мирового океана

В настоящее время существует несколько классификаций водных масс. Наиболее известными являются классификации Дефанта, Свердруп, Мамаева, Степанова и др., отличающиеся между собой как методологическими основами их выделения, так и полученными результатами. Наиболее детальная классификация принадлежит В.Н. Степанову, который для выделения водных масс использовал термохалинные экстремумы вертикального распределения вод. При этом водные массы он рассматривал отдельно по структурным зонам.



турным зонам, ибо в действительности они не имеют таких жестких границ. В качестве примера обратимся к классической схеме распределения водных масс на меридиональном разрезе через Атлантический океан от Исландии до Антарктиды (рис. 6.10). Эта схема была

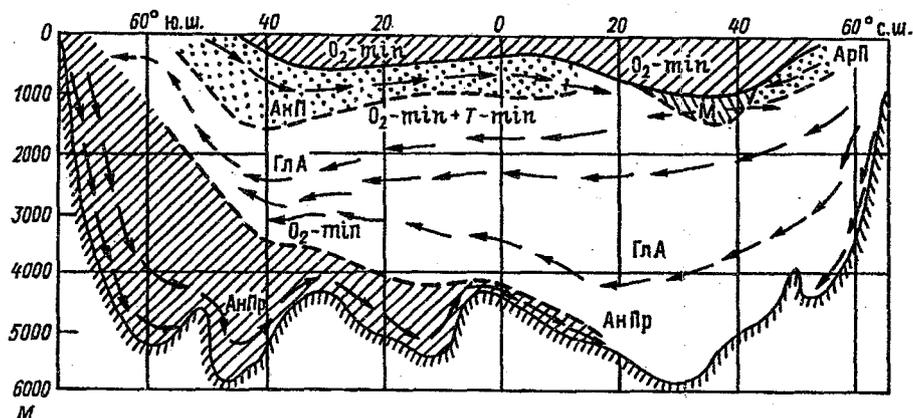


Рис. 6.10. Распределение водных масс на меридиональном разрезе через Атлантический океан. По Вюсту.

составлена Вюстом в 1935 г. и основана на историческом рейсе научно-исследовательского судна «Метеор» в 1925–1927 гг. Вюст выделил в океане тропосферные (поверхностные и промежуточные) и стратосферные (глубинные и придонные) водные массы. К тропосферным относится центральная водная масса, которая состоит из теплой соленой воды и в Северной Атлантике находится в Саргасовом море. Ниже этой водной массы отмечается небольшая прослойка средиземноморских вод.

В стратосфере Вюст выделил четыре основные водные массы. Это североатлантическая глубинная вода (водная масса), которая образуется в Норвежском и Гренландском морях в результате осенне-зимней конвекции. Опускаясь, она занимает практически все глубинные слои и медленно движется на юг к Южному полюсу. Вблизи Антарктиды она поднимается к поверхности. Весь путь от Арктики до Антарктиды занимает около 700 лет. Это антарктическая промежуточная вода, которая формируется около 50° ю.ш. при смешении центральной водной массы и распресненных антарктических поверхностных вод. После смешения новая водная масса опускается и начинает распространяться на север, пересекая экватор. Это антарктическая

Таблица 6.5

**Основные водные массы Мирового океана и их термохалинные индексы. По О.И. Мамаеву**

Водная масса	Океан		
	Атлантический	Индийский	Тихий
Тропосферная (поверхностная)	Субтропическая Северной Атлантики (20 °С; 36,5 ‰) Субтропическая Южной Атлантики (18 °С; 35,9 ‰)	Бенгальская (25 °С; 33,8 ‰) Экваториальная (25 °С; 35,3 ‰) Моря Тимор (20 °С; 34,5 ‰) Субтропическая южной части океана (16 °С; 35,6 ‰)	Субтропическая западной части Сев. Пасифики (20 °С; 34,8 ‰) Субтропическая восточной части Сев. Пасифики (20 °С; 35,2 ‰) Экваториальная и субтропическая Южной Пасифики (25 °С; 36,2 ‰ и 20 °С; 35,7 ‰)
Тропосферная (промежуточная)	Субарктическая (2 °С; 34,9 ‰) Средиземноморская (11,9 °С; 36,5 ‰) Антарктическая (2,2 °С; 33,8 ‰)	Красноморская (23 °С; 40,0 ‰) Моря Тимор (13 °С; 34,6 ‰) Антарктическая (5,2 °С; 34,3 ‰)	Субарктическая (5 °С; 33,8 ‰) Субарктическая восточной части Южной Пасифики (11,5 °С; 33,9 ‰) Антарктическая (5 °С; 34,1 ‰)
Стратосферная (глубинная и придонная)	Глубинная и придонная Северной Атлантики (2,5 °С; 34,9 ‰) Глубинная Южной Атлантики (4 °С; 35 ‰) Придонная антарктическая (-0,4 °С; 34,66 ‰)	Глубинная и придонная антарктическая (0,6 °С; 34,7 ‰)	Глубинная и придонная (1,3 °С; 34,7 ‰)
<i>Примечание.</i> Водные массы, не имеющие стабильного термохалинного индекса, в таблице не указаны			

циркумполярная вода (АЦПВ), которая движется вокруг Антарктиды в виде Антарктического циркумполярного течения и благодаря которой все океаны оказываются связанными между собой. Наконец, это антарктическая донная вода, механизм формирования которой будет рассмотрен ниже.

Разумеется, схема Вюста является достаточно грубой и не учитывает многие региональные особенности образования водных масс, но в целом она качественно верно отражает их распределение и движение в вертикальной плоскости Атлантического океана. В дальнейшем деление океана на тропосферные и стратосферные воды было поддержано О.И. Мамаевым, который на основе классического  $T, S$ -анализа выделил основные водные массы Мирового океана (табл. 6.5). К ним относятся субарктические поверхностные воды северной части Атлантики и Тихого океана, а также антарктические поверхностные и промежуточные воды, отличающиеся повышенной термохалинной сложностью.

Из анализа данных табл. 6.5 видно, что даже идентичные водные массы при переходе из одного океана в другой могут заметно изменять свои термохалинные характеристики. Например, антарктическая промежуточная вода в Атлантическом океане имеет температуру  $2.2^{\circ}\text{C}$ , а в Индийском и Тихом океанах соответственно  $5.2$  и  $5.0^{\circ}\text{C}$ . Кроме того, в каждом океане есть водные массы, не встречающиеся в других океанах (средиземноморская в Атлантическом океане, тиморская в Индийском океане и др.) и обусловленные региональными различиями в гидрологическом режиме.

Довольно отчетливо различия между океанами проявляются в осредненных  $T, S$ -кривых (рис. 6.11). Нетрудно видеть, что в Атлантическом океане практически на всех горизонтах соленость выше, а в Тихом океане ниже. Менее выражены различия между океанами в вертикальном распределении температуры. Наиболее заметны они лишь в верхнем квазиоднородном слое, где температура в Тихом океане несколько выше по сравнению с температурой воды в других океанах.

Итак, распределение водных масс океана весьма четко отражает вертикальную и горизонтальную зональность как одну из основных географических закономерностей природы Земли. Однако, в отличие

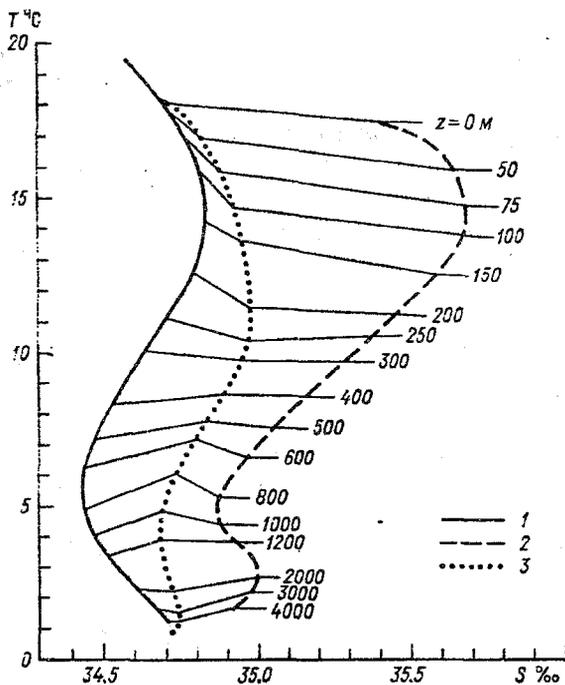


Рис. 6.11. Осредненные  $T, S$ -кривые по акваториям различных океанов.  
1 – Тихий, 2 – Атлантический, 3 – Индийский.

от вертикальной поясности суши, проявляющейся только в горных районах, вертикальная зональность океана выражена практически всюду и, следовательно, носит глобальный характер.

### 6.5. О механизмах формирования и эволюции водных масс

Из анализа распределения водных масс следует, что основными факторами их формирования являются процессы крупномасштабного тепло- и влагообмена через поверхность океана, горизонтальная и вертикальная циркуляции вод, процессы осенне-зимней конвекции в высоких широтах и средиземных бассейнах. Именно сочетание и особенности проявления указанных факторов приводят в конечном счете к формированию больших масс воды с квазистационарными характеристиками. Однако «зарождение» большинства водных масс осуществляется при тепло- и влагообмене, т.е. при непосредственном контакте с атмосферой. В результате своеобразие и наиболее характерные свойства водные массы приобретают прежде всего в

районе их формирования на поверхности океана. Затем происходит трансформация (эволюция) водных масс при горизонтальных и вертикальных движениях.

Естественно, что большинство промежуточных, глубинных и придонных водных масс формируется из поверхностных. При этом опускание поверхностных вод происходит главным образом за счет тех вертикальных перемещений, которые вызываются их горизонтальным обращением. 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 градиенты. Границами различных типов водных масс обычно служат слои, разделяющие структурные зоны.

К числу наиболее интересных явлений, протекающих в океане, несомненно относится формирование придонных вод, основная масса которых образуется в шельфовых зонах морей Уэдделла и Росса и в северных частях Норвежского и Гренландского морей. Наиболее интенсивно их образование происходит, очевидно, в море Уэдделла, причем данный процесс является постепенным и многостадийным и состоит из ряда последовательных смешений различных водных масс.

Прежде всего формируется западная шельфовая вода ( $T = -1.91^\circ\text{C}$ ,  $S = 34.56\text{--}34.84 \text{‰}$ ) в результате интенсивного охлаждения и осолонения при турбулентном теплообмене, испарении и ледообразовании. Вследствие циклонической циркуляции вод в море Уэдделла в данный район вторгается язык модифицированной глубинной массы ( $T = -0.70^\circ\text{C}$ ,  $S = 34.65 \text{‰}$ ). При смешении этих масс в слое 280–340 м образуется донная вода моря Уэдделла ( $T = -0.90^\circ\text{C}$ ,  $S = 34.655 \text{‰}$ ). Оказываясь наиболее плотной, эта вода стекает по материковому склону, вовлекаясь в циркуляцию, и движется по часовой стрелке вдоль склона, постепенно смешиваясь с теплой глубинной водой и образуя новую водную массу с температурой от  $-0.3$  до  $-0.4^\circ\text{C}$  и соленостью  $34.66 \text{‰}$ , которая и получила название антарктической донной воды (АДВ).

Особенностью формирования АДВ является то, что этот процесс осуществляется не только в холодный период года, но и летом. Приближенная оценка процентного соотношения первичных масс, приводящих к образованию АДВ, показала, что в процессе смешения участвует 12.5 % поверхностной воды, 25 % западной шельфовой воды и 62.5 % глубинной теплой воды. При этом скорость формиро-

вания донных вод составляет примерно 5 Св, или  $160\ 000\ \text{км}^3/\text{год}$ . Результатом интенсивного конвективного перемешивания является существование в море Уэдделла стационарной гигантской полыньи, достигающей площади 500 тыс.  $\text{км}^2$ .



Рис. 6.12. Распространение антарктической донной воды по Атлантическому океану.

После выхода из моря Уэдделла АДВ распространяется в Атлантическом океане преимущественно вдоль системы Срединно-Атлантического хребта, пересекая экватор и достигая примерно 40° с.ш. (рис. 6.12), а частично, вовлекаясь АЦТ в зональный поток, переносится в Индийский и Тихий океаны.

Другим своеобразным механизмом формирования водных масс является глубинный поток высокосоленых вод из Средиземного и Красного морей в Атлантический и Индийский океаны. В результате интенсивного испарения с поверхности этих морей зимой и, как следствие, мощного конвективного перемешивания образуются огромные массы относительно теплых (более 13 °С в Средиземном и более 21 °С в Красном море) и высокосоленых (около 39 и более 41 ‰ соответственно) глубинных вод. Глубинная средиземноморская вода перетекает в придонном слое через Гибралтарский пролив (рис. 6.13) и поскольку оказывается значительно плотнее окружающих атлантических вод, то движется вниз вдоль шельфа и материкового склона океана, пока не достигнет глубины 1000–1500 м. На этих глубинах плотность средиземноморских и атлантических вод становится равной. Поэтому средиземноморская вода начинает изопикнически распространяться в горизонтальном направлении в виде интрузионной прослойки. Существенное отличие данной водной массы от других (например, АДВ) состоит в том, что передача свойств от источника интрузии к ее периферии осуществляется с помощью разномасштабных процессов перемешивания.

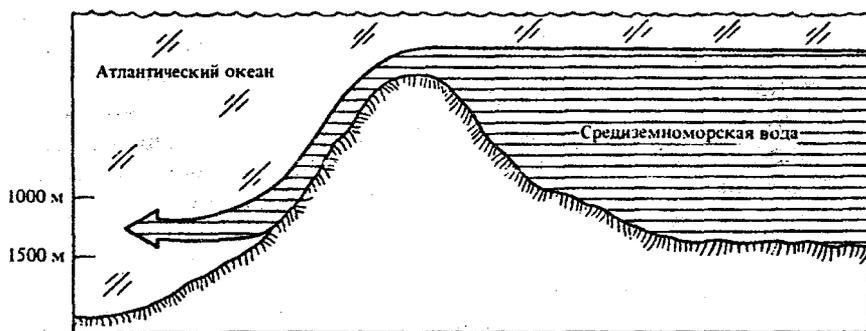


Рис. 6.13. Поток средиземноморской воды в Северную Атлантику.

Аналогичным образом идет формирование промежуточной красноморской водной массы в Индийском океане. Высокосоленые красноморские воды перетекают в придонном слое через Баб-эль-

Мандебский пролив в Аденский залив и там, смешиваясь с близкими по термохалинным характеристикам водами Аравийского моря, распространяются далее на значительной части Индийского океана.

Итак, можно сделать вывод о существовании принципиальных отличий в формировании водных масс. Большинство из них, как уже отмечалось, образуется в климатически однородных зонах океана при непосредственном контакте с атмосферой. Кроме того, эти водные массы занимают огромные пространства, однако движения их, как единого целого, не происходит. В то же время в пределах собственно водной массы вода находится в постоянном движении и вовлечена в разнообразные процессы обмена и перемешивания. Такие водные массы называются основными, или первичными.

*Вторичные водные массы* представляют результат смешения основных водных масс и вод, внесенных в океан из окраинных и средиземных морей, причем их «материнским» ядром служит интрузионная прослойка.

Заметим, что в некоторых случаях выделяют частные (локальные) водные массы, к которым относят ядра изолированных вихревых образований, распространяющихся в поверхностных или промежуточных водах, а также мезо- и мелкомасштабные интрузии (например, фронтальные интрузии) отделяющихся от материнских водных масс и перемещающихся в толще инородных вод. Принципиальное отличие частных водных масс состоит в том, что их движение представляет единое целое и может не совпадать с движением материнской массы.

Наиболее точными показателями водной массы являются физические, химические и другие характеристики в ее «ядре», т.е. в районе формирования. От ядра к внешним границам характеристики водной массы обычно не остаются постоянными, а претерпевают изменения в некоторых пределах. Эти изменения, т.е. трансформация водной массы, осуществляются под влиянием следующих факторов: перемещение массы из одной климатической зоны в другую, изменения внешних условий в районе ее расположения и смешения с соседними водными массами.

Первый фактор носит название *зональной трансформации*, так как он связан с действием меридиональных океанских течений. Второй фактор представляет *сезонную трансформацию*, связанную с годовым ходом гидрометеорологических процессов в месте нахождения водной массы. При этом могут возникать ее модификации (зим-

няя и летняя разновидности водной массы). Третий фактор называется *трансформацией смешения*, которая может идти постепенно, если между водными массами нет четкой границы. Это свойственно прежде всего водам глубинной и придонной структурных вод. Однако трансформация смешения может осуществляться весьма резко, что касается, прежде всего, фронтальных зон океана, характеризующихся наличием обостренных пространственных градиентов основных физических и химических характеристик по сравнению с их фоновыми значениями. Внутри фронтальных зон выделяют *фронты*, представляющие собой, как правило, наклонные поверхности с максимальными градиентами различных характеристик. Стационарные (климатические) фронтальные зоны и собственно фронты служат естественной границей основных водных масс Мирового океана.

В открытом океане можно выделить пять типов фронтов: экваториальный, субэкваториальный, тропический, субполярный и полярный. Общее их число в Атлантическом океане достигает восьми, в Тихом – семи (нет арктического), в Индийском – пяти (в северной части океана есть только экваториальный и субэкваториальный фронты), в Северном Ледовитом только арктический. Для фронтов и фронтальных зон характерна высокая динамичность протекающих в них процессов. Особенно велика динамичность субполярных фронтов, связанная со взаимодействием вод низких и высоких широт, имеющих наибольшие различия физико-химических характеристик. Наименее динамичны экваториальные и тропические фронты. Однако несмотря на высокую динамическую активность, климатическим фронтам свойственно стабильное положение в пространстве.

### **6.6. Горизонтальная структура параметров состояния океана**

Из результатов анализа вертикального распределения параметров состояния и водных масс следует, что наиболее изменчивым является поверхностный слой океана, принимающий участие во взаимодействии с приводным слоем атмосферы и воспринимающий изменения погоды, причем зона непосредственного контакта частиц воды с воздухом в результате ветрового волнения и турбулентного перемешивания может составлять слой в десятки метров. С увеличением глубины вследствие процессов перемешивания обычно происходит сглаживание неоднородностей, повышается гомогенность слоев и пространственные различия нивелируются. Поэтому при анали-

зе горизонтального распределения параметров состояния основное внимание будем уделять поверхностному слою океана.

### 6.6.1. Температура воды

Распределение температуры поверхности океана, находящейся под непосредственным влиянием процессов теплообмена с атмосферой и прежде всего радиационного притока тепла, очень хорошо подчиняется закону географической зональности (рис. 6.14). Некоторые нарушения зональности в основном связаны с действием главных океанских течений. При этом в областях субтропических антициклонических круговоротов Атлантического и Тихого океанов действие течений проявляется в существенном повышении температуры в западных частях океанов по сравнению с восточными на 5–8 °С. Обратная картина отмечается в высоких широтах Атлантики, где теплые воды Северо-Атлантического и Норвежского течений на востоке резко контрастируют с холодными водами Восточно-Гренландского и Лабрадорского течений на западе: разность температур воды у восточного и западного берегов океана достигает примерно 6,5 °С зимой и 12 °С летом.

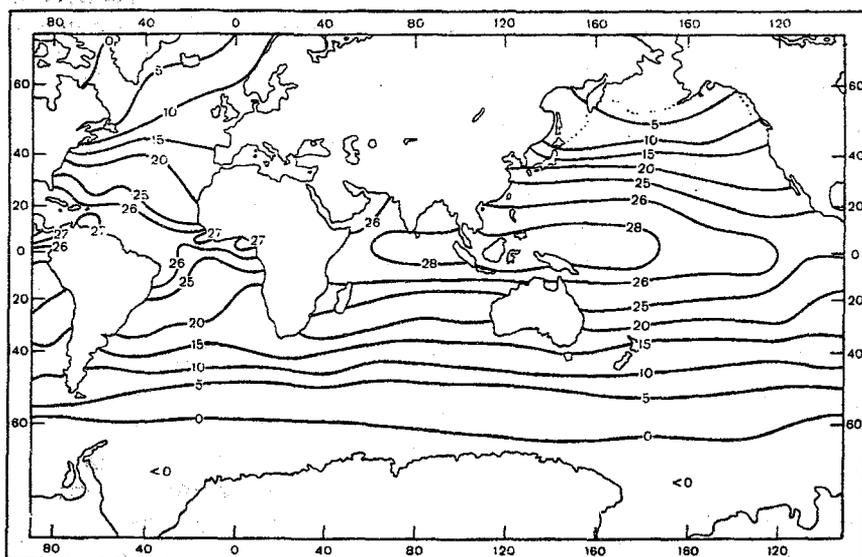


Рис. 6.14. Распределение средней годовой температуры воды на поверхности Мирового океана.

Южнее экватора в тропических широтах западные районы океанов оказываются теплее восточных примерно на  $10^{\circ}\text{C}$ , а в субтропиках – на  $5\text{--}6^{\circ}\text{C}$ . В умеренных широтах, где господствует зональный перенос поверхностных вод, это различие исчезает.

В северной части Индийского океана разность значений температуры между западной и восточной областями имеет сезонный характер. Летом при развитии холодного Сомалийского течения температура на  $6\text{--}8^{\circ}\text{C}$  ниже на западе, чем на востоке. Зимой это различие сглаживается.

Максимальная температура ( $28\text{--}30^{\circ}\text{C}$  и более) отмечается в районе термического экватора, который в западных частях океанов обычно проходит чуть южнее географического экватора, а в восточных частях переходит через экватор и отмечается между  $3\text{--}6^{\circ}$  с.ш. Минимальная температура, естественно, наблюдается в приполярных районах вблизи кромки морских льдов, где она постоянно имеет отрицательные значения. Вследствие сезонной миграции кромки морских льдов минимальная температура также испытывает сезонную изменчивость: зимой она смещается в сторону экватора, а летом к полюсу.

Температура воды испытывает суточные и годовые колебания, обусловленные изменениями притока солнечной радиации за счет вращения Земли вокруг собственной оси и обращения Земли вокруг Солнца. Суточный ход температуры наиболее отчетливо проявляется в умеренных широтах и уменьшается по направлению к полюсам. Обычно наибольшая температура отмечается после полудня, когда наступает максимальный прогрев, а минимальная – после полуночи, когда эффективное излучение достигает максимума. Суточный ход в значительной степени зависит от синоптических условий. При прохождении циклонов, обуславливающих усиление ветра и увеличение облачности, суточные колебания температуры заметно снижаются. Для антициклонических ситуаций, характеризующихся безоблачной погодой и слабым ветром, суточный ход температуры, наоборот, возрастает. Амплитуда суточного хода, представляющая разность между максимальной и минимальной температурой, в умеренных широтах составляет  $0.3\text{--}1.7^{\circ}\text{C}$  в зависимости от погодных условий.

Годовые колебания температуры, как правило, на порядок выше суточных. Аналогично суточным колебаниям амплитуда годового хода достигает максимальных значений в умеренных широтах обоих полушарий (табл. 6.6). Практически не отмечается годовой ход в

экваториальной зоне, где отсутствуют годовые колебания солнечной радиации. Что касается существенных различий в годовых колебаниях температуры северного и южного полушария, то они главным образом связаны с годовым ходом внешнего теплового баланса океана, амплитуда которого в северном полушарии заметно выше, а ее значения увеличиваются от экватора к высоким широтам в обоих полушариях.

Таблица 6.6

**Меридиональная изменчивость среднеширотных амплитуд годового хода температуры воды для отдельных океанов.  
По Л.А. Строкиной**

Океан	Широтная зона, ...°							
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80
	Северное полушарие							
Атлантический	1.0	2.8	4.8	7.6	7.9	5.7	4.9	4.1
Тихий	0.8	2.8	5.8	9.0	9.4	7.5	—	4.1
	Южное полушарие							
Атлантический	3.8	4.2	4.6	5.6	5.1	3.1	—	3.1
Тихий	1.9	2.8	4.2	5.6	4.8	3.1	—	2.3

Внутри отдельных широтных зон годовой ход температуры также оказывается различным, что обусловлено, с одной стороны, неодинаковым влиянием материков, а с другой — неравномерным воздействием главных океанских течений и вертикальных движений вод. Так, теплые течения, повышая температуру в период охлаждения, уменьшают амплитуду колебаний. Аналогично, холодные течения, понижая температуру воды в теплый сезон, также способствуют уменьшению годовых колебаний. Подъем глубинных вод к поверхности обычно уменьшает годовые колебания, в то время как даунвеллинг их усиливает.

Влияние материков связано с выносом атмосферной циркуляцией на океан холодных или теплых масс воздуха. Преобладание над каким-либо районом океана теплого летом и холодного зимой материкового воздуха приводит к заметному увеличению амплитуды годового хода, так как в первом случае температура повышается, а во втором — существенно снижается за счет интенсивной теплоотдачи в атмосферу. Наоборот, преобладание относительно холодного возду-

ха над поверхностью океана летом или теплого воздуха зимой ведет к уменьшению годовых колебаний температуры. Таким образом, в результате совместного воздействия большого числа разнонаправленных факторов формируется довольно пестрое распределение амплитуды годового хода даже внутри одной и той же широтной зоны.

Помимо квазипериодических суточных и годовых колебаний для поля температуры характерны нерегулярные изменения, не имеющие постоянных периода, амплитуды и фазы. К ним, например, относятся синоптические колебания, связанные с прохождением атмосферных синоптических вихрей (циклон, антициклон), которые способны изменить температуру воды от нескольких десятков до нескольких градусов Цельсия, а также океанские вихри, волны Россби и др.

В поле температуры достаточно отчетливо проявляются межгодовые и межвековые колебания, обусловленные процессами крупномасштабного и глобального взаимодействия океана и атмосферы, астрономическими факторами, изменениями климата и т.п. В качестве характерного примера межгодовых колебаний температуры воды, связанных с крупномасштабным взаимодействием океана и атмосферы, можно привести явление Эль-Ниньо. Под явлением Эль-Ниньо понимается возникновение в декабре – начале января аномально теплых вод вдоль побережья Эквадора и Перу, распространяющихся на юг от Лимы (125° с.ш.). Продолжительность Эль-Ниньо составляет от 2–3 до 9–10 месяцев, повышение температуры меняется от 3.1 до 6.8 °С, а периодичность его появления не является регулярной и колеблется в пределах 3–7 лет. Непосредственно зона, занимаемая аномально теплыми водами, составляет примерно  $10^4$ – $10^5$  км<sup>2</sup>, однако с учетом опосредованного влияния через атмосферную циркуляцию масштабы явления Эль-Ниньо возрастают до  $10^6$ – $10^7$  км<sup>2</sup>.

Хотя причины Эль-Ниньо еще не до конца выяснены, можно уверенно утверждать о наличии тесной связи между Эль-Ниньо и «южным колебанием», которое характеризует крупномасштабную изменчивость атмосферных процессов по крайней мере в низких широтах южной части Тихого океана. Индексом южного колебания служит градиент давления между Дарвином (север Австралии) и о. Таити, предложенный в 1920 г. Уокером. При отрицательных аномалиях этого индекса происходит резкое ослабление юго-восточных пассатов. В результате повышенный уровень океана, создаваемый у берегов Азии в обычных условиях пассатами, начинает разрушаться и образуется обратный поток водных масс. Благодаря экваториаль-

ному подповерхностному течению волны теплой воды быстро возвращаются к восточному берегу Тихого океана и, наталкиваясь на берег, разделяются на две ветви. Южная ветвь и представляет собой Эль-Ниньо. От минимального индекса южного колебания до момента наступления Эль-Ниньо проходит в среднем 4–6 месяцев. Явление Эль-Ниньо приводит к массовой гибели холодолюбивых рыб и, следовательно, к значительному ущербу в рыбном промысле.

### **6.6.2. Соленость воды**

В отличие от распределения температуры пространственное распределение солености, особенно в северном полушарии, не имеет отчетливо выраженной географической зональности (рис. 6.15). Это связано с тем, что в открытом океане соленость поверхностного слоя прежде всего определяется соотношением испарения и осадков, а также частично циркуляционными факторами, влияние которых может быть существенно в районах фронтальных зон. Более отчетливо в распределении солености выражена циркумконтинентальная зональность, обусловленная материковым стоком. Особенно заметна она в предустьевых зонах крупных рек, где наблюдаются резкие градиенты солености и образуются очень устойчивые соленостные фронты. В полярных областях к указанным факторам добавляются процессы образования и таяния морского льда, которые усиливают осолонение (распреснение) поверхностных вод. Таким образом, под действием рассматриваемых выше факторов изменение солености сначала происходит в тонком поверхностном слое океана, а уже затем процессами вертикальной и горизонтальной циркуляций, а также свободной конвекцией передается на различные глубины.

Наибольшая соленость наблюдается в субтропических широтах, где эффективное испарение достигает максимума. В северной части Атлантического океана она превышает  $37.5 \text{ ‰}$ , а в Тихом океане  $35.5 \text{ ‰}$ .

В южных частях всех трех океанов в субтропических широтах соленость составляет  $36\text{--}36.5 \text{ ‰}$ . При этом на восточных перифериях антициклонических макроциркуляционных систем, куда поступают распресненные воды из более высоких широт, соленость ниже, чем в центральных и особенно в западных частях океанов, где эффективное испарение обычно максимально.

В экваториальной зоне, где выпадает наибольшее количество осадков, соленость уменьшается до  $33\text{--}34.5 \text{ ‰}$ , а в отдельных районах (например, Панамский и Гвинейский заливы) даже до  $30 \text{ ‰}$  и ниже.

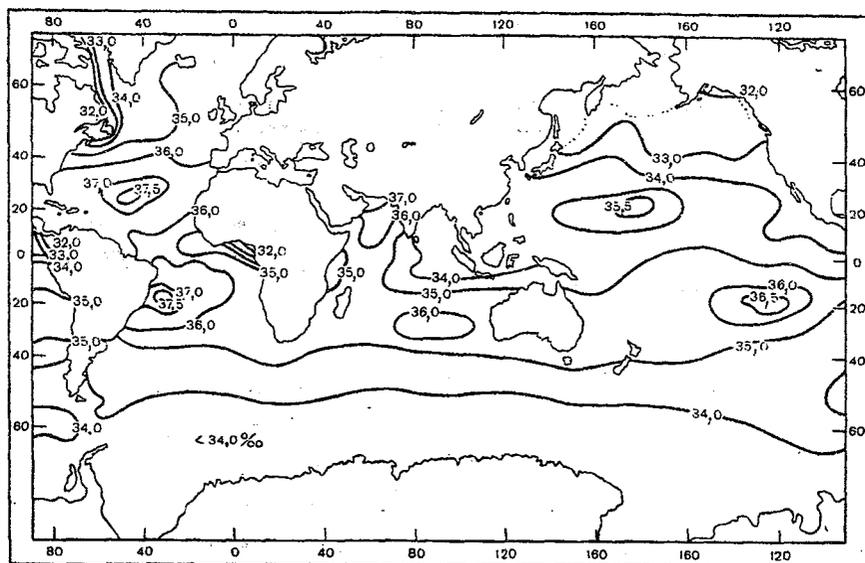


Рис. 6.15. Распределение средней годовой солености на поверхности Мирового океана.

В северных умеренных широтах соленость понижается в западных районах за счет адвекции распресненных вод из высоких широт до  $32\text{--}33\text{ ‰}$  и менее, а в восточных районах, куда, наоборот, поступают более соленые воды из низких широт, она составляет  $34\text{--}34,5\text{ ‰}$ . В южных умеренных широтах соленость колеблется около  $34,5\text{ ‰}$  и уменьшается с увеличением широты до  $33\text{ ‰}$  и менее. В распределении солености особое место занимают фронтальные зоны, в которых встречаются воды с различными параметрами состояния. Градиент солености в них может достигать  $0,8\text{ ‰}$  на  $1\text{ км}$ .

Более детальное представление о различиях в солености между отдельными полушариями дает табл. 6.7, в которой приводятся ее значения, осредненные для северной и южных частей Атлантического и Тихого океанов. В Северной Атлантике практически на всех глубинах соленость существенно выше, чем в Южной, что связано не только с более интенсивным испарением, но и с непосредственным влиянием глубинных средиземноморских вод, которое сказывается также и в слое минимума солености ( $500\text{--}1000\text{ м}$ ). В Южной Атлантике этот слой выделяется резко, поскольку влияние средиземноморских вод здесь отмечается на больших глубинах. В северной час-

ти Тихого океана, наоборот, соленость во всей толще вод ниже, чем в южной части, которая находится под влиянием более соленых глубинных вод, поступающих в системе зональной циркуляции из Атлантического и Индийского океанов.

Таблица 6.7

**Средняя соленость различных слоев воды  
в Атлантическом и Тихом океанах, ‰**

Слой, м	Атлантический океан		Тихий океан	
	Северное полушарие	Южное полушарие	Северное полушарие	Южное полушарие
0-150	35.44	34.97	34.04	34.76
150-500	35.42	34.72	34.32	34.76
500-1000	35.06	34.54	34.34	34.56
1000-2000	35.00	34.71	34.50	34.58
2000-3000	34.94	34.78	34.62	34.68
3000-4000	34.92	34.77	34.66	34.69
4000-5000	34.90	34.74	34.70	34.70

В отличие от колебаний температуры *суточные колебания солености* на поверхности океана не имеют выраженного хода. Ее максимум и минимум могут наблюдаться в любые часы суток в зависимости от определяющих гидрометеорологических факторов и прежде всего от суточного хода испарения. В соответствии с ним более часто минимум наступает днем, а максимум – ночью, при условии отсутствия осадков. Длительные осадки и таяние льдов почти полностью оглаживают максимум солености, нивелируя ее суточный ход.

Обычно суточные колебания солености составляют несколько сотых промилле, но в отдельных случаях они могут достигать 0.1–0.2 ‰. Глубина их проникновения не превышает, как правило, 10 м, но в субтропических широтах она увеличивается в 1.5–2 раза. В районах фронтальных зон суточные колебания солености, обусловленные влагообменом через поверхность океана, могут перекрываться процессом адвекции солей течениями, суточные колебания которых иногда достигают 0.3–0.5 ‰.

*Годовые колебания солености* определяются годовым ходом составляющих водного баланса и горизонтальной циркуляции океана. Вследствие большой изменчивости испарения и особенно осадков годовые колебания солености сильно меняются от района к району. Наиболее отчетливо они выражены во фронтальных зонах, где встречаются потоки вод с различной соленостью, и составляют 2–4 ‰. При

этом годовые колебания солености охватывают слой 100–150 м и более. В полярных районах они отмечаются в основном в слое до 20 м и вызваны прежде всего процессами образования и таяния льдов.

Минимальные годовые колебания солености имеют место в субтропических широтах, где составляют лишь десятые и даже сотые доли промилле. С глубиной, за исключением фронтальных зон, годовые колебания солености быстро уменьшаются.

Что касается *межгодовой изменчивости солености*, то она изучена несравнимо хуже, чем *изменчивость температуры воды*. К числу объективных причин относится прежде всего почти полное отсутствие данных длительных наблюдений за соленостью. К тому же явно недооценивалась климатообразующая роль солености. Очевидно, именно этот факт позволил К.Н. Федорову представить соленость "Золушкой" океанологии. Безусловно, роль солености в формировании климатического режима океана, особенно в субтропических и полярных районах, является значительной. В частности, именно межгодовые изменения в площади распространения поверхностных вод пониженной солености в значительной степени обуславливают межгодовую изменчивость площади ледяного покрова в Северном Ледовитом океане.

### **6.6.3. Плотность воды**

В распределении плотности на поверхности океана вследствие ее большей консервативности закон географической зональности выражен даже более ярко, чем в поле температуры. Минимальная плотность в открытом океане отмечается в экваториальной зоне (рис. 6.16), в которой при постоянно высокой температуре выпадает максимальное количество осадков, распресняющих поверхностный слой воды. По мере продвижения к высоким широтам плотность увеличивается. При этом в северных субтропических и умеренных широтах Атлантики существуют некоторые различия в плотности между западными и восточными районами океана, обусловленные господствующими здесь течениями. Менее плотные и, следовательно, более легкие воды сосредоточиваются в зоне действия Гольфстрима. Напротив, в районе Канарского течения плотность вод оказывается больше прежде всего за счет пониженной температуры.

Максимальные значения плотности наблюдаются в приполярных широтах, где на ее распределение большое влияние уже оказывает соленость. Так, в северном полушарии максимума плотность достигает в стрессе теплого Норвежского течения и его ответвлений прежде всего благодаря высокосоленым водам, переносимым из более низких широт.

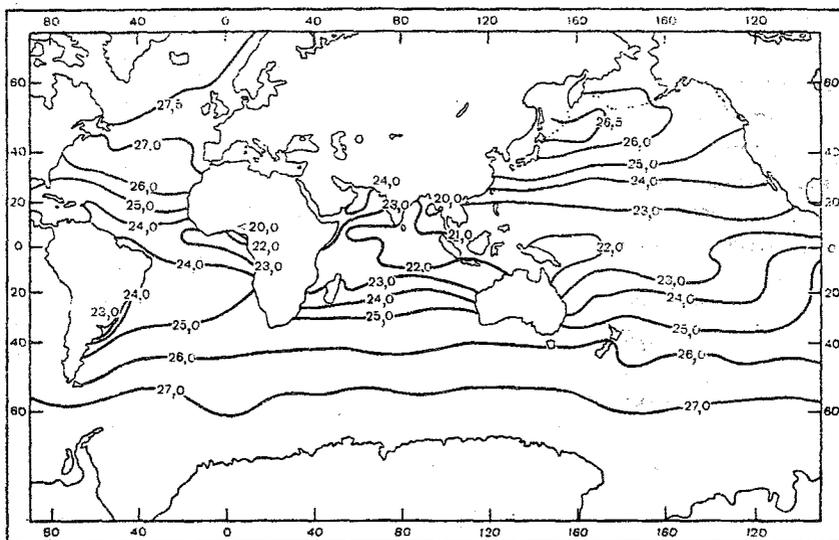


Рис. 6.16. Распределение средней годовой плотности воды  $\sigma_T$  на поверхности Мирового океана.

В табл. 6.8 приводятся значения условной плотности  $\sigma_T$ , осредненной в пределах верхнего слоя (0–150 м) и по десятиградусным широтным зонам отдельных океанов. Как и следовало ожидать, вследствие того, что антарктические части океанов существенно холоднее арктических, плотность их вод оказывается выше. Самым высокосолевым, более холодным и, следовательно, наиболее плотным является Атлантический океан, средняя условная плотность вод которого равна 25.43. Самую низкую поверхностную плотность имеет Тихий океан (24.27). Поэтому именно в Атлантическом океане развивается наиболее интенсивная вертикальная циркуляция, в результате которой формируются большие объемы глубинных и придонных вод, причем значительная часть их переносится в Индийский и Тихий океаны.

*Суточные колебания плотности* определяются соответствующими изменениями температуры и солености и вследствие этого охватывают слои от 10 до 60 м и более. На поверхности океана они могут достигать 0.05–0.16 единиц  $\sigma_T$ , а с глубиной несколько уменьшаются. Суточный ход плотности обычно не подчиняется каким-либо закономерностям. Время наступления максимума и минимума меняется не только в пространстве, но и от суток к суткам в зависимости от гидрометеорологических условий в данном районе.

Таблица 6.8

**Распределение средней широтной условной плотности  $\sigma_T$  в пределах верхнего слоя (0–150 м) для отдельных океанов**

Широтная зона, ...°	Атлантический океан		Тихий океан		Индийский океан	
	Северное полушарие	Южное полушарие	Северное полушарие	Южное полушарие	Северное полушарие	Южное полушарие
0–10	24.77	25.07	23.46	24.02	23.41	23.64
10–20	25.04	25.52	23.36	24.24	24.02	23.30
20–30	25.60	25.69	24.42	24.83	24.55	23.61
30–40	26.24	26.24	25.05	25.66	–	25.86
40–50	25.59	26.73	25.72	25.56	–	25.68
50–60	27.01	27.73	25.97	27.02	–	27.23
60–70	27.15	27.53	–	27.33	–	27.46

Годовые колебания плотности зависят от изменений водного и теплового балансов поверхности океана и горизонтальной циркуляции вод. Глубина проникновения годовых колебаний плотности, связанных непосредственно с процессами тепло- и влагообмена через поверхность океана, составляет 100–150 м. Но в отдельных районах, таких, как Гвинейский или Панамский заливы, они ограничиваются слоем 50–75 м, а в других районах, в основном в умеренных широтах, отмечаются до глубины 200 м. Годовой ход плотности сильно меняется от района к району, но особенно большой сложностью он отличается во фронтальных зонах, где происходит быстрая смена потоков вод с различными термохалинными характеристиками.

Обычно максимум плотности наблюдается в конце зимы, а минимум – в конце лета или начале осени. В зависимости от адвективных факторов и локальных особенностей процессов тепло- и влагообмена максимум и минимум плотности могут смещаться во времени. Годовые колебания плотности на поверхности океана составляют, как правило, 2–5 единиц  $\sigma_T$ . Межгодовые колебания плотности оказываются наибольшими обычно в предустьевых районах и определяются изменчивостью речного стока.

Значительные межгодовые колебания плотности отмечаются также во внутренних морях, где наблюдаются резкие перепады температуры и солености, в приполярных районах и фронтальных зонах. В открытых частях океанов межгодовые колебания плотности, как правило, невелики и составляют 0.4–0.6 единиц  $\sigma_T$ , уменьшаясь с глубиной.

## ГЛАВА 7. ЛЬДЫ В ОКЕАНЕ

### 7.1. Распространение льда на земном шаре

Льды являются важнейшей составной частью криосферы и занимают обширные территории на поверхности Земли. К ним относятся: морские льды, ледниковые покровы, горные ледники и вечная мерзлота.

**Морской лед** – это лед, непосредственно образовавшийся при замерзании морской воды. Основными районами его распространения являются Северный Ледовитый океан, моря, относящиеся к северным частям Атлантического и Тихого океанов, а также моря, омывающие Антарктиду. Благодаря морским течениям лед может переноситься на многие сотни и даже тысячи километров от мест своего образования. Лед является продуктом взаимодействия океана и атмосферы и в свою очередь оказывает существенное влияние на термодинамические и халинные процессы в океане, а через альбедный механизм – на формирование теплового баланса атмосферы. Глобальные оценки площади распространения и объема морских льдов приводятся в табл. 7.1. Следует иметь в виду, что минимальные оценки относятся к концу летнего сезона, а максимальные – к концу зимнего.

Таблица 7.1

**Глобальные оценки количества льда в криосфере**

Лед	Площадь, $10^6$ км <sup>2</sup>	Объем, км <sup>3</sup>
Ледниковый покров Антарктиды	14	$28 \cdot 10^6$
Ледниковый покров Гренландии	1.8	$2.7 \cdot 10^6$
Горные ледники	0.35	$0.24 \cdot 10^6$
Вечная мерзлота	8	$(0.2-0.5) \cdot 10^6$
Морской лед:		
южное полушарие, минимум	2.5	$5 \cdot 10^3$
максимум	19	$5 \cdot 10^4$
северное полушарие, минимум	8	$1.7 \cdot 10^4$
максимум	14	$3.7 \cdot 10^4$

В настоящее время существуют два крупных **ледниковых покровов** в Антарктиде и Гренландии, представляющих собой огромные сплошные массы (щиты) материкового льда, нависающего над океаном. Средняя толщина ледяных щитов составляет примерно 2000 м,

причем высота куполов в Гренландии достигает 3000 м, а в Восточной Антарктиде – 4000 м. Наземный ледниковый покров Антарктиды вместе с присоединенным покровом прибрежных островов занимает площадь 13.7 млн. км<sup>2</sup>, что составляет почти 99 % от всей площади Антарктического материка. Ледниковый покров делится на две части: Восточно-Антарктический и Западно-Антарктический ледяные щиты. Восточно-Антарктический щит представляет единый купол площадью 10.5 млн. км<sup>2</sup>. Потоки льда от ледоразделов движутся к краю ледника и образуют шельфовые ледники и айсберги. Средняя скорость движения льда у края ледника составляет 100–400 м/год. Западно-Антарктический щит (площадь 3.1 млн. км<sup>2</sup>) представлен прежде всего куполами Элсуорта, Мэри Бэрд и Пальмера. Объем антарктических ледников составляет 28 млн. км<sup>3</sup>, из них на долю Восточной Антарктиды приходится 24.7 млн. км<sup>3</sup>. Скорость питания ледникового покрова атмосферными осадками минимальна в центральных областях (около 30 мм/год) и возрастает до 400–600 мм/год на побережье.

Гренландский ледяной щит занимает площадь 1.8 млн. км<sup>2</sup>. Объем льда в нем составляет 2.7 млн. км<sup>3</sup>, а скорость питания минимальна на севере (около 150 мм/год) и максимальна на юге (до 800 мм/год). Средняя скорость движения льда составляет около 20 м/год. Гренландский ледяной щит сформировал характерный рельеф ложа. Центральная часть острова под тяжестью льда опустилась ниже уровня моря (до –40 м). На юге ложе имеет абсолютные отметки до 1000 м, причем горные массивы протянулись по западному и восточному берегам, в результате чего основание щита имеет форму чаши.

Важное отличие между двумя современными ледяными щитами заключается в том, что в Антарктиде поверхностная аккумуляция почти полностью балансируется айсберговым стоком, в то время как на поверхности Гренландского щита существует область интенсивного таяния. Крупных шельфовых ледников в Гренландии нет, поэтому лед, подошедший к берегу, обрушивается через выводные ледники в виде айсбергов.

Если исходить из оценок объема ледяных щитов, то нетрудно подсчитать, что таяние Гренландского щита может привести к повышению уровня Мирового океана на 8 м, таяние Западно-Антарктического щита – на 5–6 м, а Восточно-Антарктического – на 55 м. В связи с этим весьма важным представляется вопрос о балан-

се массы этих ледниковых покровов в современных условиях. К сожалению, единой точки зрения на данный вопрос нет. Более того, существуют полярные воззрения на изменения массы ледниковых покровов: от значительного уменьшения, что привело к повышению среднего уровня Мирового океана в XX в., до значительного увеличения.

Это связано как с недостатком эмпирических данных, так и с несовершенством математических моделей, что не позволяет с достаточной достоверностью выполнить расчеты изменений массы ледниковых покровов.

**Горные ледники** по своему объему и площади (см. табл. 7.1) составляют незначительную часть криосферы. Их важной особенностью является то, что они чутко реагируют на изменение климата. Скорость движения этих ледников, а также скорость аккумуляции (накопления) и абляции (расходования), как правило, значительно выше скорости покровных ледников. Таяние всех горных ледников может привести к повышению уровня Мирового океана примерно на 1.8 м. Очевидно, что колебания глобального климата за счет изменений массы ледников будут сказываться на изменениях уровня Мирового океана. В частности, за последние десятилетия масса горных ледников, главным образом в северном полушарии, заметно уменьшилась. Основной причиной этого является современное потепление климата.

**Вечная мерзлота** определяется как поверхностные горные породы, которые содержат замерзшие воды. Вечная мерзлота покрывает примерно 20 % поверхности суши. Ее наибольшая глубина отмечаются в Сибири (на р. Мархе до 1500 м) и в Северной Америке (до 600 м). Вечная мерзлота сформировалась в течение последних тысячелетий и существенно влияет на изменения климата. Однако ее реакция столь сложна и неоднозначна, что с трудом поддается прогнозу.

Следует, очевидно, упомянуть и о последнем компоненте криосферы – **сезонном снежном покрове**, который ежегодно покрывает площадь около 100 млн. км<sup>2</sup>, в том числе 64 млн. км<sup>2</sup> (примерно 25 % от площади полушария) в северном полушарии и 36 млн. км<sup>2</sup> (14 %) в южном. Согласно спутниковым данным, средняя за год площадь снежного покрова в северном полушарии составляет около 35 млн. км<sup>2</sup>, а средняя продолжительность его залегания равна примерно шести месяцам. В южном полушарии, где почти 1/3 снежного покрова сохраняется круглый год, его площадь составляет около 25 млн. км<sup>2</sup>, а продолжительность залегания превышает восемь месяцев.

Снежный покров не только служит индикатором климата, но и сам может оказать существенно влияние на колебания климата, изменяя, например, альbedo поверхности суши. Кроме того, снег, выпавший на поверхность льда, заметно изменяет некоторые физические свойства последнего и даже его массу, что следует обязательно учитывать в расчетах. Например, у побережий Шпицбергена и Аляски аккумуляция снега на ледяном покрове достигает 150 мм водного эквивалента.

## 7.2. Классификация льдов

Льды в океанах и морях различаются по ряду признаков, основными из которых являются генетический, динамический, возрастной и морфологический.

В генетическом отношении, т.е. по происхождению, льды подразделяются на морские, материковые и речные.

*Морской лед* образуется непосредственно из морской воды при понижении ее температуры ниже точки замерзания. Он может быть поверхностным, если образуется в самом 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 при обламывании сползающих ледников попадает в океан в виде айсбергов, а также их обломков. Материковый лед является пресным, содержит сравнительно мало примесей и имеет чаще всего голубоватый цвет. Основная масса материкового льда встречается у берегов Антарктиды. В меньшем количестве он встречается также в Северной Атлантике. Происхождение его обусловлено в основном откалыванием айсбергов от ледникового покрова Гренландии.

*Речной лед* образуется в реках и течениях, преимущественно при весеннем ледоходе выносится в море. Этот лед, как правило, содержит много примесей, значительно тоньше материкового льда и совершенно пресный. Основная масса речного льда встречается в морях Северного Ледовитого океана, куда он выносится из многочисленных рек. В течение лета весь речной лед тает.

В динамическом отношении выделяют два класса льдов: подвижные и неподвижные. *Подвижные* льды часто называют  *дрейфующими*, так как под действием ветра и течений они перемещаются по акватории, причем иногда на значительные расстояния. К *неподвижным* льдам относятся припай и стамухи.

*Припай* представляет морской лед, прикрепленный к берегу или отмели и испытывающий лишь вертикальные колебания при изменениях уровня моря. Этот лед может образовываться на месте при замерзании морской воды или в результате промерзания дрейфующего льда. Ширина и длина припая могут достигать сотен километров. В некоторых случаях припай может взламываться и переходить в дрейфующий лед.

*Стамухой* называют сидящее на мели ледяное нагромождение, образующееся обычно из дрейфующего льда. Наличие стамух благоприятствует образованию припая.

По возрасту морской лед подразделяется на несколько стадий.

1. *Ледяные иглы* – отдельные кристаллы, взвешенные в сравнительно тонком поверхностном слое воды. Ледяные иглы – начальная стадия образования льда. При большой концентрации ледяные иглы образуют *ледяное сало* – сплошной слой или пятна серовато-свинцового цвета, состоящие из слабо соединенных кристаллов льда. При выпадении снега на замерзающую воду он пропитывается водой и превращается в кашеобразную массу – *снежуру*. Образующиеся при ветре и волнении скопления ледяного сала, снежуры или всплывшего внутриводного льда называются *шугой*.

2. *Нилас* – вторая стадия образования льда, представляющая собой тонкий эластичный лед толщиной от 10 см, изгибающийся на воде. Под действием ветра и волнения ниласовые льды ломаются, образуя наслоения и льдины различных размеров и формы.

3. *Молодой лед* – подразделяется на *серый*, имеющий толщину 10–15 см, и *серо-белый*, толщиной 15–30 см. Этот лед менее эластичен, чем нилас. Также подвержен воздействию ветра и течений. Ломаясь, молодой лед образует нагромождения – *торосы*.

4. *Однолетний лед* – лед толщиной обычно до 30 см, просуществовавший не более одной зимы. Его поверхность обычно покрыта снегом, который около торосов образует сугробы. Летом рельеф поверхности однолетних льдов весьма сложный. В понижениях скапливается талая вода, образуя озера – *снежницы*.

5. *Старый лед* – лед, не успевший растаять в течение одного лета. Старый лед подразделяется на остаточный однолетний, двухлетний и многолетний. Наиболее велик диапазон толщин остаточного однолетнего льда. К началу нового периода нарастания в зависимости от климатических условий его толщина колеблется от 0.5 до 1.5 м и более. Толщина двухлетних и многолетних льдов обычно

превышает 2 м, достигая в центральных районах Северного Ледовитого океана 3.5–4 м.

В табл. 7.2 приводятся характерные толщины льда в Баренцевом море. Основное отличие от приведенной классификации льдов по возрастному составу состоит в большем разнообразии однолетних льдов, толщина которых изменяется в широких пределах.

Таблица 7.2

**Характерные толщины льда в Баренцевом море**

Градации	Возрастной состав льдов	Средняя толщина, см
1	Нилас	5.0
2	Серый	12.5
3	Серо-белый	22.5
4	Тонкий однолетний	50.0
5	Средний однолетний	100.0
6	Толстый однолетний	135.0
7	Двухлетний	200.0
8	Многолетний	300.0

Наиболее характерной чертой географического распространения морских льдов по возрасту в Арктическом бассейне является их постепенное омоложение от центра ледяного массива к его краям. Именно в центре концентрируются преимущественно двухлетние и многолетние льды. Особенно большой массив располагается в приполюсных районах и составляет ядро полярной шапки. К ее краям тяготеют молодые льды, окаймляя по всему периметру в виде узкой ленты.

В морфологическом отношении плавучий лед подразделяется на *ледяные поля*, представляющие собой плоские льдины размером более 20 м в поперечнике, и *битый лед*, под которым понимается совокупность льдин размером менее 20 м.

Поскольку поверхность льдов обычно ровной не бывает, то в результате столкновений льдин и их сжатия происходит торшение и возникают *торосы*, которые могут быть одиночными или в виде гряд. Торосы возвышаются над верхней поверхностью льда и простираются под воду. Размеры торосов по вертикали зависят от толщины льдин, из которых они образовались. В надводных частях старых льдов они достигают нескольких метров, а в подводной части могут превышать десятки метров. Степень покрытия поверхности льда торосами, или

*торосистость*, оценивается по пятибалльной шкале: от 0 баллов для ровного льда до 5 баллов для полностью всторошенного льда.

Другой важной характеристикой распределения льда по некоторой акватории является его *сплоченность*. Она определяется отношением общей площади льдин в области, где они распределены более или менее равномерно, к площади всей рассматриваемой области. Обычно сплоченность оценивается в баллах, причем при отсутствии льда принимается 0 баллов, а для сплошного ледяного покрова – 10 баллов. Сплоченность является весьма важной характеристикой, так как энергообмен между океаном и атмосферой осуществляется в основном в «окнах» чистой воды среди льдов. В табл. 7.3 приводятся оценки средней месячной сплоченности ледяного покрова Северного Ледовитого океана и его отдельных районов. Нетрудно видеть, что минимальная сплоченность отмечается в августе, причем ее годовая амплитуда, исключая атлантический сектор Северного Ледовитого океана, оказывается незначительной.

Таблица 7.3

**Средняя месячная сплоченность ледяного покрова Северного Ледовитого океана и отдельных его районов, баллы.**

*По В.Ф. Захарову*

Район	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Северный Ледовитый океан в целом	9.7	9.8	9.8	9.7	9.6	9.4	8.9	8.3	8.6	9.1	9.6	9.7
Арктический бассейн	9.9	9.9	9.9	9.9	9.9	9.9	9.7	9.6	9.6	9.7	9.9	9.9
Северо-Европейский бассейн	9.4	9.6	9.6	9.4	9.3	8.7	7.2	4.9	5.9	7.4	8.9	9.4
Северо-Западная Атлантика	9.7	9.7	9.7	9.6	9.3	8.7	6.8	3.4	1.6	7.5	8.8	9.4
Шельфовые моря	9.7	9.7	9.7	9.7	9.7	9.5	8.9	6.6	7.3	9.1	9.7	9.7
Канадский Арктический архипелаг	9.7	9.7	9.7	9.7	9.6	9.5	9.3	7.9	8.4	9.3	9.7	9.7

Данные таблицы позволяют также судить о площади чистой воды среди льдов. Так, в Арктическом бассейне чистая вода зимой, т.е. с ноября по июнь, занимает всего 1 % общей площади. Летом она увеличивается до 4 %.

Кроме того, в некоторых случаях используется понятие *заснеженности* льда, т.е. содержания на поверхности льда некоторого объема снега. Заснеженность измеряется либо в 3-балльной шкале (0 – отсутствие снега, 3 – полное покрытие снегом), либо в единицах объема льда, соответствующего снегонакоплению за рассматриваемый период времени.

Важной отличительной чертой между льдами северной и южной полярных областей является их различный возрастной состав. В Северном Ледовитом океане на момент максимального развития ледяного покрова многолетний лед составляет 28 % от общей площади, двухлетний – 25 %, однолетний и молодой – 47 %. Вокруг Антарктиды, как известно, многолетние льды практически не встречаются. Кроме того, площадь, занятая двухлетними льдами, также меньше, чем в Северном Ледовитом океане. Это свидетельствует о более высокой устойчивости ледяного покрова Северного Ледовитого океана. Многолетние льды концентрируются прежде всего в области антициклонического круговорота вод, центр которого располагается примерно в точке  $77^\circ$  с.ш. и  $150^\circ$  з.д. Льды, вовлеченные в этот круговорот, в течение многих лет могут не выноситься из Арктического бассейна.

### **7.3. Основные физические и механические свойства морского льда**

#### **7.3.1. Соленость льда**

При замерзании морской воды вследствие разной скорости роста кристаллов льда и их смерзаемости между ними образуются полости, которые заполняются вкраплениями морской воды, называемой *рассолом*. С понижением температуры все больше воды из рассола вымерзает, увеличивая концентрацию остающегося рассола, в результате чего температура замерзания рассола становится равной температуре окружающего чистого льда.

Если обозначить массу солей, содержащихся в рассоле, через  $M_s$ , то соленость льда определяется как  $S_r = M_s/M$ , где  $M$  – масса льда. Данные наблюдений показывают, что низкая температура воздуха и большая скорость ветра в совокупности способствуют формированию льда с повышенной соленостью. Особенно высокой соленость льда оказывается в том случае, когда он образуется из выпадающего на поверхность моря снега, удерживающего из-за ажурности снежинок большое количество морской воды.

Соленость молодого морского льда зависит от скорости замерзания. Морской лед, образовавшийся при  $-10^\circ\text{C}$ , имеет соленость 4–6 ‰, тогда как лед, образовавшийся при  $-40^\circ\text{C}$ , может иметь соленость 10–15 ‰. По мере увеличения толщины льда скорость его роста убывает, расположение кристаллов становится более упорядоченным, а размеры более крупными. Все это способствует вытеканию рассола, причем если его миграция из верхних слоев недоста-

точно велика, то происходит убывание солености до некоторого горизонта, ниже которого она снова возрастает из-за большого количества заполненных капилляров и полостей, имеющих в нижнем слое льда вследствие более высокой температуры.

Для нахождения массы рассола можно воспользоваться следующим соотношением:

$$M_p/M = S_p/S_r$$

где  $M_p$  и  $S_p$  – соответственно масса и соленость рассола. Соленость рассола повышается с понижением температуры льда. Поэтому одновременно с этим растет масса пресных кристаллов и уменьшается масса рассола в морском льду. Отметим, что уже при  $t = -6^\circ\text{C}$  соленость льда достигает  $10\text{ }^0/_{00}$ , а при  $t = -18^\circ\text{C}$  она становится равной  $20\text{ }^0/_{00}$ .

### 7.3.2. Плотность льда

Как уже указывалось, морской лед является сложным физическим телом, состоящим из кристаллов пресного льда, рассола, пузырьков воздуха и различных посторонних примесей. Соотношение этих компонентов не остается постоянным и зависит как от условий образования льда, так и от происходящих в нем процессов. Все это сказывается на средней плотности льда. Однако наибольшее влияние на плотность льда оказывает наличие пузырьков воздуха, или, другими словами, *лористость*, которая выражается в процентах от общего объема образца льда без пузырьков. Это связано с тем, что плотность пузырьков воздуха почти в 1000 раз меньше плотности льда. Содержание воздуха в морском льде может изменяться от 4 до 8–13 %. Меньшее влияние на плотность льда оказывают соленость и его температура. Повышение солености увеличивает плотность льда, а понижение температуры ее уменьшает (табл. 7.4).

Таблица 7.4

**Плотность морского льда при отсутствии пузырьков воздуха,  $\text{кг}/\text{м}^3$**

$S$ $^0/_{00}$	$T$ °C							
	-2	-4	-6	-8	-10	-15	-20	-23
2	924	922	920	921	921	922	923	923
4	927	925	924	921	923	923	925	925
6	932	928	926	926	926	925	926	926
8	936	932	929	928	928	928	929	929
10	939	935	931	929	929	929	930	930
15	953	944	939	937	935	934	935	935

### 7.3.3. Теплофизические характеристики льда

**Теплопроводность.** На практике обычно используется удельная теплопроводность морского льда, представляющая собой количество тепла, которое проходит через единичную поверхность в единицу времени при единичном градиенте температуры. Теплопроводность любого сложного тела зависит от теплопроводности его компонентов и их распределения. Для пресного льда она зависит прежде всего от его температуры и пористости. При отсутствии во льду пузырьков воздуха коэффициент теплопроводности при понижении температуры льда увеличивается. С увеличением пористости теплопроводность уменьшается. Содержащийся в морском льду рассол несколько уменьшает его теплопроводность.

**Теплоемкость.** Под удельной теплоемкостью льда  $C$  понимают количество теплоты, которое нужно сообщить единице массы льда, чтобы его температура изменилась на  $1^\circ\text{C}$ . Для пресного льда теплоемкость  $C = 2.12 \text{ Дж}/(\text{г}\cdot^\circ\text{C})$  и сравнительно слабо уменьшается с понижением температуры. Теплоемкость же морского льда очень сильно зависит от изменений температуры, при которых в нем меняется соотношение твердой и жидкой фаз. Эти фазовые преобразования сопровождаются выделением или поглощением тепла, что искажает теоретически определяемую теплоемкость.

Поскольку удельная теплоемкость морского льда включает в себя теплоту фазовых преобразований, в отличие от принятой в физике теплоемкости ее обычно называют *эффективной теплоемкостью*. С понижением температуры она уменьшается, а с увеличением солёности увеличивается, причем солёность играет главную роль в изменениях теплоемкости морского льда (табл. 7.5).

Таблица 7.5  
*Эффективная теплоемкость морского льда, Дж/(г·°C)*

$T^\circ\text{C}$	$S^0/_{\infty}$				
	2	5	10	15	20
-5.6	3.25	5.03	7.97	10.87	13.88
-10.6	2.31	2.65	3.24	3.83	4.41
-15.0	2.14	2.36	2.73	3.10	3.46

**Теплота плавления.** Количество тепла, необходимое для плавления 1 г морского льда при данной температуре и солёности называется теплотой плавления и складывается из теплоты, расхо-

дуемой непосредственно на плавление чистого льда, содержащегося в морском, и из теплоты, расходуемой на повышение температуры льда и рассола до температуры полного плавления морского льда. При одной и той же солёности теплота плавления растёт с понижением температуры. При фиксированной температуре с увеличением солёности теплота плавления уменьшается, причем это уменьшение особенно существенно для значений температур льда, близких к  $0^{\circ}\text{C}$ .

#### 7.3.4. Механические свойства льда

Под механическими свойствами морского льда понимают его способность сопротивляться воздействию на него внешних механических сил. Эти силы вызывают изменение первоначального состояния льда, т.е. деформируют лёд и обычно выражаются через напряжение  $\sigma$ , т.е. силу, отнесенную к единице площади.

Выделяют несколько характерных видов деформации:

*растяжение*, когда под действием внешних сил происходит удлинение образца льда, а деформация определяется относительным удлинением этого образца;

*сжатие*, когда под действием внешних 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*, который представляет сложную форму деформации, при которой часть слоев изгибаемого образца льда растягивается, а часть сжимается.

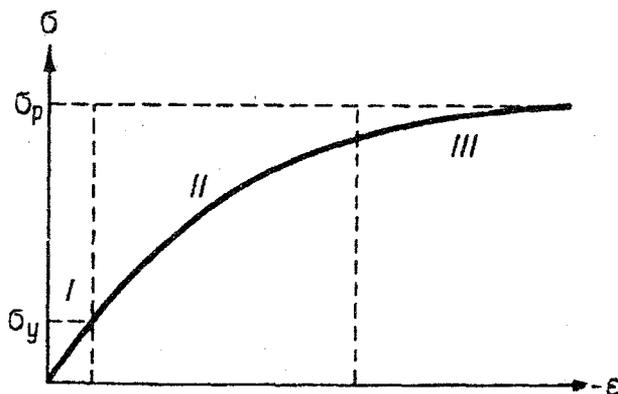


Рис. 7.1. Стадии деформации морского льда: упругая (I), пластическая (II), разрушения (III).

Изгиб выражается либо через угол прогиба, либо через относительную величину прогиба.

Различают три стадии деформации морского льда: I – упругая, II – пластическая, III – разрушения (рис. 7.1).

I. Деформация называется *упругой*, если после прекращения действия силы лед возвращается в прежнее состояние. В соответствии с этим между напряжением  $\sigma$  и деформацией  $\varepsilon$  должна существовать линейная связь вида

$$\sigma = E\varepsilon,$$

где  $E$  – коэффициент пропорциональности, называемый *модулем упругости*, или *модулем Юнга*.

Упругая стадия является начальной стадией деформации и имеет место при малых нагрузках, не превышающих обычно  $\sigma = 0.5 \text{ Н/м}^2$ . Упругость морского льда в основном определяется упругостью твердой фазы, которая сравнительно слабо зависит от внешних причин. Наличие во льду жидкой фазы (рассола) искажает геометрическую структуру льда и приводит к изменению его упругих свойств, тем более значительному, чем больше эти искажения. В условиях низких температур влияние этих факторов незначительно.

Значение модуля Юнга зависит от вида деформации, а также от температуры и солёности, влияющих на упругие свойства льда. Модуль Юнга имеет достаточно выраженный годовой ход (рис. 7.2). В начальный период нарастания толщины льда значение  $E$  увеличивается, затем вплоть до интенсивного таяния льда модуль Юнга не изменяется, а летом резко уменьшается, почти в два раза.

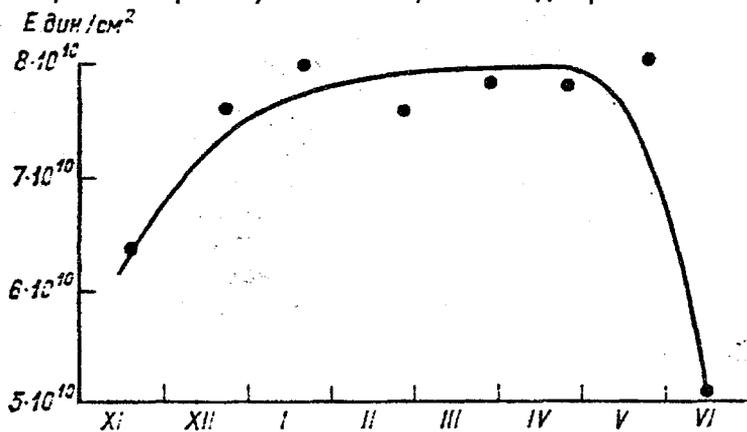


Рис. 7.2. Годовой ход модуля упругости Юнга.

II. Следующая стадия деформации – *пластическая*. Она имеет место при увеличении напряжения сверх предельно допустимой упругости. Эта стадия характеризуется тем, что связь между напряжением и деформацией является нелинейной, вследствие чего после снятия нагрузки лед не возвращается в первоначальное состояние. Его удастся вернуть в первоначальное состояние только в том случае, если приложить противоположно направленную силу. На этой стадии скорость деформации льда зависит от приложенной нагрузки – чем она больше, тем быстрее деформируется лед.

III. Последняя стадия деформации льда – *стадия разрушения* – характеризуется тем, что во льду происходят необратимые изменения в виде микротрещин, в результате чего остаточную деформацию ликвидировать уже не удается. Пластические деформации возрастают и переходят в прогрессирующее течение, заканчивающееся разрушением. При этом очень важными параметрами являются предельные сопротивления льда, равные тем напряжениям, которые приводят к разрушению льда. Для каждого вида деформации они имеют свои значения, в очень сильной степени зависящие от температуры, солености, пористости, расположения и вида кристаллов. Наибольшим предельным сопротивлением лед обладает при сжатии, когда напряжение достигает значения примерно  $30 \text{ Н/см}^2$ . Почти в два раза меньше предельное сопротивление льда на изгиб и растяжение и еще меньше при сдвиге.

## **7.4. Изменение толщины льда за счет тепловых процессов**

### ***7.4.1. Нарастание толщины льда***

В результате охлаждения поверхностного слоя моря до температуры замерзания дальнейшая теплоотдача в атмосферу происходит за счет тепла, выделяющегося при замерзании воды. После образования тонкой сплошной пленки льда дальнейшее увеличение его толщины происходит за счет разности потоков тепла в атмосферу и из воды ко льду. Так как поток тепла вверх через лед пропорционален теплопроводности льда и градиенту температуры  $\partial T / \partial z$ , уравнение теплового баланса на нижней границе льда может быть представлено в следующем виде:

$$L^* \frac{\partial M}{\partial t} = \lambda \frac{\partial T}{\partial z} - \Phi, \quad (7.1)$$

где  $L^*$  – теплота кристаллизации,  $M$  – масса образовавшегося льда,  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности льда,  $\Phi$  – поток тепла от воды ко льду.

Трудность решения уравнения (7.1) состоит в том, что потоки тепла, стоящие в его правой части, зависят не только от внешних условий, но и от изменения самой толщины льда. Из-за теплоемкости льда происходит изменение амплитуды и сдвиг фазы распространяющегося во льду теплового потока, вследствие чего профиль температуры по вертикали отличается от линейного. Для его вычисления исходят из уравнения теплопроводности, которое в случае горизонтально-однородного ледяного покрова имеет вид

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial(\lambda \partial T / \partial z + I)}{\partial z}, \quad (7.2)$$

где  $I$  — мощность тепловых источников во льду, под которыми обычно понимают поглощение коротковолновой радиации в толще льда.

Теплопроводность морского льда зависит от содержания во льду жидкой фазы, а следовательно, от его температуры. Так как уравнение (7.2) является нелинейным, то аналитическое решение его представляет чрезвычайно сложную задачу. Не меньшие сложности возникают при определении потока тепла из воды ко льду. Этот поток пропорционален вертикальному градиенту температуры воды подо льдом и турбулентной теплопроводности, которая сильно зависит от осолонения воды, происходящего при образовании льда.

Впервые аналитическое решение уравнения (7.1) для вычисления толщины льда  $h$  при  $\Phi = 0$  было получено в 1831 г. членами Российской академии наук Ляме и Клайпероном. В 1891 г. аналогичное решение при  $\Phi = 0$  было опубликовано Стефаном, которое в предположении о постоянстве теплофизических параметров морского льда имеет следующий вид:

$$h(t) = \sqrt{h_0^2 + 2\lambda / (L^* \rho) \int_0^t (\theta - t) dt}, \quad (7.3)$$

где  $h_0$  — толщина льда в начальный момент времени,  $\theta$  — температура замерзания воды. Входящая в эту формулу температура поверхности льда близка к температуре воздуха, и поэтому часто заменяется ею. Но при наличии снега на льду это условие уже не будет выполняться, так как под снегом температура льда повышается, причем тем больше, чем толще и рыхлее снег.

При отсутствии потока тепла от воды формула (7.3) позволяет элементарно определять прирост толщины льда в зависимости от его

температуры. При этом процесс считается квазистационарным, т.е. изменение теплосодержания льда составляет очень малую величину от потока тепла через лед. Такие условия имеют место при малой толщине льда или при достаточно постоянной температуре его поверхности.

Дополнительный учет нестационарности процесса, наличия потока от воды, влияния снега на температуру льда и других факторов приводит к тому, что аналитическое решение задачи оказывается по существу невозможным. Поэтому на практике используются обычно приближенные решения или эмпирические формулы.

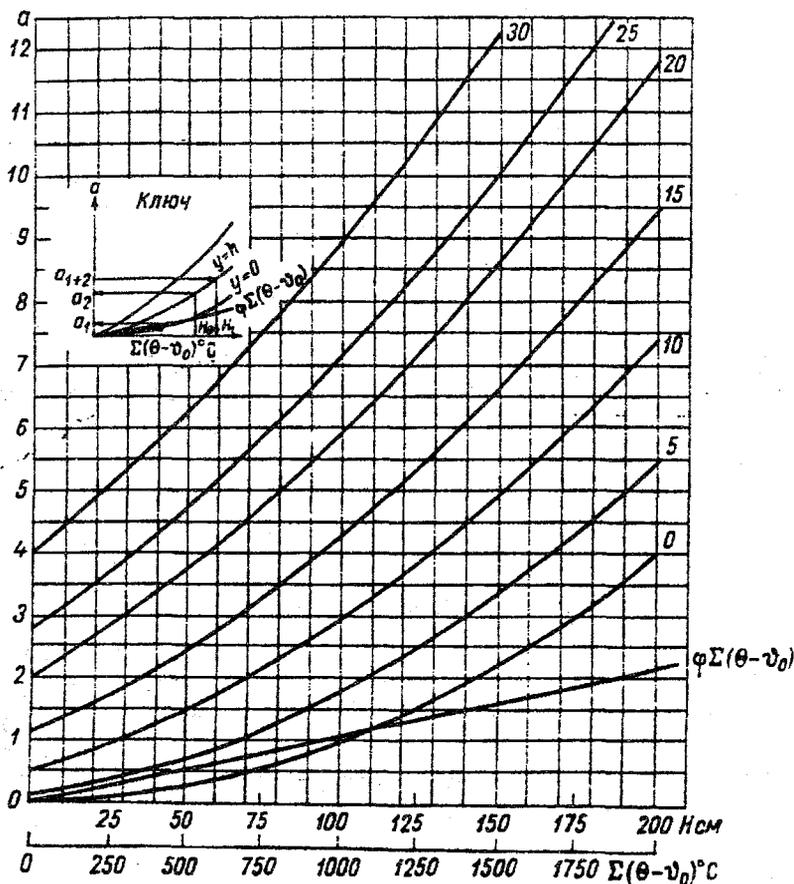


Рис. 7.3. Номограмма для расчета нарастания толщины льда. По Ю.П. Доронину

Так, Ю.П. Доронин для облегчения расчетов нарастания толщины льда при  $\Phi = 0$  и  $S = 5^{\circ}/_{00}$  предложил специальную номограмму (рис. 7.3). При составлении номограммы принималось, что теплопроводность снега толщиной до 10 см и от 10 до 25 см соответственно составляет 0.251 и 0.293 Вт/(м·°С). По горизонтальной оси номограммы отложены значения сумм градусо-дней мороза и толщина льда. Порядок использования номограммы указан на вставке «ключ».

По заданному значению градусо-дней мороза  $\sum(\theta - T_s)$  ( $T_s$  — температура поверхности снега, равная температуре воздуха), двигаясь вверх до линии  $\varphi \sum$ , на оси ординат находят значение  $a_1$ . По известной толщине льда в начале периода замерзания  $h_0$  и кривой, соответствующей заданной толщине снега  $h_s$ , на оси ординат находят значение  $a_2$ . Затем по величине  $a_1 + a_2$  и кривой для той же толщины снега  $h_s$  на оси абсцисс находят новую толщину льда  $h$ . Например, если  $h_0 = 80$  см,  $h_s = 15$  см, а  $T_s = -22^{\circ}\text{C}$ , то новая толщина льда, определенная по номограмме, будет  $h = 95$  см.

Из эмпирических формул широкую известность получила формула Н.Н. Зубова, предложенная им для определения толщины льда в Северном Ледовитом океане:

$$h(t) = -25 + \sqrt{(25 + h_0)^2 - 8 \sum R}, \quad (7.4)$$

где  $\sum R$  — число градусо-дней мороза, равное сумме средних суточных отрицательных температур воздуха, отсчитанных от точки замерзания морской воды. Как видно из формулы (7.4), чем толще лед, тем меньше прирост его толщины. Поэтому обычно проявляется тенденция к выравниванию толщины льда к концу холодного периода года.

#### 7.4.2. Таяние льда

В весенне-летний период в связи с увеличением притока солнечной радиации начинается процесс таяния льда. Прежде всего температура поверхности снежно-ледяного покрова повышается до температуры плавления. После этого отток тепла от поверхности

льда прекращается и все тепло, поступающее сверху, практически полностью расходуется на таяние. При этом обычно считается, что лучистая энергия поглощается очень тонким поверхностным слоем льда. Таким образом, для расчета объема стаявшего льда можно использовать уравнение теплового баланса, при составлении которого достаточно приравнять сумму радиационного баланса, турбулентного притока тепла и затраты тепла на испарение к изменению некоторой массы льда, т.е.

$$L^* \rho \frac{\partial h}{\partial t} = R + H + LE. \quad (7.5)$$

Проинтегрировав такое упрощенное уравнение во времени и используя приближенные соотношения для составляющих правой части (7.5), Ю.П. Доронин получил следующую формулу, в которой ряд параметров заменен их числовыми значениями:

$$\Delta h = 0.0139 \sum_{j=1}^n R_j + 0.12 \sum_{j=1}^n (1 + 0.81 f_j) \varphi(U) \theta_j - \\ - 1.13 \sum_{j=1}^n (1 - f_j) \varphi(U) - h_s \frac{\rho_s}{\rho}, \quad (7.6)$$

где  $\Delta h$  – толщина льда (см), стаявшего за  $n$  суток;  $\varphi(U) = 0.4 + 0.48U_j$ ;  $U_j$  – скорость ветра на высоте флюгера, м/с;  $\theta_j, f_j$  – соответственно температура и влажность воздуха на уровне метеорологической будки в течение  $j$  суток.

Последний член в формуле (7.6) характеризует увеличение толщины льда за счет находящегося на нем снега. Если расчет стаивания производится с момента, когда на льду еще находится снег, то часть тепла расходуется на таяние, вследствие чего величина  $\Delta h$  уменьшается, что и учитывается последним членом формулы (7.6).

Заметим, что изменение толщины льда в весенне-летний период происходит не только за счет стаивания сверху, но и при таянии и нарастании его снизу. К началу таяния во льду остается еще некоторый «запас холода», на ликвидацию которого расходуется тепло, поступающее от поверхности льда, если температура в его толще ниже, чем на границах. В том случае, когда отток тепла от нижней поверхности льда кверху превышает приток тепла от воды, может происходить нарастание льда, если даже сверху он стаивает. На это

обстоятельство впервые обратил внимание Н.Н. Зубов, по оценкам которого прирост толщины льда за счет «запаса холода» не может быть больше 5–10 %.

В умеренных широтах в теплый период года ко льду поступает достаточно тепла, чтобы растопить весь образовавшийся за зиму лед. Поэтому в этих районах по возрасту лед не бывает старше од-нолетнего. Но в полярных широтах Арктики и Антарктики за длительную суровую зиму нарастает лед такой толщины, что летом вследствие сравнительно небольшого притока солнечной радиации не успевает растаять и переходит в многолетний лед. Поэтому толщина морского льда, при которой зимний прирост равен летнему стаиванию, называется *равновесной*. Естественно, что в условиях стационарности климата она не должна меняться год от года, но в то же время может существенно изменяться от района к району. Ясно, что в суровых климатических условиях равновесная толщина льда выше, чем в более мягком климате. В связи с этим она может служить неплохим индикатором изменений климата полярных районов.

### 7.5. Понятие о дрейфе льда. Особенности дрейфа в Арктике и Антарктике

Как известно, на большей части морей и океанов морской лед является дрейфующим, т.е. под действием различных внешних сил меняет свое положение в пространстве. Перемещение льда под совокупным действием внешних сил называется **дрейфом**. Очевидно, в соответствии со вторым законом Ньютона движение льда можно представить следующей формулой:

$$M \frac{dV}{dt} = \sum_i^k F_i, \quad (7.7)$$

т.е. произведение массы льдины  $M$  на ее ускорение равно сумме всех приложенных к ней сил  $F_i$ .

Прежде всего следует выделить силу, приводящую к ветровому дрейфу льда, а именно напряжение ветра на лед. При этом различают касательное  $F_i^k$  и нормальное  $F_i^n$  напряжения. Первое из них по сути является силой трения между поверхностью льда и воздушным потоком, а второе – силой давления ветра на возвышающуюся над водой боковую поверхность льдины и на торсы.

При движении льдины со скоростью, отличающейся от скорости

течения, возникает сила сопротивления, которая, как и для воздуха, может быть представлена в виде касательного напряжения трения  $F_2^k$  и бокового сопротивления  $F_2^b$ . При наличии течений, вызванных не движением льдины, а другими факторами, появляются добавочные ускорения льдины, которые можно считать результатом действия некоторых внешних сил. К ним, в частности, относятся сила  $F_3$ , обусловленная горизонтальным градиентом давления, а также приливообразующая сила  $F_4$ . Кроме того, поскольку перемещение льдины рассматривается обычно в координатах, связанных с движущейся Землей, в уравнение (7.7) добавляется ускорение Кориолиса, которое также принято считать проявлением действия силы  $F_5$ . Наконец, в большинстве случаев необходимо учитывать еще силы трения с окружающими льдинами или берегом  $F_6$ .

Итак, имеем шесть сил, совместное действие которых приводит к некоторому сложному перемещению льдины в пространстве. Естественно, указанные силы неравнозначны, причем соотношение между ними в каждом конкретном случае дрейфа льда может быть различным. Кроме того, если некоторые силы достаточно хорошо известны и могут быть точно выражены аналитически (например,  $F_3$ ,  $F_4$ ,  $F_5$ ), то другие силы известны явно недостаточно, а сила  $F_6$  до настоящего времени не получила строгого теоретического обоснования. Все это свидетельствует о значительных трудностях познания закономерностей дрейфа льда и его прогноза, которые имеют весьма важное значение для мореплавания.

Первая серьезная попытка определить причины, приводящие к дрейфу льда в зависимости от скорости ветра, принадлежит Ф. Нансену. Исследуя дрейф «Фрама» (1893–1896 гг.) в Северном Ледовитом океане, он эмпирически установил, что вдали от берегов направление движения льда отклоняется от ветра вправо на угол  $28^\circ$ , а скорость дрейфа составляет  $1/50$  скорости ветра. По существу это означает, что им было принято условие баланса трех сил:

$$F_1 + F_2 + F_3 = 0. \quad (7.8)$$

Поскольку данных о существовании слоя трения еще не было, то при расчете напряжения трения в воде спираль Экмана начиналась сразу от поверхности льда. При этом угол между напряжением тре-

ния  $F_1$  и направлением дрейфа льда составил  $45^\circ$ , т.е. почти в два раза больше наблюдаемого. Для объяснения такого расхождения Нансен предположил существование постоянного течения, отклонившего движение льда от чисто ветрового. Отношение скорости дрейфа льдины к скорости ветра получило впоследствии название *ветрового коэффициента*.

Определенные Нансеном закономерности ветрового дрейфа льда были подтверждены в 1938 г. Н.Н. Зубовым, проанализировавшим дрейф «Георгия Седова». Он также подметил, что направление дрейфа судна во льдах происходило примерно вдоль изобар атмосферного приземного давления, оставляя область повышенного давления справа, а пониженного слева. Скорость такого изобарического дрейфа определялась Зубовым из условия равновесия сил  $F_1$  и  $F_5$ , в результате чего им была получена следующая формула:

$$V = (\partial p / \partial n)(0.01 / (2\omega\rho_a \sin \varphi)), \quad (7.9)$$

где  $\omega$  – угловая скорость вращения Земли,  $\rho_a$  – плотность воздуха,  $\partial p / \partial n$  – горизонтальный градиент атмосферного давления в направлении нормали к изобарам.

Первую теорию дрейфа льда разработал В.В. Шулейкин в 1938 г. При изучении закономерностей дрейфа станции «СП-1» он предположил, что основное сопротивление ветровому дрейфу льдины оказывает вода и стационарное движение льда может быть получено исходя из баланса трех сил (7.8). Напряжение трения между водой и льдом он принял пропорциональным квадрату относительной скорости льдины  $V_0$ . Полагалось, что к льдине прилипает некоторый тонкий пограничный слой воды, в котором происходит основной перепад и поворот скорости. Поэтому подледное дрейфовое течение считалось отклоняющимся от направления  $V_0$  вправо на  $45^\circ$ .

Суть теории В.В. Шулейкина сводится к следующему. Если лед дрейфует со скоростью  $V$ , то подо льдом развивается дрейфовое течение с поверхностной скоростью  $U_0$ , направленное под углом к абсолютной (по отношению к Земле) скорости  $V$  (рис. 7.4). Движение льда относительно  $U_0$  должно отклоняться вправо на угол  $\pi/4$ . Поэтому на линии дрейфового потока нужно найти точку  $M$ ,

линия от которой к концу вектора  $V$  составила бы угол  $\pi/4$  с лучом  $OM$  и была бы относительной скоростью дрейфа льда.

После этого нетрудно произвести все остальные построения: найти силу трения льда о воду  $F_a$ , направленную параллельно  $V_0$  в обратную сторону, ускорение Кориолиса  $F_K$ , направленное под углом  $\pi/2$  вправо от направления скорости  $V$ . Равнодействующая сил  $F_a$  и  $F_K$  уравнивает при стационарном движении касательное напряжение ветра  $F_b$ . Следовательно, последняя сила направлена обратно упомянутой равнодействующей по той же линии и равна ей по величине.

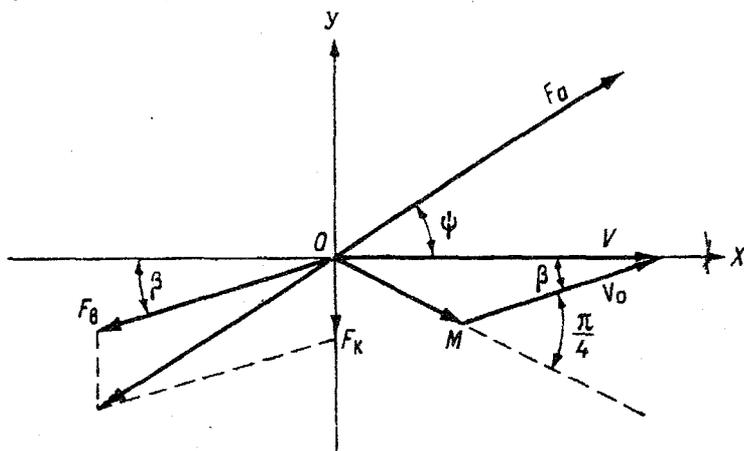


Рис. 7.4. Диаграмма скоростей и сил, вызывающих дрейф льда.  
По В.В. Шулейкину

Из данного геометрического построения можно составить проекции сил на оси координат, выразить их через скорости и массу льдины, приходящуюся на единицу площади. В результате можно определить ветровой коэффициент и угол отклонения дрейфа льда от направления ветра. Несмотря на ряд очевидных недостатков и упрощений, рассчитанные по теории В.В. Шулейкина характеристики качественно согласуются с данными наблюдений. В дальнейшем развитие теории дрейфа льда шло в направлении как совершенствования данной теории, так и более полного учета всех внешних сил, действующих на льды различной толщины, формы, торосистости, сплоченности и приводящих к взаимодействию льдин путем столкновения, трения кромками, гидродинамического обмена импульсом и нормального давления.

Наряду с теоретическим направлением большое распространение получили экспериментальные исследования дрейфа льдов с дрейфующих станций «СП», автоматизированных буев, самолетов ледовой разведки, искусственных спутников Земли и т.д. Первая приближенная схема дрейфа льдов в Арктическом бассейне, которая была построена в 1940 г. Н.Н. Зубовым и М.М. Сомовым, основана главным образом на данных о дрейфе норвежского полярного судна «Фрам», советской станции «СП-1» и ледокольного парохода «Георгий Седов». В середине 60-х годов была построена генеральная схема дрейфа льда (рис. 7.5), хорошо отражающая основные черты поверхностной циркуляции вод Арктического бассейна. Через всю центральную часть Арктики от Берингова пролива к проливу Фрама направлено широкое трансарктическое течение. С правой стороны от него располагается обширный антициклонический круговорот вод в амеразийском секторе, а с левой – локальные циклонические круговороты вод в морях российской Арктики.

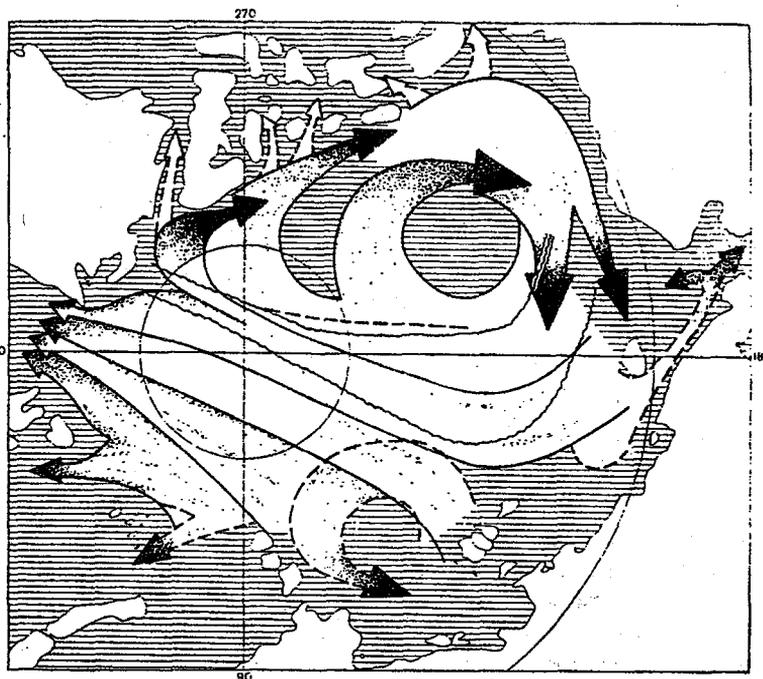


Рис. 7.5. Генеральная схема дрейфа льда в Северном Ледовитом океане.  
По З.М. Гудковичу

Аналогичные круговороты отмечаются и в дрейфе льда. При этом площадь ледяного покрова, участвующая в антициклоническом дрейфе, может меняться от 40 до 60 % площади центральной части Арктического бассейна. Льды, вовлеченные в указанный круговорот, могут в течение многих лет не выноситься из Арктики: они не в состоянии пересечь трансарктическое течение, служащее для них естественным барьером, и поэтому не могут быть вынесены через пролив Фрама в Гренландское море. Аналогичным образом льды из евразийского сектора не попадают в антициклонический круговорот: они либо выносятся в Гренландское море, либо вытаскивают непосредственно в пределах морей Лаптевых, Карского и Баренцева.

Интересной особенностью дрейфа льда является то обстоятельство, что его протяженность за год почти не меняется в пространстве и составляет около 2500 км. Кроме того, средняя скорость результирующего дрейфа очень мало изменяется во времени и только по мере приближения к проливу Фрама она несколько возрастает. В среднем за год через пролив Фрама выносятся  $1.3 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup> льдов, площадь которых составляет около  $10^3$  км<sup>2</sup>, т.е. около 20 % льдов, заполняющих центральную часть Арктики.

Генеральный дрейф льда в Антарктике также зависит от циркуляции поверхностных вод и особенностей атмосферных процессов. В прикромочной зоне дрейф льда имеет генеральное восточное направление. Например, обширная циклоническая система располагается у моря Уэдделла. Дрейф льда проходит вдоль береговой черты в восточном направлении примерно до 60° ю.ш. Здесь льды попадают в Антарктическое циркумполярное течение и далее уже двигаются в западном направлении. Часть из них под влиянием одного из ответвлений этого течения устремляется на юг, а большая часть продолжает дрейф на запад или, преодолев его, движется на север.

Примерно таким же образом происходит дрейф льда в других циклонических системах. Итак, в целом наблюдается генеральный западный дрейф льда в системе Антарктического циркумполярного течения.

Распределение результирующих скоростей дрейфа также имеет зональный характер. При этом максимальные скорости дрейфа наблюдаются в области западного прибрежного и восточного мористого дрейфа, которая находится под действием южной и северной периферий приантарктических циклонов.

В соответствии со схемой дрейфа зоны наиболее вероятного скопления льдов располагаются в основном в морях Уэдделла, Беллинсгау-

зена и Амундсена. Наоборот, наиболее значительные зоны разрежения льдов находятся в море Содружества, в центральной и западной частях моря Росса и ряде других районов.

## 7.6. Распределение льдов в Мировом океане

### 7.6.1. Баланс льдов

Как уже указывалось, в общем случае изменения массы льда складываются за счет совместного действия термических и динамических факторов, обуславливающих эти изменения, т.е.

$$\Delta m = \Delta m_T + \Delta m_D. \quad (7.10)$$

Термические факторы определяют процессы нарастания и таяния льда путем агрегатного преобразования вода ↔ лед, а также изменяют его энтальпию. Процессы нарастания и таяния, обусловленные в конечном счете характером теплового взаимодействия между океаном и атмосферой, уже были рассмотрены в предыдущем разделе, поэтому здесь вкратце остановимся лишь на роле и характеристике динамических факторов в изменениях массы морского льда.

Динамические факторы, к которым прежде всего относятся морские течения и ветер (действие ветра проявляется как непосредственно, так и опосредованно – через волнение), приводят к перераспределению массы льда в пространстве. Перераспределение льда возможно, с одной стороны, за счет изменений его динамических характеристик, т.е. сплоченности, торошения, разрежения и сжатия, а с другой – движения льдов по акватории за счет действия внешних сил. Если изменения динамических характеристик льда носят в основном локальный характер, то дрейф может вызвать перемещение значительных масс льда на многие сотни километров и тем самым существенно влиять на баланс.

Обычно динамическая составляющая ледового баланса выражается через дивергенцию потока (дрейфа) льда, т.е.

$$\Delta m_D = -\text{div} F_x. \quad (7.11)$$

Здесь  $F_x$  – поток льда, модуль которого определяется по следующей формуле:

$$F_x = (1/A) \rho_L h_L k_c k_M U_n, \quad (7.12)$$

где  $\rho_L$  и  $h_L$  – плотность и толщина льда соответственно;  $k_c$  – коэффициент сплоченности льда, доли единицы;  $k_M$  – коэффициент мощности, характеризующей степень торошения льда;  $U_n$  – нор-

мальная составляющая скорости льда к контуру, аппроксимирующей площади  $A$  рассматриваемой акватории.

Учет коэффициентов сплоченности и мощности в формуле (7.12) является весьма сложным и осуществляется обычно приближенным образом. В тех случаях, когда сведения о торосистости и сплоченности льдов отсутствуют, эти коэффициенты принимаются равными единице.

Физический смысл  $\text{div}F_{\lambda}$  состоит в том, что она представляет разность между выносом и вносом льда на рассматриваемой акватории (обычно через проливы), причем принимается, что  $\text{div}F_{\lambda} > 0$ , если вынос льдов превышает их внос. Если же наблюдается обратный процесс, т.е. внос льда превалирует над его выносом, то имеет место отрицательная дивергенция, или, другими словами, конвергенция дрейфа льда.

В тех морях, где преобладает дивергенция дрейфа льда, его характерная толщина оказывается уменьшенной, образуются зоны разрежения льда и даже участки чистой воды. В результате наблюдается весь возрастной состав льда: от начальных форм до многолетнего. Коэффициент сплоченности может изменяться в широких пределах, а коэффициент мощности близок к единице.

При конвергенции дрейфа льда происходит некоторое увеличение средней толщины. Вследствие сжатия льда наблюдается образование торосов. В этих условиях коэффициент сплоченности близок к единице, в то время как коэффициент мощности превышает единицу.

Рассмотрим особенности формирования ледообмена на примере Гренландского моря, которому свойственна очень высокая интенсивность дрейфа льда. В Гренландское море льды поступают из Арктического бассейна, через пролив Фрама, а выносятся за его пределы через Датский пролив. Среднегодовое количество ледообмена, а также объема льда для указанного моря приводятся в табл. 7.6. Нетрудно видеть, что максимум поступления льдов в Гренландское море наблюдается зимой, а минимум — в августе, т.е. прослеживается отчетливо выраженный годовой ход дрейфа льда через пролив Фрама. Несколько по-иному проявляется годовой ход дрейфа льда через Датский пролив. В частности, максимум его выноса смещается на апрель, а минимум — на сентябрь.

Так как весь год (за исключением мая) внос льда превышает его вынос, то имеем конвергенцию дрейфа льда. Прежде всего следует отметить то, что абсолютные значения  $\text{div}F_{\lambda}$  значительно меньше значений вноса и выноса льда, а их годовой ход практически не выражен.

Таблица 7.6

**Среднегодовое оценки ледообмена и объема льда  
в Гренландском море, км<sup>3</sup>. По А.А. Лебедеву, Н.С. Уралову**

Месяц	Внос, $F_1$	Вынос, $F_2$	$F_2 - F_1$	Объем
I	296	226	-70	1863
II	276	215	-61	2081
III	289	235	-54	2238
IV	258	247	-11	2328
V	149	152	3	2308
VI	136	82	-54	1999
VII	118	66	-52	1441
VIII	54	49	-5	955
IX	74	40	-34	791
X	169	70	-99	949
XI	224	145	-79	1228
XII	275	199	-74	1552
Год	2320	1726	-594	

Очевидно, это связано, с одной стороны, с трансформацией ледяного покрова в пределах Гренландского моря, а с другой – с возможными погрешностями, которые для некоторых месяцев могут превышать оценки  $\text{div}F_x$ . Кроме того, если сравнивать оценки ледообмена с объемом льда, находящегося в пределах моря, то становится очевидным, что динамическая составляющая баланса мала по сравнению с термической составляющей. Так, за период с апреля по сентябрь объем льда уменьшается на  $1537 \text{ км}^3$ . Принимая  $m_0 = 130 \text{ км}^3$  в соответствии с (7.10) имеем  $\Delta m_T = -1537 - 153 = -1690 \text{ км}^3$ . Следовательно, в течение года всего в море стает  $1690 \text{ км}^3$  льда, из них только  $153 \text{ км}^3$  за счет процесса ледообмена.

Более детальные сведения о формировании баланса морских льдов в северном и южном полушарии и Мировом океане в целом представлены в табл. 7.8. Итак, для средних годовых условий масса льдов в Мировом океане составляет  $32.4 \cdot 10^{18} \text{ г}$  или в пересчете на объем  $35.5 \cdot 10^3 \text{ км}^3$ , причем в северном полушарии масса льда в три раза больше, чем в южном ( $24 \cdot 10^{18}$  и  $8.4 \cdot 10^{18} \text{ г}$  соответственно). Однако площадь распространения морских льдов в северном полушарии даже несколько меньше, чем в южном ( $12.6 \cdot 10^6$  и  $13.3 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ ). Поэтому преобладание массы льда в северном полушарии достигается за счет большей толщины (2.3 и 0.9 м) и частично за счет сплоченности (9.6 и 7.2 баллов).

Годовые изменения параметров морских льдов в северном и южном полушарии и в целом для Мирового океана. По В.Ф. Захарову

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Северное полушарие													
Площадь, $10^6$ км <sup>2</sup>	14.9	15.9	16.1	15.5	13.9	12.4	10.9	8.8	8.0	10.0	12.1	13.3	12.6
Сплоченность, балл	9.7	9.8	9.8	9.7	9.6	9.4	8.9	8.8	8.5	9.1	9.6	9.7	9.6
Толщина, м	1.9	2.0	2.2	2.5	2.7	2.8	2.7	2.8	2.6	2.0	1.7	1.8	2.3
Масса, $10^{18}$ г	24.6	28.2	31.0	32.5	31.9	29.1	23.4	17.9	15.4	15.8	17.6	20.9	24.0
Южное полушарие													
Площадь, $10^6$ км <sup>2</sup>	7.9	5.0	5.8	8.2	11.5	14.2	17.2	18.9	20.0	19.4	17.3	13.0	13.3
Сплоченность, балл	6.1	6.0	6.0	6.9	7.2	7.6	7.7	7.7	7.6	7.5	9.8	6.0	7.2
Толщина, м	0.9	0.9	0.6	0.6	0.6	0.6	0.8	1.0	1.1	1.3	1.3	1.3	0.9
Масса, $10^{18}$ г	3.2	2.0	2.6	3.0	4.6	7.4	10.1	13.3	15.5	17.2	13.9	8.4	8.4
Мировой океан													
Площадь, $10^6$ км <sup>2</sup>	22.8	20.9	21.9	23.7	25.4	26.6	28.1	27.7	28.0	29.4	29.9	26.3	25.9
Сплоченность, балл	8.0	8.6	8.8	8.9	8.6	9.0	8.5	8.1	8.0	8.1	7.9	7.4	8.3
Толщина, м	1.9	1.9	2.0	1.9	1.9	1.7	1.6	1.6	1.6	1.5	1.7	1.7	1.7
Масса, $10^{18}$ г	27.8	30.2	33.6	35.5	36.5	36.5	33.5	31.2	30.9	33.0	31.5	29.3	32.4

Естественно, что годовые изменения ледовитости в каждом из полушарий оказываются противоположными. Так, в северном полушарии максимум ее наступает в конце холодного периода (апрель), а минимум – в конце теплого (сентябрь). При этом годовая амплитуда составляет  $16.7 \cdot 10^{18}$  т, т.е. именно столько льда образуется (стаивает) каждый год в пределах полушария. В южном полушарии максимум ледовитости отмечается в октябре, а минимум – в феврале. Разность между ними составляет  $13.5 \cdot 10^{18}$  т, т.е. изменения массы льдов в обоих полушариях примерно одинаковы. В то же время годовая амплитуда площади распространения льдов в северном полушарии почти в два раза меньше, чем в южном ( $8.1 \cdot 10^6$  и  $15 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> соответственно). Что касается Мирового океана, то максимум массы льдов отмечается в апреле ( $36.5 \cdot 10^{18}$  т), а минимум – в январе ( $27.8 \cdot 10^{18}$  т). Площадь распространения ледяного покрова достигает максимальных значений в октябре, а минимальных – в феврале, т.е. полностью следует за годовым ходом южного полушария.

Довольно интересным является тот факт, что максимальная толщина льдов в северном полушарии наблюдается не в момент наибольшего развития ледяного покрова, а несколькими месяцами позже, в августе. Связано это с тем, что наиболее устойчивые двухлетние и многолетние льды, представляющие собой ядро полярной шапки, концентрируются преимущественно в центральных районах Арктического бассейна. С внешней стороны ядра располагаются однолетние и молодые льды. Именно они стаивают в первую очередь в теплый период года. Поэтому толщина льдов увеличивается от апреля к августу, когда сплоченность в Северном Ледовитом океане и его отдельных районах становится минимальной и равной 8.3 балла, т.е. чистая вода занимает 17 % площади океана. Если же рассматривать все северное полушарие, то минимальная сплоченность льдов отмечается чуть позже, в сентябре, что обусловлено более поздними сроками стаивания льдов в морях Тихого океана.

Очевидно, наиболее перспективным методом исследования морского льда является дистанционное зондирование с ИСЗ, которое позволяет осуществлять оперативное слежение за характеристиками ледового режима практически в глобальном масштабе. В качестве примера на рис. 7.6 приводится межгодовая изменчивость площади распространения морского льда в северном полушарии по спутниковым данным. Можно отметить некоторую тенденцию к уменьшению ледовитости от середины 70-х годов к началу 90-х.

$A, \cdot 10^6 \text{ км}^2$

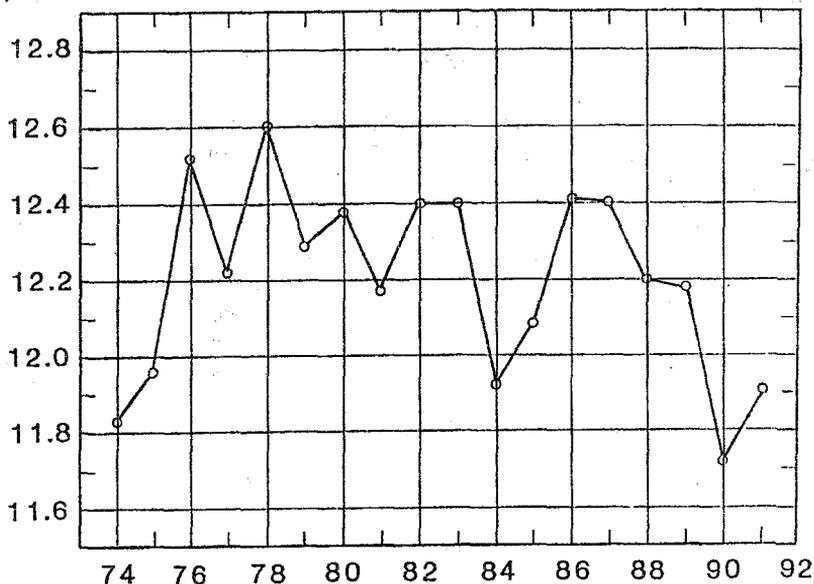


Рис. 7.6. Межгодовая изменчивость площади распространения морского льда ( $10^6 \text{ км}^2$ ) в северном полушарии по спутниковым данным.

### **7.6.2. Общая характеристика ледяного покрова в океанах и морях**

Ледяной покров можно рассматривать как продукт термодинамического взаимодействия океана и атмосферы. При этом, как показывают результаты численного моделирования, основное влияние на формирование ледяного покрова оказывают термические факторы. Динамические факторы (течения и ветер) не очень сильно изменяют общее положение ледяного покрова.

По продолжительности сохранения ледяного покрова и его происхождению Мировой океан был разделен В.С. Назаровым на шесть зон. К первой зоне были отнесены те области, в которых ледяной покров присутствует круглый год, несмотря на некоторое уменьшение его сплоченности в теплый период. Это центральная часть Арктического бассейна, моря Амундсена, Беллинсгаузена, Уэдделла. В этой зоне зимой образуется больше льда, чем успевают растаять летом.

Во вторую зону включены акватории, на которых льды ежегодно меняются. Большая часть их успевают растаять за лето, но за счет

дрейфа в этой зоне летом всегда можно встретить льды (например, Карское и Баренцево моря).

Третью зону составляют районы с сезонным ледяным покровом, образующимся ежегодно в холодный период года и полностью исчезающим в результате таяния летом. К этой зоне относятся Охотское, Японское, Белое, Балтийское, Аральское и Каспийское моря.

В некоторых районах Мирового океана льды образуются только в очень холодные зимы (Северное, Мраморное и Адриатическое моря). Эти районы составляют четвертую зону.

К пятой зоне относятся районы, в которых встречается лед, принесенный из-за их пределов. Это район Ньюфаундленда, большая часть Южного океана с включением области распространения айсбергов. Отметим, что зимой здесь тоже может образоваться лед, однако масса его значительно меньше массы льда, приносимого за счет дрейфа.

Наконец, остальная, большая часть Мирового океана, в которой льды никогда не встречаются, образует шестую зону.

Состояние ледяного покрова океанов и морей, включающее совокупность таких характеристик, как появление и исчезновение льда, его толщина, сплоченность, дрейф, прочность и т.п., определяется сезонным ходом гидрометеорологических процессов и локальными особенностями рассматриваемой акватории. Так как полная характеристика его состояния в аналитическом виде практически невозможна, то обычно ограничиваются анализом экспериментальных данных, полученных с помощью ледовых авиаразведок, дистанционных измерений характеристик льда со спутников, а также контактных (непосредственных) измерений с поверхности ледяного покрова.

К настоящему времени наиболее изучены льды Северного Ледовитого океана и его морей. Так как основная масса льда находится в движении (в дрейфе), то в связи с этим он, как правило, не достигает состояния устойчивого равновесия. Если в южных районах арктических морей под действием термических факторов может нарастать и таять до 2 м льда, то в центральной части океана за лето стает лишь около 50 см. В среднем толщина льда возрастает с ростом широты, однако вследствие особенностей циркуляции и термического режима абсолютный максимум отмечается не у полюса, а в районах, примыкающих к Канадскому Арктическому архипелагу и морю Бофорта. Здесь многолетний припай в некоторых местах может достигать толщины более 10 м. Толщина же льда в районах больших торосов может даже превышать 20–30 м.

В Арктическом бассейне обычно различают два основных океанических массива многолетних льдов: уже упомянутый выше Канадский и Приатлантический массивы, граница раздела между которыми проходит над хребтом Ломоносова. Вследствие дивергенции потока льда зимой здесь формируется зона повышенной трещиноватости ледяного покрова, а летом – зона обширных разводий. Естественно, что площадь разводий должна иметь четкий сезонный ход. Так, зимой в среднем для Арктического бассейна она составляет около 2 %, а летом увеличивается до 15 %.

Из-за особенностей генерального дрейфа ежегодно из Арктического бассейна в Гренландское море выносятся такое количество льда, которое покрывает около 900 тыс. км<sup>2</sup>, что составляет 20 % площади океана. Вследствие колебаний гидрометеорологических условий межгодовые изменения массы выносимых льдов достигают 60 % ее среднего значения. Ширина зоны льдов и их сплоченность в Гренландском море убывают к югу в полном соответствии с характером циркуляции вод и их температурой. Теплые атлантические воды несут огромное количество тепла, которое препятствует созданию благоприятных условий ледообразования. Поэтому Баренцево море, куда распространяются эти воды, даже зимой в юго-западной части не покрывается льдом (рис. 7.7). Самое южное положение кромки льда отмечается в апреле, а самое северное – в августе, когда почти все Баренцево море свободно ото льда. Положение кромки льда является очень изменчивой характеристикой, которая может смещаться в пространстве на многие сотни километров, тем самым существенно влияя на процессы термодинамического взаимодействия океана с атмосферой.

Соединяющееся с Баренцевым морем Белое море существенно отличается от первого по ледовому режиму. Оно практически не получает теплых океанических вод и в то же время сток рек и пресные воды от таяния льда приводят к довольно хорошо выраженной плотностной стратификации.

В результате теплозапас моря ограничивается тем, который создается местным летним прогревом, концентрирующимся в поверхностных слоях воды. Он довольно быстро расходуется в осенне-зимний период, и дальнейшие теплотери компенсируются за счет теплоты ледообразования. Поэтому Белое море ежегодно покрывается льдом, продолжительность существования которого может составлять от 3 до 9 месяцев.

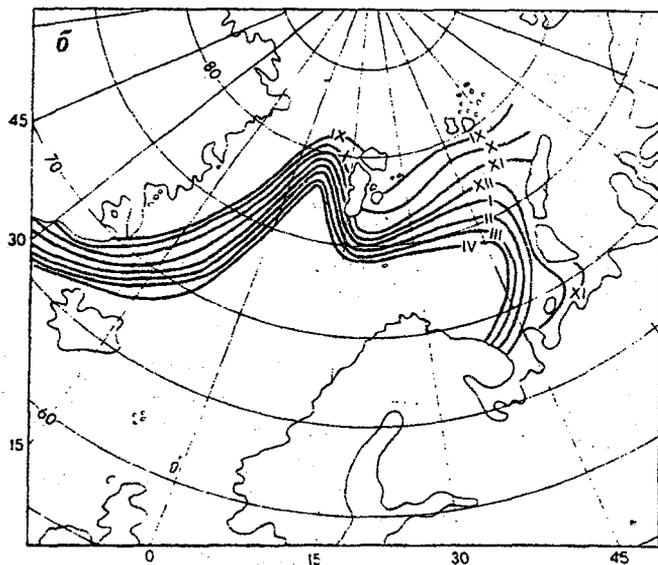
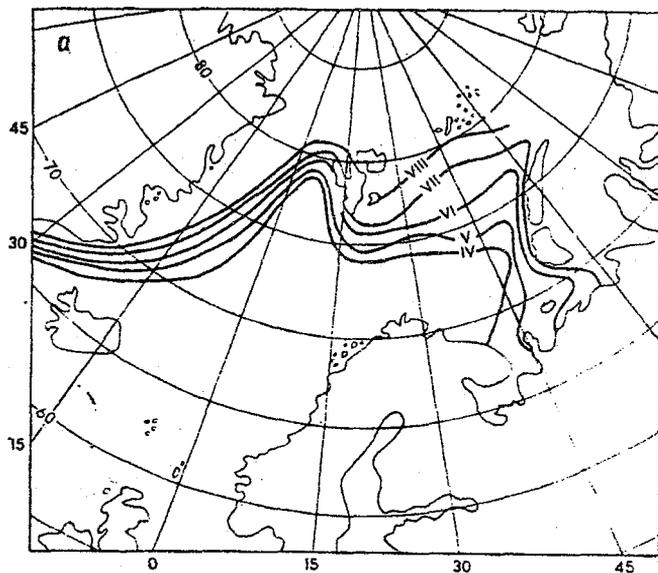


Рис. 7.7. Среднемесячное положение кромки морского льда в теплый (а) и холодный (б) периоды года в атлантическом секторе Арктики. По Г.К. Зубакину

Помимо термических условий на ледяной покров многих морей Северного Ледовитого океана достаточно сильное влияние могут оказывать динамические факторы, вызывающие дрейф льда. В тех морях, в которых преобладает вынос льда (Карское, Лаптевых, Чукотское, Баффина), пространственная неоднородность толщины льда значительна. В морях с преобладанием конвергенции, т.е. вноса льдов (Восточно-Сибирское и Бофорта), он более однороден по возрасту и его средняя толщина больше, чем в других северных морях.

Менее подробно изучен ледяной покров в северной части Тихого океана. Основная масса морского льда образуется здесь в окраинных морях. Начиная с сентября–октября лед появляется в северной части Берингова моря и постепенно распространяется на юг. В ноябре начинает замерзать Охотское море, в начале декабря – Японское и, наконец, северная часть Желтого моря. Характерной особенностью ледяного покрова открытых районов является его большая подвижность. Под действием ветра льды постепенно взламываются и выносятся к югу от мест их образования. В результате в северных частях морей часто образуются участки открытой воды и встречаются льды всех возрастов, от начальных форм до белого. Вследствие значительных приливных колебаний уровня, течений и сильных ветров припай может образовываться преимущественно в закрытых бухтах и заливах.

Небольшое количество льда образуется также во внутренних морях северного полушария (Каспийское, Аральское, Азовское и Черное). В них прежде всего замерзают мелководные участки с малым теплозапасом. Площадь льда в этих морях сильно зависит от суровости зимы и имеет большие межгодовые колебания.

Что касается Антарктики, то здесь главным в образовании и распространении морского льда являются термические факторы. Второй особенностью ледяного покрова является довольно широкое распространение внутриводного льда, по крайней мере в прибрежных водах. Замерзание антарктических вод в прибрежной зоне начинается в марте, и с этого момента граница ледяного покрова постепенно продвигается к северу со средней скоростью 4.2 км/сут. В сентябре–октябре кромка льда достигает своего крайнего северного положения, располагаясь в среднем вдоль широты 60°, но в конкретные годы в зависимости от гидрометеорологических условий она смещается в ту или иную сторону. Из-за ветра, течений и волнения очертания кромки извилистые и быстро меняются с изменением первых. Сплоченность льда в пределах кромки может быть от 1 балла при отжимном ветре до 10 баллов при нажимном.

В прибрежной части акватории толщина однолетнего льда находится в пределах 1.5 – 2 м. Из-за сравнительно слабой изрезанности побережья, больших глубин и преобладания стоковых ветров припай в Антарктике развит значительно слабее, чем в Арктике. Его ширина составляет в среднем 25–35 км. Основная масса льда дрейфует в непосредственной близости от материка. Лед движется преимущественно на запад, отклоняясь к северу под воздействием выступов береговой черты. Там он попадает в Антарктическое циркумполярное течение и далее дрейфует в его системе.

Таяние льда в Антарктике начинается в октябре–ноябре от внешней кромки, соприкасающейся с теплыми океаническими водами. Отступление кромки льда составляет в среднем 6.5 км/сут. Кроме термических факторов на скорость таяния определенное влияние оказывает и скорость выноса льдов на север, ускоряя этот процесс. За теплый период большая часть антарктического ледяного покрова исчезает, уменьшаясь до площади 2.5 млн.км<sup>2</sup>. Основная доля оставшихся льдов сосредоточена в морях Уэдделла, Беллинсгаузена, Амундсена, в которых таяние ослаблено влиянием холодного материка.

Для прибрежных районов Антарктики характерно наличие летом зоны чистой воды или разреженных льдов, за которой следует полоса более сплоченных льдов. Особенно четко такая картина прослеживается в районе моря Росса. Этот отжим льдов от материка обусловлен стоковыми ветрами. Большая доля оставшегося к осени льда постепенно выносится к северу и тает на следующий год. Поэтому многолетние льды в антарктических водах встречаются крайне редко и образуются в основном из многолетнего припая, который в глубоких заливах может не взламываться и не выноситься в течение нескольких лет.

### **7.6.3. Айсберги**

**Айсбергами** называются крупные ледяные глыбы материкового происхождения, свободно плавающие или стоящие на отмели. Подавляющая часть айсбергов (около 99 %) образуется при обламывании от Антарктического и Гренландского ледниковых щитов, однако механизм их формирования несколько различен. Так, антарктические айсберги по происхождению разделяются на три типа: айсберги шельфовых ледников, айсберги покровного оледенения и айсберги выводных ледников.

Свисающий в море конец шельфового ледника испытывает действие направленной вверх силы, которая изменяется в зависимости

от приливных и непериодических колебаний уровня моря, а также особенностей атмосферных процессов. Одновременно происходит движение самого ледника в море под действием собственной тяжести. В результате возникает суммарная сила, которая, превысив некоторое критическое напряжение в леднике, приводит к обламыванию его нижней части.

Примерно таким же образом происходит обламывание айсбергов от выводных ледников. Отличие заключается в том, что этот процесс осуществляется относительно регулярно и всегда по изостатическим трещинам, образующимся при переходе ледника в море. По-иному происходит образование айсбергов покровного оледенения. Края материкового льда, сползающего с коренного основания в море, находятся в изостатически неуравновешенном состоянии. Поэтому в зоне его всплывания возникают напряжения, работающие на излом и в конце концов приводящие к отколу айсберга. Отметим, что самые крупные айсберги в основном шельфового происхождения, а самые мелкие – покровного оледенения.

В Гренландии основная часть айсбергов (примерно 7500) образуется из ледников ее западного побережья, причем наиболее крупные расположены в заливе Мелвилл и бухте Диско. Здесь в среднем за год откалывается 5400 больших айсбергов. Гренландские ледники имеют высокую скорость движения (20–25 м/сут), поэтому отламывание их нижних краев осуществляется под воздействием только силы тяжести.

Замедленный процесс формирования льда в леднике приводит к тому, что в айсберге содержится множество пузырьков воздуха, в результате чего объем воздуха может достигать 15 % от объема айсберга. Следовательно, степень его погружения зависит не только от плотности морской воды, но и от объема воздуха в самом айсберге, а также от его формы. Если нижняя часть айсберга широкая, а верхняя часть конусообразная, то последняя будет заметно возвышаться над водой. Так, отношение высоты надводной части к высоте подводной для айсберга прямоугольной или столбовой формы составляет 1:7, округлой формы 1:4, пирамидальной 1:3.

Надводная часть крупных айсбергов поднимается на несколько десятков метров, а в отдельных случаях до 100 м. Длина и ширина крупных айсбергов достигают нескольких километров, реже десятков километров, а в Антарктике даже сотен километров. Максимальный айсберг в северном полушарии был обнаружен в середине XVIII в. у

западных берегов Гренландии и имел высоту 225 м. В Антарктике встречаются айсберги длиной более 150 км и высотой более 70 м. Количество айсбергов по мере удаления от побережья Антарктики быстро уменьшается. Их основная масса наблюдается вблизи берега в прибрежной зоне шириной 100 км. На  $68^\circ$  ю.ш. встречаются чуть более 100 айсбергов (рис. 7.8), а на  $66^\circ$  ю.ш. – уже около 50. Севернее  $60^\circ$  ю.ш. айсберги встречаются редко.

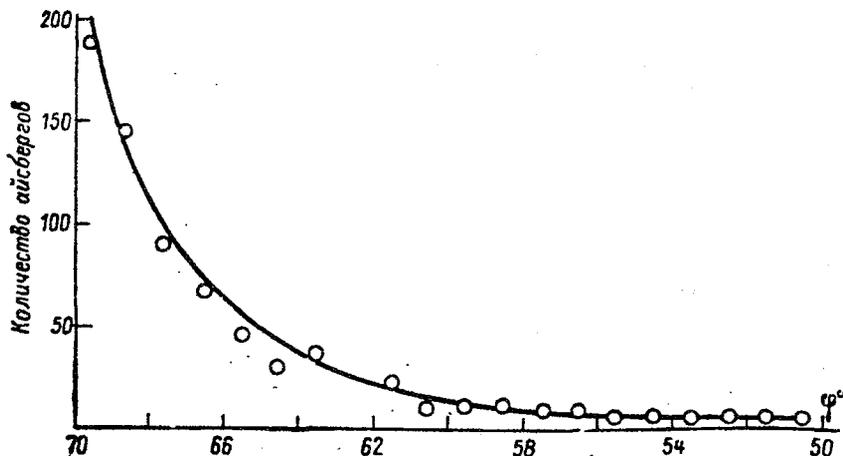


Рис. 7.8. Изменение количества антарктических айсбергов с широтой.  
По В.Х. Буйницкому

Генеральная схема дрейфа айсбергов в Антарктике подразделяется на три самостоятельные области: прибрежная зона, зона преобладающего выноса и зона Антарктического циркумполярного течения. В прибрежной зоне айсберги под действием Западного прибрежного течения и преобладающих юго-восточных ветров двигаются в генеральном западном направлении. Затем они попадают в зоны преобладающего выноса, главными из которых являются западно-атлантическая ( $50\text{--}60^\circ$  з.д.), центрально-индийская ( $95\text{--}110^\circ$  в.д.) и западно-тихоокеанская ( $160\text{--}180^\circ$  з.д.). Перемещаясь в зонах выноса в северном направлении, айсберги переходят в зону устойчивого действия Антарктического циркумполярного течения и продолжают дрейфовать в генеральном восточном направлении. Скорость их дрейфа существенно различается в зависимости от района, изменяясь в среднем от 5 до 30 км/сут. Продолжительность жизни айсбергов зависит от места их пребывания и в среднем составляет 6 лет, хотя в отдельных случаях может достигать 12–13 лет.

Западно-гренландские айсберги сначала движутся вдоль побережья на север, к проливу Смита, а затем поворачивают на юг, придерживаясь восточного побережья Баффиновой Земли и п-ова Лабрадор. Значительное их количество в системе Лабрадорского течения выносится в Атлантику, создавая угрозу судоходству. Путь айсбергов от залива Мелвилл до Большой Ньюфаундлендской банки в среднем составляет около 3 лет. Часть айсбергов образуется также у восточного побережья Гренландии. Эти айсберги, вовлекаясь в Восточно-Гренландское течение, достигают мыса Фарвель и, обогнув его, следуют далее вдоль побережья в северо-западном направлении. Основная масса айсбергов разрушается в теплых водах течения Ирмингера.

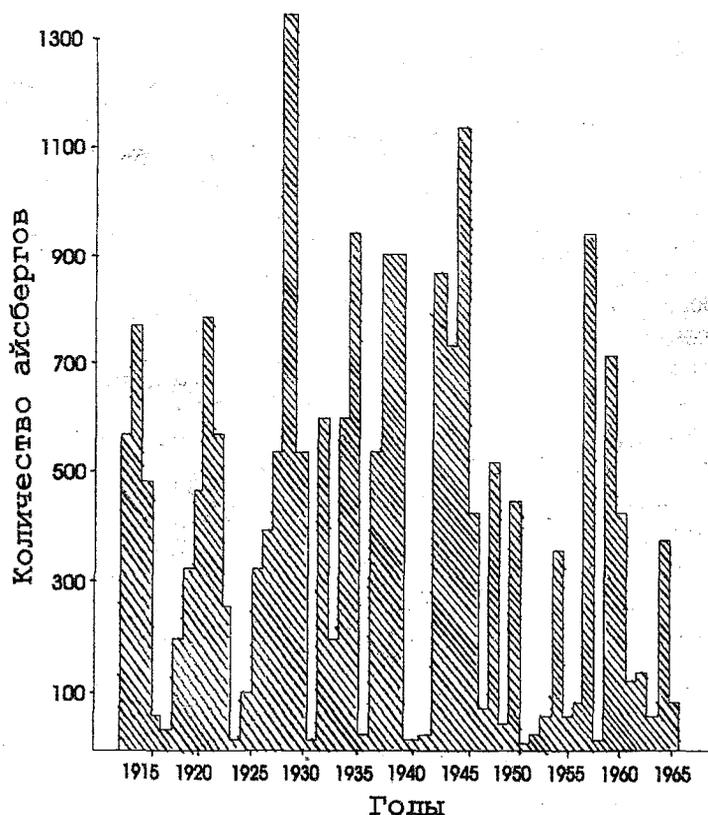


Рис. 7.9. Межгодовая изменчивость количества айсбергов в Атлантическом океане южнее 48° с.ш. По Джелли и Маршаллу

Незначительное количество айсбергов (около 1 %) образуется в Арктическом бассейне в основном с ледников Земли Франца-Иосифа, Северной Земли и Шпицбергена. Область распространения этих айсбергов ограничена приатлантической частью Арктического бассейна, а их число обычно не превышает нескольких десятков.

Площадь распространения айсбергов в северном полушарии достигает  $7 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>, а в южном – в восемь раз больше, т.е.  $56 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>. Следовательно, суммарная площадь их распространения составляет примерно 18.7 % от площади Мирового океана. Айсберги выносятся гораздо дальше по направлению к экватору, чем морской лед: в южном полушарии они встречаются на широтах 44–57° ю.ш., а в некоторых случаях даже севернее. Лабрадорское течение выносит айсберги до 40° с.ш., а иногда до 36° с.ш.

Характерной особенностью распространения айсбергов является очень высокая межгодовая изменчивость, связанная с их крайне неравномерным откалыванием от ледников. В качестве примера на рис.7.9 приводится межгодовой ход числа айсбергов в Северо-Западной Атлантике южнее 48° с.ш. Так, если в 1924 г. их было зафиксировано лишь 10, то спустя пять лет – уже 1351. Среднее число айсбергов за период 1913–1965 гг. составило 381.

Айсберги создают значительные трудности для мореплавания. Именно после столкновения с одним из них южнее Ньюфаундленда затонул в 1913 г. «Титаник», что и послужило отправной точкой для создания специальной службы, ведущей систематические наблюдения за айсбергами.

## ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. *Атлас океанов*. Т.1–3 – Л.: Гидрометеиздат, 1974–1980.
2. *Гершанович Д.Е., Муромцев А.М.* Океанологические основы биологической продуктивности Мирового океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 319 с.
3. *Гусев А.М.* Основы океанологии. – М.: изд. МГУ, 1983. – 247 с.
4. *Егоров Н.И.* Физическая океанография. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 455 с.
5. *Жуков Л.А.* Общая океанология. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 376 с.
6. *Нешиба С.* Океанология/Пер. с англ. – М.: Мир, 1991. – 414 с.
7. *Океанографические таблицы*/4-е изд. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 477 с.
8. *Океанографическая энциклопедия*/Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 631 с.
9. *Смирнов Г.Н.* Океанология. – М.: Высшая школа, 1987. – 407 с.
10. *Степанов В.Н.* Океаносфера. – М.: Мысль, 1983. – 270 с.

## ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

### К главе 1

1. *Атлас океанов*. Термины. Понятия. Справочные таблицы. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 156 с.
2. *Богданов Ю.А., Каплин П.А., Николаев С.Д.* Происхождение и развитие океана. – М.: Мысль, 1972.
3. *Леонтьев О.К.* Физическая география Мирового океана. – М.: изд. МГУ, 1982. – 200 с.
4. *Лисицын А.П.* Осадкообразование в океанах. – М.: Наука, 1974. – 438 с.
5. *Малинин В.Н.* Влагообмен в системе океан – атмосфера. – СПб: Гидрометеиздат, 1994. – 197 с.
6. *Мировой водный баланс* и водные ресурсы Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 638 с.
7. *Монин А.С., Шишков Ю.А.* История климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 407 с.
8. *Степанов В.Н.* Природа Мирового океана. – М.: Просвещение, 1982. – 192 с.
9. *Строкина Л.А.* Тепловой баланс поверхности океанов. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 447 с.
10. *Федосеев П.А.* История изучения основных проблем гидросферы. – М.: Наука, 1975. – 207 с.
11. *Физическая география* Мирового океана /Под ред. К.К. Маркова. – Л.: Наука, 1980. – 362 с.
12. *Чечкин С.А.* Основы геофизики. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 288 с.
13. *Шепард Ф.П.* Морская геология/Пер. с англ. – М.: Мир, 1976. – 488 с.

### К главе 2

1. *Алекин О.А., Ляхин Ю.И.* Химия океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 343 с.
2. *Винников С.Д., Проскуряков Б.В.* Гидрофизика. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 248 с.
3. *Дерпгольц В.Ф.* Мир воды. – Л.: Недра, 1979. – 254 с.
4. *Иванов А.* Введение о океанографию/Пер. с фр. – М.: Мир, 1978. – 574 с.
5. *Израэль Ю.А., Цыбань А.В.* Антропогенная экология океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 528 с.
6. *Мамаев О.И.* Термохалинный анализ вод Мирового океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 295 с.
7. *Михайлов В.Н., Добровольский А.Д.* Общая гидрология. – М.: Высшая школа, 1991. – 368 с.

8. *Океанология*. Химия океана. Т.1. Химия вод океана/Под ред. О.К. Бордовского, В.Н. Иваненкова. – М.: Наука, 1979. – 520 с.
9. *Филиппов Д.М.* Климатический анализ физических полей Атлантического и Тихого океанов. – Л.: Гидрометеоздат, 1984. – 213 с.

#### К главе 3

1. *Акустика океана* /Под ред. Л.М. Бреховских. – М.: Наука, 1974. – 693 с.
2. *Андреева Н.Б.* Физические основы распространения звука в океане. – Л.: Гидрометеоздат, 1975. – 190 с.
3. *Ерлов Н.Г.* Оптика моря/Пер. с англ. – Л.: Гидрометеоздат, 1980. – 247 с.
4. *Иванов А.* Введение в океанографию/Пер. с фр. – М.: Мир, 1978. – 580 с.
5. *Клей К., Медвин Г.* Акустическая океанография/Пер. с англ. – М.: Мир, 1980. – 580 с.
6. *Океанология*. Физика океана. Т.1. – М.: Наука, 1978. – 455 с.
7. *Очаковский Ю.Е., Копелевич О.В., Войтов В.Н.* Свет в море. – М.: Наука. – 94 с.
8. *Шифрин К.С.* Введение в оптику океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 279 с.
9. *Шулейкин В.В.* Физика моря. – М.: Наука, 1968. – 1083 с.

#### К главе 4

1. *Булгаков Н.П.* Конвекция в океане. – М.: Наука, 1975. – 271 с.
2. *Зубов Н.Н.* Динамическая океанология. – М. –Л.: Гидрометеоздат, 1947. – 430 с.
3. *Иванов А.* Введение в океанографию/Пер. с фр. – М.: Мир, 1978. – 580 с.
4. *Карлин Л.Н., Ключиков Е.Ю., Кутько В.П.* Мелкомасштабная структура гидрофизических полей верхнего слоя океана. – М.: Гидрометеоздат, 1988. – 162 с.
5. *Мамаев О.И.* Термохалинный анализ вод Мирового океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1987. – 295 с.
6. *Материалы океанологических исследований*. Вып.1. Формы тонкой термохалинной структуры океана. Каталог. – М., 1987. – 134 с.
7. *Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г.* Изменчивость Мирового океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1974. – 262 с.
8. *Монин А.С., Озмидов Р.В.* Океанская турбулентность. – Л.: Гидрометеоздат, 1981. – 320 с.
9. *Праудмен Д.* Динамическая океанография. – М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1957. – 418 с.
10. *Федоров К.Н.* Тонкая термохалинная структура вод океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1976. – 184 с.

#### К главе 5

1. *Бортковский Р.С.* Тепло- и влагообмен атмосферы и океана при шторме. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 193 с.
2. *Бютнер Э.К.* Планетарный газообмен  $O_2$  и  $CO_2$ . – Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 240 с.
3. *Взаимодействие океана и атмосферы в Северной полярной области*. – Л.: Гидрометеоздат, 1991. – 176 с.
4. *Доронин Ю.П.* Взаимодействие атмосферы и океана. – Л.: Гидрометеоздат, 1981. – 286 с.
5. *Каган Б.А.* Взаимодействие океана и атмосферы. – СПб: Гидрометеоздат, 1992. – 335 с.
6. *Краус Э.* Взаимодействие атмосферы и океана/Пер. с англ. – Л.: Гидрометеоздат, 1976. – 295 с.

7. Лапто С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан – атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 336 с.
8. Малинин В.Н. Влагообмен в системе океан – атмосфера. – СПб: Гидрометеоиздат, 1993. – 196 с.
9. Монин А.С. Введение в теорию климата. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 246 с.
10. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 638 с.
11. Плахотник А.Ф. Взаимодействие океана и атмосферы (История изучения). – М.: Наука, 1978. – 203 с.
12. Процессы переноса вблизи поверхности раздела океан – атмосфера/Под ред. А.С. Дубова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 239 с.
13. Перри А., Уокер Д. Система океан – атмосфера. – Л.: Гидрометеоиздат, 1979. – 195 с.
14. Строкина Л.А. Тепловой баланс поверхности океанов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 447 с.
15. Тимофеев Н.А. Радиационный режим океанов. – Киев: Наукова думка, 1983. – 247 с.
16. Энциклопедия океан – атмосфера/Пер. с англ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988 – 464 с.

#### К главе 6

1. Белкин И.М. Морфолого-статистический анализ стратификации океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 133 с.
2. Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 253 с.
3. Иванов А. Введение в океанографию. – М.: Мир, 1978. – 574 с.
4. Кука В.И. Промежуточные воды Мирового океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 270 с.
5. Кузнецов А.А. Верхний квазигоризонтальный слой Северной Атлантики. – Обнинск, 1982. – 82 с.
6. Мамаев О.И. Термохалинный анализ вод Мирового океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – 295 с.
7. Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 269 с.
8. Сарухян Э.И., Смирнов Н.П. Водные массы и циркуляция Южного океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 288 с.
9. Степанов В.Н. и др. Климатолого-статистические исследования термохалинных полей Северной Атлантики. – М.: Гидрометеоиздат, 1982. – 164 с.
10. Тимофеев В.Т., Панов В.В. Косвенные методы выделения водных масс. – Л.: Гидрометеоиздат, 1962. – 351 с.
11. Штокман В.Б. Избранные труды по физике моря. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 336 с.
12. Щербинин А.Д. Структура и циркуляция вод Индийского океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976.

#### К главе 7

1. Буйницкий В.Х. Морские льды и айсберги Антарктики. – Л.: Изд. ЛГУ, 1973. – 255 с.
2. Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. – М.: Наука, 1987. – 248 с.
3. Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 318 с.
4. Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 136 с.

5. *Зубакин Г.К.* Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 160 с.
6. *Зубов Н.Н.* Льды Арктики. – М.: Изд. Главсевморпути, 1945. – 360с.
7. *Назаров В.С.* Льды антарктических вод. – М.: Изд. АН СССР, 1962. – 80 с.
8. *Песчанский И.С.* Ледоведение и ледотехника. – Л.: Гидрометеоиздат, 1967. – 461 с.
9. *Самойлов Б.А.* Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых горных пород. – М.: Изд. МГУ, 1971. – 507 с.
10. *Шулейкин В.В.* Физика моря. – М.: Наука, 1968. – 1083 с.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абиссальная равнина 49  
Адвекция тепла течениями 172, 203  
Адиабатическая поправка 73  
Адиабатический процесс 73  
Азот 100, 103  
Айсберги 325-329  
    дрейф 327  
    происхождение 326  
    распространение 329  
Альbedo 114  
Апвеллинг 32  
Астеносфера 51
- Батиграфическая кривая 43  
Биогенные элементы 103  
Биолюминисценция 126  
Биохимическое потребление кислорода 101  
Бухта 28
- Верхний квазиородный слой 250  
Верхняя мантия 51  
Вечная мерзлота 294  
Взаимодействие океана с атмосферой  
    газовое 182, 239  
    гидрологическое 182  
    динамическое 182, 235  
    крупномасштабное 183  
    мезомасштабное 183  
    мелкомасштабное 183  
    солевое 182, 242  
    тепловое 182  
Взвесь 102, 119  
Влажность воздуха 188, 193, 209  
Внешний тепловой баланс 199  
Внутритропическая зона конвергенции 233  
Водная масса 265  
    вторичная 280  
    классификации 272  
    локальная 280  
    первичная 280  
    термохалинный индекс 266  
    трансформация 280  
    тропосферная 273, 275  
    стратосферная 273, 275  
Водный баланс океана  
    методы определения 233  
    уравнение 232  
Водообмен между океанами 233
- Вулканизм 54, 55  
Вязкость (внутреннее трение) 86  
    молекулярная 87  
    турбулентная 87  
Вяйсяля-Брента частота 148
- Газообмен океана с атмосферой 238-242  
    кислородом 240  
    углекислым газом 241  
Гайот 49  
Геотермальный поток 189  
Гидрологический цикл *см.* Круговорот воды в природе  
Гидросфера 17  
Гипсографическая кривая 43  
Глубоководный желоб 49  
«Голос» моря 141  
Горный ледник 293  
Губа 28
- Давление  
    гидростатическое 75  
    осмотическое 88  
Даунвеллинг 32  
Деформация льда 302  
    пластическая стадия 303  
    стадия разрушения 303  
    упругая стадия 303  
Деятельный слой 252  
Дивергенция горизонтального потока  
    влаги 226  
    --- тепла 199  
    - потока льда 315  
Динамическая скорость ветра 235  
Диффузия 87  
    молекулярная 87  
    турбулентная 88  
Донные отложения 58  
Дрейф континентов 64  
    - льда 309-314  
    -- антарктический 314  
    -- арктический 313  
    -- основные силы 309
- Загрязнение океана 105  
Закон Бугера 117  
    - Генри 96  
    - Генри-Дальтона 96

- Ньютона 87
- Снеллиуса 112
- «четырёх третей» 177
- Залив 27
- Затраты тепла на испарение 34, 208
- Звукорассеивающий слой 137
- Землетрясения 57, 58
- Земная кора 51
- Зональность 38
  - вертикальная 39
  - циркумполярная 39
  - широтная 39
- Изобата** 43
- Изопикнический слой 263
- Изотермический слой 251
- Изохалинный слой 258
- Импульс 174
- Индикатрисса рассеяния 119
- Интенсивность звука 135
- Интерливинг 161
- Интрузия 167
- Испарение *см.* Затраты тепла на испарение
- Карбонатная система** 101
- Кинетическая энергия 35
- Климат океана 31
- Климатическая система 185
- Количество движения *см.* Импульс
- Конвективные элементы 151
- Конвекция**
  - внутрислойная 151
  - вынужденная 149
  - дифференциально-диффузионная 163
  - критическая глубина 158
  - крупномасштабная 154
  - мезомасштабная 154
  - мелкомасштабная 155
  - поверхностная 151
  - свободная 150
  - соленостная 155
  - термическая 155
  - термохалинная 155
  - ячейчатая 151
- Конденсация водяного пара 188
- Котловина окраинных морей 49
- Коэффициент**
  - влагообмена *см.* Число Дальтона
  - газообмена 239
  - затухания 136
  - отражения 113
  - поверхностного натяжения 86
  - полезного действия 197
  - поглощения 135
  - теплообмена *см.* Число Стэнтона
  - сжимаемости 79
  - соленостного сжатия 79
  - сопротивления 235
  - термического расширения 79
- «Красный прилив» 127
- Кремний 103
- Криосфера 221, 292
- Критерий Хессельберга-Свердрупа 146
- Круговорот воды в природе 219–221
- Лагуна** 28
- Ледниковый покров 292
- Лиман 28
- Литосфера 51
- Ложе океана 49
- Магматизм** 54
- Массовая доля водяного пара 209
- Материковая отмель 46
- Материковое подножие 46
- Материковый склон 46
- Материковый сток 228
- Меридиональный перенос водяного пара 226
  - – пресной воды 234
  - – явного тепла в океане 204
  - – – – в атмосфере 204
- Методы определения потоков явного и скрытого тепла 208–212
  - аэродинамический 209
  - градиентный 208
  - пульсационный 208
- Микроэлементы 99
- Морская вода
  - агрегатные состояния 70
  - акустические свойства 127–135
  - диаграмма состояния 71
  - диэлектрическая проницаемость 68
  - молекулярная структура 68
  - оптические свойства 109–126
  - прозрачность 123
    - абсолютная 124
    - относительная 85
  - сжимаемость 67, 93
  - соленость 72

- температура 72
- тепловые характеристики 82–84
- фазовые переходы 70
- физические свойства 85–88
  - аномалии 92
- химические свойства 94–97
- химический состав 97–104
- цвет 122
- электропроводность 88
- Морской лед
  - баланс массы 316–319
    - уравнение 315
  - дрейф 309
  - заснеженность 298
  - классификация 296
  - механические свойства 302–304
  - распределение 320–324
  - сплоченность 298
  - тепловой баланс 304
  - торосистость 298
  - физические характеристики 299–301
- Моря 24
  - классификация 24, 26
  - морфометрические характеристики 25
- Новая глобальная тектоника (концепция) 65
- Облученность 121
- Океан
  - Атлантический 21
  - бароклинный 80
  - баротропный 80
  - Индийский 22
  - однородный 80
  - Тихий 21
  - Северный Ледовитый 22
  - Южный 20
- Океаническая котловина 49
- Оптическая зона океана 122
  - афотическая 122
  - дисфотическая 122
  - эвфотическая 122
- Органическое вещество
  - автохтонное 102
  - аллохтонное 102
- Осадки атмосферные 222–225
- Осадкообразование 58
- Освещенность *см.* Световой поток
- Островная дуга 49
- Отношение Боуэна 212
- Парциальное давление 209
  - насыщающее 209
- Перемешивание 142
  - конвективное 143
  - молекулярное 142
  - турбулентное 142
- Переходная зона океанического дна 47
- Пестициды 107
- Пикноклин
  - главный 263
  - сезонный 263
- Плотность воды 76–78
  - потенциальная 77
  - удельный вес 76
    - условный 77
  - удельный объем 76
    - условный 77
  - условная плотность 77
- Поверхностное натяжение 86
- Поверхность Мохоровичича 51
- Подводная окраина материков 46
- Подводное плато 49
- Подводный звуковой канал 132
- Показатель
  - замерзания 158
  - ослабления 121
  - поглощения 117
  - преломления 112
  - рассеяния 118
- Постулаты осреднения Рейнольдса 171
- Поток массы через поверхность океана, уравнение 230
  - главуности 230
  - скрытого тепла *см.* Затраты тепла на испарение
  - явного тепла *см.* Турбулентный теплообмен с атмосферой
- Приводной слой атмосферы 209
- Примесь 174
  - активная 174
  - пассивная 174
- Природные зоны океана 40
- Пролив 28
  - классификации 28–30
  - морфометрические характеристики 29, 30
- Продольная депрессия 49
- Противоизлучение атмосферы 192
- Пульсация 171

- Равновесная толщина льда 309
- Радиационный баланс океана 33, 189
  - методы определения 190–193
  - пространственное распределение 195
  - уравнение 189
- Радиация
  - возможная 191
  - прямая 190
  - поглощенная 192
  - рассеянная 192
  - суммарная 190
- Радиоактивность 90
- Распределение плотности
  - вертикальное 263–264
  - горизонтальное 289–291
- Распределение температуры
  - вертикальное 251–256
    - типы 254–256
  - экстремумы 253, 254
  - горизонтальное 282–285
- Распределение солёности
  - Вертикальное 258–263
    - Типы 260–263
  - Экстремумы 258–260
  - Горизонтальное 286–288
- Рассеяние света 118
- Рассол 299
- Растворенные газы 100–101
- Растворимость 96
- Реверберация звука 136
- Регрессия уровня 57
- Рельеф дна океана 43
  - классификации 46
  - морфометрические характеристики 45
- Рефракция звука 131
- Световой поток 109
- Свечение моря 126
- Седиментогенез *см.* Осадкообразование
- Сезонный снежный покров 294
- Сила звука *см.* Интенсивность звука
- Скорость звука 128–131
  - затухание 135
  - методы определения 130
  - распределение вертикальное 134
    - горизонтальное 138, 139
- Слой скачка 251
- Собственное излучение океана 192
- Солевой баланс океана 242–246
  - связь с водным балансом 245
  - солеобмен между океанами 244
    - с атмосферой 243
    - уравнение 244
- Солнечная постоянная 185
- Спрединг 66
- Срединно-океанический хребет 49
- Стратификация
  - безразличная 144
  - диаграмма 168
  - отрицательная 144
  - плотностная 144
  - положительная 144
  - термическая 144
  - солёностная 144
- Стратосфера океана 274
- Структурная зона
  - глубинная 248
  - поверхностная 247
  - придонная 250
  - промежуточная 248
- Субдукция 65
- Тектонические движения земной коры 55
- Температура
  - замерзания 90
  - наибольшей плотности 91
  - потенциальная 72
  - in situ 72
- Температуропроводность 84
  - Турбулентная 84
- Тепловой баланс океана
  - методы определения 198–212
  - пространственное распределение 202, 206, 215, 216
  - уравнение 198
- Теплоемкость 82
- Теплопроводность 83
  - молекулярная 83
  - турбулентная 83
- Теплосодержание *см.* Энтальпия
- Теплота испарения (конденсации) 84
  - кристаллизации (главления) 84
- Термодинамическая система 185
- Термоклин
  - главный 251
  - сезонный 251
- Течения
  - Антарктическое
  - циркумполярное 36, 275, 279, 314
  - Бенгельское 9

- Бразильское 10, 214
- Восточно-Гренландское 217, 282
- Гольфстрим 35, 214, 217, 230
- Западно-Шпицбергенское 245
- Западных Ветров 217
- Калифорнийское 214, 217
- Канарское 214
- Кромвелла 13
- Курисио 36, 214, 217, 231
- Лабрадорское 214, 282, 328
- Мозамбикское 214
- Перуанское 214
- Сомалийское 225
- Северо-Атлантическое 214, 282
- Фолклендское 214
- Тонкая структура океана 161
  - плотностное соотношение 166
- Трансгрессия уровня 57
- Тропосфера океана 274
- T, S*-анализ 266–270
- T, S*-диаграмма 265
- T, S*-кривая 269
- Турбулентная вертикальная теплопроводность 174
  - коэффициент 174
- Турбулентность
  - «ископаемая» 143
  - крупномасштабная 179
    - методы определения 177–179
  - мезомасштабная 179
  - мелкомасштабная 179
  - механизмы генерации 180
- Турбулентная вертикальная диффузия примеси 175
  - коэффициент 175
- Турбулентный обмен
  - коэффициент динамический 173
  - кинематический 174
- Турбулентный теплообмен
  - вертикальный, коэффициент 174
- Турбулентный теплообмен с атмосферой 34, 208
- «Тяжелая вода» 69
- Тяжелые металлы 107
- Уплотнение (сжатие) при смешении 81
- Уравнение водного баланса атмосферы 226
- Уравнение пресноводного баланса Мирового океана 228
- теплового баланса вертикального столба воды 198
- – – поверхности океана 200
- Уравнение состояния морской воды 78–80
- Устойчивость 145
  - вертикальная 145
  - термическая 146
  - термохалинная 146
  - соленостная 146
- Фиорд 28
- Фосфор 103
- Фотолюминисценция 126
- Фронт океанический 281
- Фронтальная поверхность 265, 281
- Халоклин 258
- Хемолюминисценция 126
- Химический состав вод океана 97–104
- Хлорность 94
- Цвет моря 122
- Цветение моря 127
- Циркуляция океана 32
- Число Дальтона 209
  - Прандтля 176
  - Рейнольдса 143
  - Ричардсона 170
  - Рэля 152
  - Стэнтона 209
  - Шмидта 176
- Шельф *см.* Материковая отмель
- Шум океана 140
- Щелочность 96
  - общая 96
  - удельная 96
- Экзогенные процессы 53
  - биогенные факторы 53
  - гидрогенные факторы 53
  - гравитационные факторы 53
  - Эль-Ниньо 285
- Эндогенные процессы 54
- Энергоактивная зона океана (ЭАЗО) 184
  - Бермудская 217, 232
  - Курисио 232
  - Норвежская 218
  - Ньюфаундлендская 218, 232
- Энтальпия 198, 200, 201
- Эффективное излучение 192
- Эффективное испарение 37, 226–228
- Эффективный перепад температуры 209

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие .....	3
Введение .....	5
1. Предмет и задачи общей океанологии .....	5
2. Краткие сведения о развитии океанографических исследований .....	9
Глава 1. Общие сведения о Мировом океане .....	16
1.1. Распределение воды и суши на земном шаре .....	16
1.2. Морфометрические характеристики и деление Мирового океана .....	19
1.3. Климатические характеристики океанов .....	31
1.4. Зональность вод океанов .....	38
1.5. Геологическая характеристика Мирового океана .....	42
1.5.1. Общие сведения о рельефе дна Мирового океана .....	43
1.5.2. Особенности строения океанической земной коры .....	51
1.5.3. Экзогенные и эндогенные процессы .....	53
1.5.4. Донные отложения .....	58
1.5.5. Происхождение и геологическая история Мирового океана .....	62
Глава 2. Состав морской воды, ее физические и химические свойства .....	67
2.1. Молекулярное строение воды .....	68
2.2. Агрегатные состояния воды и фазовые переходы .....	70
2.3. Основные физические характеристики морской воды .....	72
2.3.1. Температура воды .....	72
2.3.2. Гидростатическое давление .....	75
2.3.3. Плотность морской воды .....	76
2.4. Уравнение состояния морской воды .....	78
2.5. Основные тепловые характеристики морской воды .....	82
2.6. Некоторые другие свойства морской воды .....	85
2.7. Температуры замерзания и наибольшей плотности .....	90
2.8. Аномалии физических свойств воды .....	92
2.9. Соленость и химические свойства морской воды .....	93
2.10. Химический состав вод океана .....	97
2.10.1. Главные компоненты солевого состава воды .....	98
2.10.2. Микроэлементы .....	99
2.10.3. Растворенные газы .....	100
2.10.4. Органическое вещество .....	102
2.10.5. Главные биогенные элементы .....	103
2.10.6. О происхождении солевой массы океана .....	104
2.11. Химическое загрязнение вод океанов .....	105
Глава 3. Оптические и акустические свойства вод океана .....	109
3.1. Оптические свойства .....	109
3.1.1. Основные факторы, обуславливающие оптические свойства морской воды .....	109
3.1.2. Отражение и преломление света на поверхности океана. Понятие об альбедо .....	112
3.1.3. Поглощение и рассеяние света в морской воде .....	117

3.1.4.	Ослабление света в морской воде . . . . .	120
3.1.5.	Цвет и прозрачность морской воды . . . . .	122
3.1.6.	Свечение и цветение моря . . . . .	126
3.2.	Акустические свойства . . . . .	127
3.2.1.	Распространение звука в морской воде . . . . .	128
3.2.2.	Рефракция звуковых лучей. Подводный звуковой канал . . . . .	131
3.2.3.	Затухание звука в морской воде . . . . .	135
3.2.4.	Особенности распределения скорости звука в океанах . . . . .	137
3.2.5.	Шумы океана . . . . .	140
Глава 4.	Перемешивание вод в океане . . . . .	142
4.1.	Понятие о перемешивании . . . . .	142
4.2.	Плотностная стратификация и вертикальная устойчивость . . . . .	144
4.3.	Общие сведения о конвективном перемешивании . . . . .	149
4.4.	Вертикальная термохалинная конвекция и ее расчет методом Н.Н. Зубова . . . . .	155
4.5.	Тигизация термохалинных условий стратификации. Понятие о тонкой структуре океана . . . . .	161
4.6.	Общие сведения о турбулентном перемешивании . . . . .	169
4.7.	Турбулентный обмен в океане . . . . .	172
4.8.	Масштабы и механизмы генерации океанской турбулентности . . . . .	179
Глава 5.	Тепло- и влагообмен в системе океан–атмосфера . . . . .	182
5.1.	Общая характеристика процессов взаимодействия океана и атмосферы . . . . .	182
5.2.	Схема теплообмена в системе океан–атмосфера . . . . .	185
5.3.	Радиационный баланс океана . . . . .	189
5.3.1.	Уравнение радиационного баланса и методы оценки его отдельных составляющих . . . . .	189
5.3.2.	Распределение составляющих радиационного баланса на акватории океана . . . . .	193
5.4.	Тепловой баланс океана . . . . .	198
5.4.1.	Уравнение теплового баланса и его анализ . . . . .	198
5.4.2.	Изменения энтальпии океана . . . . .	200
5.4.3.	Перенос явного тепла в океане . . . . .	203
5.4.4.	Затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен океана с атмосферой . . . . .	208
5.5.	Понятие о гидрологическом цикле . . . . .	219
5.6.	Влагообмен в системе океан–атмосфера . . . . .	222
5.6.1.	Осадки . . . . .	222
5.6.2.	Эффективное испарение . . . . .	226
5.6.3.	Поток массы на поверхности океана . . . . .	230
5.6.4.	Водный баланс океанов . . . . .	232
5.7.	Некоторые сведения о других видах взаимодействия океана и атмосферы . . . . .	235
5.7.1.	Динамическое взаимодействие . . . . .	235
5.7.2.	Газообмен . . . . .	238
5.7.3.	Солеобмен. Взаимосвязь солевого и водного балансов океана . . . . .	242
Глава 6.	Пространственная структура вод океана и водные массы . . . . .	247
6.1.	Структурные зоны Мирового океана . . . . .	247
6.2.	Вертикальная структура параметров состояния океана . . . . .	250

6.2.1.	Температура воды . . . . .	250
6.2.2.	Соленость воды . . . . .	257
6.2.3.	Плотность воды . . . . .	262
6.3.	Понятие о водных массах. Выделение водных масс на основе $T, S$ -анализа . . . . .	264
6.4.	Основные водные массы Мирового океана . . . . .	271
6.5.	О механизмах формирования и эволюции водных масс . . . . .	276
6.6.	Горизонтальная структура параметров состояния океана . . . . .	281
6.6.1.	Температура воды . . . . .	282
6.6.2.	Соленость воды . . . . .	286
6.6.3.	Плотность воды . . . . .	289
Глава 7. Льды в океане . . . . .		292
7.1.	Распространение льда на земном шаре . . . . .	292
7.2.	Классификация льдов . . . . .	295
7.3.	Основные физические и механические свойства морского льда . . . . .	299
7.3.1.	Соленость льда . . . . .	299
7.3.2.	Плотность льда . . . . .	300
7.3.3.	Теплофизические характеристики льда . . . . .	301
7.3.4.	Механические свойства льда . . . . .	302
7.4.	Изменение толщины льда за счет тепловых процессов . . . . .	304
7.4.1.	Нарастание толщины льда . . . . .	304
7.4.2.	Таяние льда . . . . .	307
7.5.	Понятие о дрейфе льда. Особенности дрейфа в Арктике и Антарктике . . . . .	309
7.6.	Распределение льдов в Мировом океане . . . . .	315
7.6.1.	Баланс льдов . . . . .	315
7.6.2.	Общая характеристика ледяного покрова в океанах и морях . . . . .	320
7.6.3.	Айсберги . . . . .	325
Литература . . . . .		330
Предметный указатель . . . . .		334

УЧЕБНОЕ ИЗДАНИЕ

**Валерий Николаевич МАЛИНИН**

**ОБЩАЯ ОКЕАНОЛОГИЯ**  
**ЧАСТЬ I. ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ**

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

Редактор О.Д. Рейнгерверц

ЛР № 020309 от 30.12.96

---

Подписано в печать 19.05.98 г. Формат 60x90 1/16

Бумага офсетная. Печать офсетная. Печ.л. 21,4

Уч.-изд.л. 25,7 Тираж 500 Зак. 014/99

РГГМУ. 195196, СПб, Малоохтинский пр., 98.

Отпечатано ООО «Концепт плюс»

---