

**Государственный комитет Российской Федерации по высшему образованию  
Московский государственный университет геодезии и картографии**

**Кузнецов А. А.**

**УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ**

**«Физика природной среды»  
часть II  
«Мировой океан»**

**Москва 1997 г.**

# СОДЕРЖАНИЕ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МИРОВОМ ОКЕАНЕ .....	4
1.1. Науки, изучающие океан .....	4
1.2. Основные проблемы, связанные с изучением и использованием Мирового океана...	4
1.3. Краткая история исследований Мирового океана.....	6
1.4. Запасы воды на Земле и водообмен.....	10
1.5. Происхождение Мирового океана и формирование его солевого состава.....	11
1.6. Береговая черта — граница Мирового океана.....	13
1.7. Деление Мирового океана .....	13
1.8. Рельеф дна и глубины Мирового океана.....	15
1.8.1. Уровень Мирового океана .....	15
1.8.2. Рельеф дна Мирового океана .....	16
1.8.3. Измерение глубины океана .....	17
1.9. Химический состав морской воды.....	18
1.10. Соленость морской воды .....	20
1.11. Плотность морской воды .....	22
1.12. Водные массы .....	23
1.13. Ледовый режим Мирового океана .....	24
2. ОПТИКА МОРЯ .....	28
2.1. Распространение и преобразование лучистой энергии в атмосфере и океане .....	28
2.2. Основные количественные характеристики поля излучения.....	28
2.3. Уравнение переноса для стационарного поля излучения.....	30
2.4. Рассеяние, ослабление и преломление света водой .....	32
2.5. Ослабление лучистой энергии Солнца в морской воде.....	33
3. ТЕРМИКА МОРЯ.....	36
3.1. Вертикальная температурная структура океанов и морей .....	36
3.2. Пограничные слои океана и атмосферы и их взаимодействие .....	37
3.2.1. Деятельный слой океана .....	37
3.2.2. Пограничный слой атмосферы.....	37
3.2.3. Взаимодействие пограничных слоев .....	38
3.3. Уравнение теплового баланса океана.....	39
3.4. Тепловой баланс Мирового океана.....	40
3.5. Поток солнечной радиации при отсутствии атмосферы .....	41
3.6. Ослабление лучистой энергии в атмосфере.....	42
3.7. Спектральный состав суммарной радиации .....	44
3.8. Альbedo водной поверхности.....	45
3.8.1. Интегральное альbedo водной поверхности .....	45
3.8.2. Альbedo гладкой поверхности .....	46
3.8.3. Альbedo взволнованной поверхности .....	46
3.8.4. Альbedo для суммарной радиации.....	46
3.9. Эффективное излучение водной поверхности.....	47
3.10. Турбулентность: основные понятия и определения .....	49
3.11. Параметризация потоков тепла и влаги в приводном слое атмосферы .....	51
3.12. Основы методики актинометрических измерений.....	53
3.12.1. Общая классификация калориметрического метода .....	53
3.12.2. Компенсационный пиргелиометр Ангстрема.....	53
3.12.3. Пиранометры .....	54
3.12.4. Пиргеометры и балансомеры .....	55

3.13. Аппаратура и методика измерения гидрометеорологических характеристик в морских условиях .....	56
3.13.1 Задачи и специфика измерений.....	56
3.13.2. Общие требования к аппаратуре и методике.....	56
3.13.3. Методика измерений в приводном слое атмосферы.....	58
3.13.4. Методика измерений в деятельном слое океана .....	58
4. ПЛЕНКИ НА ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА .....	60
4.1. Термический пограничный слой на поверхности океана.....	60
4.2. Пленки поверхностно-активных веществ (ПАВ).....	63
4.3. Нефтяные пленки.....	65
4.4. Стики .....	67
5. ТЕЧЕНИЯ В ОКЕАНЕ.....	68
5.1. Общая характеристика течений .....	68
5.2. Силы, действующие на морскую воду .....	70
5.2.1. Сила увлечения ветра.....	70
5.2.2. Сила градиента давления .....	71
5.2.3. Сила внутреннего трения.....	71
5.2.4. Сила Кориолиса .....	72
5.3. Дрейфовое течение .....	72
5.3.1. Дрейфовые течения .....	73
5.4. Градиентные течения .....	75
5.5. Прибрежная циркуляция.....	76
5.6. Происхождение Гольфстрима .....	77
6. ПОВЕРХНОСТНОЕ ВОЛНЕНИЕ .....	78
6.1. Общие сведения о поверхностном волнении.....	78
6.2. Общие сведения из теории свободных волн на поверхности воды.....	80
6.3. Статистика волн и применение спектральных методов .....	84
6.3.1. Расчет энергетического спектра.....	84
6.3.2. Интерпретация волновых спектров .....	85
7. ТРОПИЧЕСКИЕ ЦИКЛОНЫ.....	87
7.1. Классификация тропических циклонов.....	87
7.2. Последствия тропических циклонов .....	88
7.3. Структура тропического циклона в зрелой стадии.....	88
7.3.1. Приземное давление.....	88
7.3.2. Динамическая структура (поле ветра).....	88
7.3.3. Поле температуры .....	89
7.3.4. Осадки и влажность.....	90
7.3.5. Параметры, определяющие интенсивность ТЦ.....	90
7.4. Динамика и энергетика ТЦ.....	90
7.5. Тропические циклоны и другие атмосферные вихри .....	91
7.6. Проблемы и методы изучения тропических циклонов.....	92
КОНТРОЛЬНЫЕ ЗАДАНИЯ .....	93
ЛИТЕРАТУРА .....	94

# 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МИРОВОМ ОКЕАНЕ

## 1.1. Науки, изучающие океан

Понятие «гидросфера» включает в себя все водные объекты на земном шаре. Основную часть гидросферы — Мировой океан — изучает океанология, реки и озера — гидрология и лимнология, подземные воды — гидрогеология, наземные оледенения — гляциология.

В литературе можно встретить разные названия науки, занимающейся изучением морей и океанов: океанология, океанография, мореведение, физика моря. Некоторые авторы используют эти названия как синонимы, другие — как названия различных направлений и разделов общей науки о море.

Анализ современного состояния исследований океана показывает, что океанология представляет собой комплекс наук, изучающих Мировой океан. В этот комплекс входят направления, связанные с фундаментальными науками (физика океана, химия океана, биология океана), с другим комплексом наук — геологией (морская геология), геодезией (морская геодезия) и т. д. В этот же комплекс входит океанография, как описательная часть океанологии. В свою очередь, океанография включает несколько направлений, задачами которых являются: географическое описание океанов (собственно океанография), географическое описание океанических процессов: физическая океанография, химическая океанография. К этому же ряду относятся биологическая и промысловая океанография. В настоящее время в океанологии развиваются новые направления: радиационная океанология и океанография; спутниковая океанология. В связи с возрастанием антропогенного воздействия на Мировой океан особую актуальность приобретают вопросы экологии океана.

## 1.2. Основные проблемы, связанные с изучением и использованием Мирового океана

В настоящее время в океане добывается 60 млн. тонн биологических продуктов, из них 50 млн. тонн рыбы, 600 тыс. тонн водорослей и т. д. Интенсивно развивается добыча полезных ископаемых со дна морей и океанов, особенно нефти. Океан является важнейшей транспортной артерией, по которой ежегодно перевозятся миллиарды тонн грузов. В то же время огромный ущерб прибрежным странам наносят зарождающиеся в океане тропические ураганы и тайфуны, океан ежегодно уносит сотни человеческих жизней.

Перечисленные обстоятельства требуют комплексного изучения Мирового океана. Перед наукой при этом встают следующие важнейшие проблемы:

**1. Биологическая структура Мирового океана и возможности рационального использования его ресурсов.** Пределы использования растительных и животных промысловых объектов, обитающих в морях и океанах, количественные показатели их продуктивности и допустимые нормы вылова могут быть обоснованно определены только в сопоставлении с показателями продуктивности всего живого населения в общей биогенетической системе Мирового океана, проведенном в рамках учения о его биологической структуре. Такой подход к определению разумного промыслового использования ресурсов морей позволит определить также пути их сохранения, преобразования и создания культурного морского хозяйства.

**2. Формирование и эволюция химического состава вод Мирового океана.** Эта проблема тесно связана с биологией океана и целым рядом вопросов физики океана. Исследования химического состава морской воды открывают пути использования минеральных ресурсов Мирового океана.

**3. История происхождения Мирового океана и его геология.** Знание истории происхождения Мирового океана необходимо для разрешения многих научных проблем. История океана — это в значительной мере история нашей планеты. Особенно важным для изучения истории океана является исследование всей толщи осадков — этой своеобразной летописи его жизни.

Геология ложа океана, отдельные области которого находятся сравнительно близко к верхней мантии Земли, геология осадочных пород, возраст Мирового океана, движение материковых плит, перемещение оси вращения Земли и полюсов — вот важнейшие вопросы этой проблемы.

**4. Физика океана.** Проблема теплового и динамического режимов океана в процессе его взаимодействия с атмосферой. В процессе взаимодействия с атмосферой формируется тепловой и динамический режим Мирового океана, климат и погода различных областей Земного шара. Изучение законов этого взаимодействия открывает пути для построения более совершенных методов прогноза погоды и климата. Это важно и для изучения практически всех явлений в океане, т. к. именно тепловые и динамические процессы определяют основной фон всей его жизни.

В последние пять десятилетий происходит бурное развитие приборостроения и разработки новых методов наблюдения в океане. При этом используются достижения физики, химии, биологии, математики, космические средства и методы наблюдений.

**5. Загрязнение Мирового океана.** Эта проблема стала особенно важной в последние десятилетия в связи с поступлением в океан огромного количества промышленных и бытовых стоков, интенсивным использованием океана как пути перевозок (особенно нефтяных продуктов), добычей нефти со дна морей, а также использованием океана для захоронения различных отходов. Масштабы загрязнения океана характеризуются хотя бы тем, что в год в него попадают миллионы тонн нефти и нефтепродуктов. Океан весьма подвижен и един. Поэтому загрязнение в одном месте может распространяться на большие области океана. В последние годы доказана весьма высокая подвижность придонных слоев океана, что ставит особые проблемы в связи с продолжающимся захоронением на дне океана токсичных отходов.

Загрязнение океана в той или иной степени влияет на его биологический, химический и физический режим. Это определяет необходимость изучения и учета загрязнения океана в соответствующих разделах океанологии.

**6. Инженерные проблемы Мирового океана** включают в себя следующие основные направления: использование энергии океана (тепловая энергия, энергия ветровых волн, энергия приливов); защита берегов, технических сооружений и судов от динамических океанических процессов и химического воздействия; инженерные вопросы акустики океана (связь и локация); инженерные вопросы оптики океана (подводные кино- и теле-съемка).

**7. Правовые проблемы Мирового океана.** Мировой океан един во всех своих важнейших процессах. Поэтому рациональное использование его ресурсов, сохранение и воспроизводство их, охрана вод от загрязнения возможны только при наличии международных договоренностей. Кроме того, в связи с интенсивным практическим освоением шельфа встал вопрос уточнения границ территориальных вод морских государств.

В заключение данного параграфа отметим, что практически все перечисленные важнейшие проблемы изучения и использования Мирового океана — суть экологические проблемы, т. к. в большей или меньшей степени связаны с антропогенным воздействием

на океан. Настоятельно необходимым является поэтому развитие экологического подхода к океанологическим проблемам.

### **1.3. Краткая история исследований Мирового океана**

Изучение и освоение отдельных областей Мирового океана началось в глубокой древности. Так например, финикийцы, древние греки и затем римляне хорошо изучили систему Средиземноморья. Пифей (грек из Массили — ныне Марсель) достиг берегов Англии, собрал сведения о существовании острова Туле (Исландия). Аристотель и Страбон поддерживали идею о единстве Мирового океана.

Римский философ Сенека (1 в. н. э.) предложил космогоническую гипотезу, согласно которой из первичного хаоса выделились и разделились вода и суша.

Океан, по его мнению, — источник всех вод суши, т. к. испарения с его поверхности должны служить источником всех текучих вод. Эти воды должны не только механически разрушать поверхность материка, но и выщелачивать породы. Сенека указал на разрушение берегов прибоем, отложение разрушенных материалов на дне и перенос их течениями. Уровень океана он считал постоянным, т. к. испарение, по его мнению, равнялось осадкам и стоку вод в океан. Поэтому он считал постоянной и соленость вод в океане.

Знаменитый ученый древности Птолемей (II в. н. э.) считал океаны отдельными водоемами, окруженными сушей. Эта точка зрения, подкрепленная атласом Птолемея, сохранялась в науке до IX в.

Арабы стали плавать в IX в. с торговыми целями в Индию и Китай. Навигация стала более совершенной благодаря изобретенному в Китае и вывезенному оттуда арабами компасу. С его помощью и карты стали более совершенными. Их называли компасными картами или портуланами.

XI век был отмечен плаваниями норвежцев. Они открыли Гренландию, Лабрадор, Ньюфаундленд и берега северо-восточной Америки. Они ходили сюда в течение еще трех столетий.

В 1486 г. португальская экспедиция Бартоломеу Диаша, идя открытым океаном, обогнула Африку, не видя ее южной оконечности, и высадилась на ее берег уже в Индийском океане. Только на обратном пути экспедиция обнаружила южную оконечность Африки и назвала ее Мысом Бурь. Два тысячелетия понадобилось для того, чтобы предположение о возможности такого плавания, высказанное в IV в. до н. э., оправдалось.

Трудности на пути сухопутной торговли с Индией и Китаем подготовили эпоху, названную эпохой великих географических открытий, когда за промежуток времени всего в 35 лет (с 1487 по 1522 гг.) была открыта почти половина всей поверхности Земли.

3 августа 1492 г. началось первое плавание Христофора Колумба. Всего их было четыре: в 1492–1493, в 1494–1496, в 1498 и 1502–1504 гг. Главным событием этих плаваний стало открытие (повторное, после норвежцев) Америки. Во время первого плавания Колумб обнаружил пассаты, Северное экваториальное течение, пересек Саргассово море.

В 1497–1499 гг. португальская экспедиция Васко да Гама обогнула Африку, дошла до Индии и вернулась обратно. (В это время южная оконечность Африки была переименована в Мыс Доброй Надежды.)

20 сентября 1519 г. вышла в море новая испанская экспедиция под командованием португальца по происхождению Фернана Магеллана. Он надеялся обогнуть Америку с юга. В поисках обхода он наткнулся на длинный и извилистый пролив, который преодолел примерно за месяц. 27 ноября 1520 года корабли вышли в Тихий океан. Так назвал его Магеллан за спокойную погоду, сопутствовавшую ему во время всего 99-дневного перехода к берегам Азии. Экспедиция достигла Марианских островов, затем подошла к Фи-

липпинским островам, где в бою с туземцами погиб начальник экспедиции (27 апреля 1521 г.). В конце 1521 г. испанцы подошли к Молуккским островам. Оттуда единственное оставшееся в строю судно экспедиции под командой Себастьяно де Элькано прошло через Зондский архипелаг, пересекло Индийский океан и обогнуло Африку. В порт Сунлукар-де-Баррамеда (порт города Севильи), из которого экспедиция вышла в плавание, она вернулась 6 сентября 1522 г.

Экспедиция Магеллана, завершившая эпоху Великих географических открытий, экспериментально доказала сферичность Земли, показала, что океан занимает большую часть поверхности планеты.

В 1577 г. англичанин Френсис Дрейк обогнул мыс Горн — Южную оконечность Южной Америки.

В 1648 г. сибирский казак Семен Дежнев открыл восточную оконечность Азии, отделенную, как он показал, проливом от Америки. Это открытие было забыто. Его повторил в 1728 г. датский моряк, служивший в России по приглашению Петра I — Витус Беринг.

Во время плаваний неизбежно развивались исследования природы океана, зарождалась наука о море, формировались основные идеи и направления.

Названия океанов со временем менялись. Варений в XVII в. закрепил названия: Атлантический, Тихий, Гиперборейский (ныне Северный Ледовитый) и Южный. Последнее название относилось к водам, окружающим предполагавшийся уже тогда Южный Материк — Антарктиду, причем сюда же включались водные пространства, ныне именуемые Индийским океаном.

Крупным событием для морской и географической наук стали три плавания Джеймса Кука, организованные Англией. В первом плавании (1768–1771 гг.) Кук, пытаясь найти Южный Материк, открыл восточный берег Австралии. Второе плавание Кука (1772–1775 гг.) имело основной задачей поиски Антарктиды. Кук доходил до 71° южной широты, часто плавал во льдах, обошел Южное полушарие в довольно высоких широтах, но материка обнаружить не удалось.

Последнее плавание Кука (1776–1779 гг.), во время которого он погиб, происходило в Тихом океане. Он обследовал берега Северной Америки от устья реки Колумбии до Берингова пролива, затем берега Азии от оконечности Камчатки.

За период времени от плаваний Кука до 1872 г., когда началось плавание английской экспедиции на судне «Челленджер», явившееся поворотным пунктом в развитии морской науки, было совершено 75 научных плаваний и из них — около 25 кругосветных. 8 кругосветных плаваний было совершено русскими. Первой была экспедиция (1803–1806 гг.) на кораблях «Надежда» и «Нева» под командованием И. Крузенштерна и Ю. Лисянского. В 1819 г. была организована первая русская экспедиция в Антарктику. Она вышла из Кронштадта 4 июля и работала до 1821 года. Экспедиция отправилась в плавание на парусных шлюпах «Восток» и «Мирный» под командованием Ф. Беллинсгаузена и М. Лазарева. 28 ноября 1820 г. корабли настолько близко подошли к материковым льдам, что сомнения в существовании материка отпали. Этот день и считается днем открытия Антарктиды.

Большое влияние на развитие морской науки в начале и середине XIX в. оказали два исследователя — Гумбольдт (1769–1859 гг.) и Мори (1807–1873 гг.). Гумбольдт внес большой вклад во все отрасли географии и в том числе в разработку новых способов исследований. Он, в частности, предложил способ описания тепловых режимов с помощью карт изотерм, метод изолиний, использованный в дальнейшем для описания и других полей океана и атмосферы. Этим методом широко пользуются и в настоящее время. Мори первым указал на огромную роль регулярных наблюдений в изучении явлений в океане и атмосфере для обеспечения безопасности плавания. Он разработал правила метеорологи-

ческих наблюдений на судах, столь необходимых для развития морской метеорологии. Этому вопросу в 1853 г. посвятила работу Международная морская конференция, созданная по его инициативе. Конференция выработала правила судовых наблюдений, которые были приняты на флотах всего мира.

В 1872 г. Англия снарядила экспедицию на судне «Челленджер», специально оборудованном для морских научно-исследовательских работ. За три с половиной года плавания экипаж «Челленджера» выполнил 362 глубоководные станции, на которых определялись глубина, состав грунта, придонная температура, брались пробы придонной воды, во многих случаях драгой добывались донные животные и растения. Температура воды определялась и на других горизонтах станций, брались пробы воды и исследовались флора и фауна. На всех станциях определялось поверхностное течение, а на некоторых — и глубинное. Велись ежедневные метеорологические наблюдения. Многочисленные результаты наблюдений после обработки, продолжавшейся несколько лет, составили солидный труд объемом в 50 томов. Большое значение работ «Челленджера» для развития морской науки заключается и в том, что во время этой экспедиции было испытано и использовано много новых методов и приборов для исследований океана. Принято считать, что именно эта экспедиция положила начало специальному изучению Мирового океана.

После экспедиции «Челленджера» все морские страны включились в изучение Мирового океана. Число экспедиций, проведенных с тех пор, огромно, но проблема изучения океана еще отнюдь не решена.

В XIX в. в различных странах возникли специальные учреждения, занимающиеся организацией исследований в океане, были проведены первые международные конгрессы по этим исследованиям, началась организация международных учреждений, координирующих исследования Мирового океана.

Так например, в Англии морские исследования начали проводиться по инициативе Королевского общества, в Германии в 1869 г. была создана комиссия по изучению немецких морей. В России морскими исследованиями занималось Морское министерство и подведомственное ему Главное гидрографическое управление, а также Русское географическое общество.

В 1899 г. в Берлине был созван Международный географический конгресс, на котором докладывалось предложение специальной конференции, проводившейся в том же году в Стокгольме, по вопросу организации Международной комиссии по изучению моря. Это предложение было осуществлено в 1902 году. В комиссию вошли Бельгия, Великобритания, Германия, Дания, Нидерланды, Норвегия, Россия, Швеция и США. Для постоянного руководства исследованиями комиссия создала Международный совет по изучению морей.

Морские экспедиции в XX в. открыли экваториальное противотечение; уточнили границы и режимы уже известных течений; изучили течение Западных ветров и Восточное течение в антарктических водах; открыли глубинные течения Кромвелла в Тихом океане и Ломоносова — в Атлантическом, течение Гумбольдта под Перуанским течением и другие. Однако динамический режим слоев на глубинах 1500–2000 м пока еще мало исследован.

Многочисленные эхолотные промеры позволили получить общую достаточно подробную картину рельефа дна Мирового океана. Были обнаружены новые хребты (например, хребет Ломоносова, пересекающий центральные области Северного Ледовитого океана), поднятия, впадины, подводные вулканы, определено новое значение максимальной глубины Мирового океана, обнаруженное в Марианской впадине и равное 11022 м. Началось проникновение человека в глубины океана. Жак Пикар и Дон Уолли осуществили погружение в Марианскую впадину в батискафе «Триест» 23 января 1960 г.



В настоящее время основными источниками данных гидрометеорологических измерений в морях и океанах являются:

**1. Корабли погоды и платформы в открытом море.** Ценность получаемой ими информации заключается в ее высоком качестве, непрерывности и комплексности измерений. К сожалению, в настоящее время из-за высокой стоимости эксплуатации функционирует лишь 1–2 корабля погоды в северной части Тихого океана и несколько в Северной Атлантике. Основная часть платформ сосредоточена в Северном море и в некоторых прибрежных районах.

**2. Специальные морские научно-исследовательские экспедиции** получают высококачественную информацию, в основном о тех параметрах, которые определены программой данной экспедиции.

**3. Коммерческие суда** являются основным источником массовой гидрометеорологической информации, полученной в морях и океанах и используемой при прогнозировании погоды. Существенные недостатки этой информации обусловлены: а) ее невысокой точностью из-за влияния корпуса судна и низкой квалификации персонала; б) неравномерностью распределения судоходных маршрутов по поверхности океана; в) малым числом измеряемых параметров.

**4. Специальные спутники** позволяют регулярно получать информацию практически со всей поверхности Мирового океана. Следует, однако, учесть, что спутниковые методы и методики исследования океана еще только развиваются, что обуславливает небольшое число измеряемых параметров и невысокую точность их восстановления. Полученные данные относятся в основном к поверхностному слою океана.

Наиболее перспективными источниками гидрометеорологической информации об океанах и морях являются специальные спутники и получающие все большее распространение заякоренные или дрейфующие буи, работающие в автономном режиме и передающие данные на береговые станции или, через спутник, — в центры обработки и хранения информации.

Все данные гидрометеорологических измерений поступают в Мировые центры данных (МЦД), один из которых — МЦД-2, — находится в г. Обнинске, Калужской области.

Перечислим основные международные организации, координирующие изучение Мирового океана:

- ВМО — Всемирная метеорологическая организация;
- МОК — Межправительственная океанографическая комиссия.

Успехи в развитии геофизического моделирования, спутниковой метеорологии и вычислительной техники ускорили начало большого международного предприятия — Программы исследования глобальных атмосферных процессов (ПИГАП). В 1968 г. Объединенный организационный комитет ПИГАП (ООК) определил ее задачи так: ПИГАП — программа, предназначенная для изучения физических процессов в тропосфере и стратосфере, необходимых для понимания:

а) особенностей переходных режимов атмосферы, которые проявляются в крупномасштабных флуктуациях, управляющих изменениями погоды; эти знания привели бы к увеличению точности прогноза погоды на срок от суток до нескольких недель;

б) факторов, определяющих статистические свойства общей циркуляции атмосферы; исследования в этой области будут способствовать лучшему пониманию физической основы климата.

Программа делится на две взаимосвязанные части:

- 1) разработка уточненных моделей атмосферы;
- 2) экспериментальные исследования с целью получения данных, необходимых для конструирования теоретических моделей и для их проверки.

Очень скоро, однако, пришло понимание того, что продуктивным является построение модели взаимодействия атмосферы и океана. В связи с этим рабочая группа ВМО на совещании в 1969 г. указала, что «атмосфера и океан образуют единую тепловую машину, в значительной степени формирующую погоду и климат. Поэтому главной целью является построение прогностических глобальных моделей взаимодействия океана с атмосферой».

В России ведущей научной организацией, осуществляющей комплексные исследования океана, является Институт океанологии РАН, расположенный в Москве. Исследованиями океана занимаются также московские Государственный океанографический институт и Институт космических исследований, петербургский Научно-исследовательский институт Арктики и Антарктики и др. Основные работы, посвященные исследованию океана, реферируются в реферативных журналах «Океанология. Гидрология суши. Гляциология» и «Метеорология и климатология», которые издаются Всероссийским институтом научной и технической информации (ВИНИТИ).

#### **1.4. Запасы воды на Земле и водообмен**

Понятие «гидросфера» включает в себя все водные объекты на Земном шаре.

Мировой запас воды составляет около  $1,46 \cdot 10^9$  км<sup>3</sup>. Он распределяется следующим образом (в тыс. км<sup>3</sup>):

Океаны и моря	1 370 323
Подземные воды	59 000
Материковые оледенения	26 000
Полярные льды	3 500
Снежный покров	250
Озера	250
Реки и водохранилища	50
Болота	6

К этому приблизительно известному запасу воды необходимо добавить воду, содержащуюся во всех живых организмах, в почве, твердой оболочке Земли, ее недрах. Оценить эти запасы воды с достаточной точностью пока невозможно. 0,001% мировых запасов воды содержится в атмосфере, в основном в ее нижнем 8–10 километровом слое.

Происходит сложный влагооборот: переход воды из одного состояния в другое, перемещение из одной оболочки Земли в другую, обмен водой между организмами и средой, но количество воды, находящейся на Земле, остается постоянным. Процесс общего влагооборота очень сложен, но если пренебречь его малыми составными частями и учитывать только основные: испарение, осадки, перенос влаги массами воздуха и речной сток, то картина влагооборота значительно упростится. В этом случае годовой влагооборот на Земле будет выглядеть так (в тыс. км<sup>3</sup>):

Испарение с поверхности морей и океанов	447,98
Испарение с поверхности суши	72,02
Итого:	520,00
Осадки над морями и океанами	411,60
Осадки над сушей	108,40
Итого	520,00

Как видим, количество влаги, испаряющейся с суши, меньше, чем количество выпадающих на нее осадков. Избыток влаги стекает в океаны и моря в виде речных потоков. Речной сток равен  $36380 \text{ км}^3$  в год. Необходимо также отметить, что, как видно из приведенных в таблицах данных, в годовом влагообороте участвует лишь малая доля общих запасов воды океанов и морей.

### 1.5. Происхождение Мирового океана и формирование его солевого состава

Согласно теории О. Ю. Шмидта, планеты Солнечной системы образовались, из холодного газопылевого облака, захваченного некогда Солнцем. После первичных процессов преобразования вещества облака в более крупные частицы — рой метеоритов — Земля, как и все планеты, формировалась в результате агломерации холодного метеоритного вещества. Разогрев Земли, начавшийся на некоторой стадии ее формирования, обусловленный в основном радиоактивными процессами в ее недрах, привел к плавлению вещества планеты и дифференциации его на ряд оболочек.

По теории А. П. Виноградова<sup>1</sup>, внешние оболочки Земли образовались в процессе зонного проплавления ее мантии. При зонном плавлении вещество планеты разделяется на легкоплавкую фазу, движущуюся к поверхности, и тугоплавкую. Легкоплавкая фаза соответствует земному базальтическому веществу, а тугоплавкая — ультраосновным породам (перидотитам и дунитам). Одновременно с процессом выплавления происходит и процесс дегазации летучих компонентов: воды, паров, газов из мантии Земли. В составе легкоплавкого вещества к поверхности планеты двигалась и вода, а вместе с ней и другие летучие компоненты.

Выход воды и газов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  и др.) происходил во время вулканических извержений, сопровождая излияние базальтов. Вулканические газы на 90% состоят из воды. На каждую единицу объема излившихся базальтов приходится 20% воды. Эта вода и заполнила постепенно первичную чашу океана.

Вода — сильный растворитель пород Земли. В период зонного плавления и последующего формирования внешних оболочек, в момент обособления воды в самостоятельную фазу, где-то еще не доходя до поверхности и в период выхода на поверхность, условия для растворения вещества Земли были особенно благоприятны, и поэтому уже первичные воды океана — их называют ювенильными — были солеными с концентрацией основных элементов, близкой к современной.

Восстановление химического состава ювенильного раствора было осуществлено исходя из состава летучих компонентов в основном составном минерале Земли — хондритах (см. табл. 1.5.1).

Таблица 1.5.1.

Элементы	Первичный ювенильный раствор		Современная океаническая вода
	Содержание в хондрите весов, %	г/100 г $\text{H}_2\text{O}$	г/100 г $\text{H}_2\text{O}$
$\text{H}_2\text{O}$	$5 \cdot 10^{-1}$	—	—
C	$4 \cdot 10^{-2}$	8	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Cl	$7 \cdot 10^{-3}$	1,4	1,9
Br	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$

<sup>1</sup> Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. — М., Наука, 1967.

Последующий процесс формирования химического состава вод Мирового океана определялся в основном взаимодействием их с воздушной средой, дном океана, а также стоком воды с материков, разрушающей и растворяющей материалы, находящиеся на их поверхности.

Анионы в морской воде образовались за счет кислых газов, поступающих в атмосферу, и после растворения в воде осадков, выпадающих непосредственно в океан. Катионы образовались в результате разрушения кислыми растворами горных пород.

Вещества, растворяемые водой на материках и сбрасываемые речным стоком в океан, разделяются на две группы: вещества, которые гидролизуются в морской воде, коагулируют и выпадают в осадок недалеко от береговой черты, и вещества, дающие растворимые соли, ионные и вообще хорошо растворимые соединения, распространяющиеся по всему океану. Содержание первых в морской воде меньше, чем в речной, наоборот, концентрация вторых в морской воде на несколько порядков выше концентрации их в воде речной.

Гидролизующиеся вещества содержатся в толще воды недолго, растворимые же накапливаются, и время их пребывания в водах океана соизмеримо для некоторых ионов с возрастом его. Учитывая ничтожную концентрацию их в материковом стоке, процесс накопления в океане идет настолько медленно, что содержание их в современных водах мало отличается от содержания в ювенильном растворе.

Как показывает сравнение ювенильного и современного растворов воды океанов, содержание таких элементов, как хлор и бром, со временем практически не изменилось. Больше всего изменилось — уменьшилось — содержание углерода. Следовательно, именно потерю углерода можно считать основным процессом эволюции химического состава вод Мирового океана. М. Г. Валяшко<sup>1</sup> предложил схему для описания этой эволюции (рис. 1.5.1).

Реакция I происходила с момента возникновения океана. Реакция II — значительно позже, когда возникла жизнь на Земле, т. е. 3–3,5 млрд. лет назад. С появлением кислорода как продукта фотосинтеза совпадает наиболее интенсивное изменение и общего химического состава вод океана. Восстановительная форма существования ряда элементов заменилась окислительной. Стабилизация химического состава океана следовала за стабилизацией нового состава атмосферы. Химический состав океана оказался очень постоянным по концентрации для всех открытых областей Мирового океана и практически везде по составу солей и их весовому отношению. Есть основания считать, что это произошло не менее 1,5 млрд. лет тому назад, а возможно еще раньше.

В Мировом океане непрерывно идет сложный процесс накопления и выпадения солей, обусловленный и общими для океана и локальными процессами. Однако, все больше и больше накапливается данных, подтверждающих вывод В. И. Вернадского, считавшего химический состав океана планетной константой.

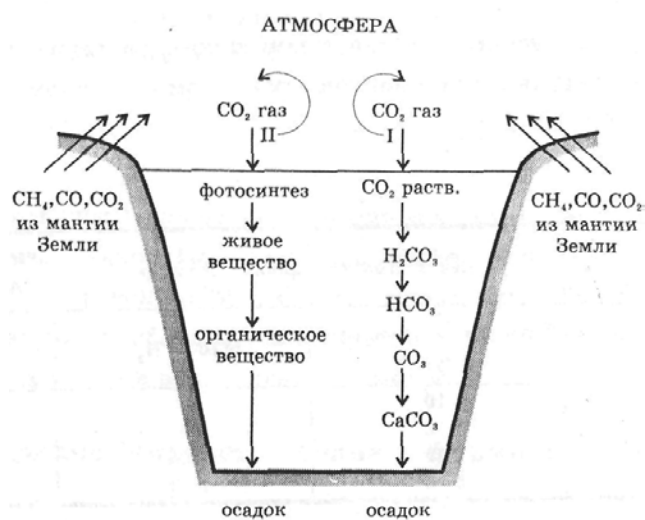


Рис. 1.5.1. Схема эволюции углерода в океане

<sup>1</sup> Валяшко М. Г. Эволюция химического состава океана. — В кн. Труды конференции «Проблемы Мирового океана», — М., Изд. Моск. ун-та, 1970.

## 1.6. Береговая черта — граница Мирового океана

Вода, выделявшаяся из недр, постепенно заполнила углубления первичного рельефа земной поверхности и образовала единый Мировой океан. Не покрытые водой поднятия рельефа стали материками и островами. Суша оказалась расчлененной. Урез воды — линия соприкосновения поверхности океана с поверхностью суши — образовал сложную по конфигурации береговую черту. Естественно, эта граница Мирового океана медленно, но непрерывно изменялась. Вначале это было связано с постепенным выделением воды в процессе извержений вулканов, а когда вулканическая деятельность затихла настолько, что выделявшаяся из недр вода стала составлять ничтожную долю ее общего баланса, изменения границы Мирового океана продолжались в результате горизонтальных и вертикальных перемещений земной коры, в результате процессов горообразования. Воды океана как бы переливались из одних впадин, после их поднятия, в образовавшиеся новые впадины. В какие-то периоды изменение границы могло происходить и в результате значительного нарушения общего водного баланса на поверхности Земли, когда значительная часть воды превращалась в материковое оледенение.

Есть основания полагать, что формирование современного лика Земли протекало в мезокайнозое, т. е. началось свыше 150 млн. лет назад. Особое значение при этом имели новейшие движения земной коры, протекавшие в неогеновом и четвертичном геологических периодах — приблизительно в течение последних 15 млн. лет. Здесь следует напомнить, что общий возраст Земли определяется в 4,5 млрд. лет, причем на формирование ее примерно до современных размеров понадобилось всего 200 млн. лет.

Медленные изменения границы Мирового океана происходят по указанным выше причинам и сейчас.

Более заметные изменения береговой черты происходят в устьевых участках, где осаждаются приносимый реками материал разрушаемой ими поверхности материков.

**Материками** называются крупные по площади участки суши, окруженные океанами. Площадь Европы равна 11,66 млн. км<sup>2</sup>, площадь Азии — 41,89 млн. км<sup>2</sup>, площадь Африки — 29,84 млн. км<sup>2</sup>, площадь Северной Америки, Южной Америки, Австралии и Антарктиды — соответственно 24,26; 18,28; 8,96; 14,1 млн. км<sup>2</sup>.

Части материков, достаточно далеко выступающие в океан и отличающиеся определенной самостоятельностью ландшафта, называются **полуостровами**.

Относительно малые участки суши, окруженные водами океанов или морей, называют **островами**, а их скопления — **архипелагами**.

Острые оконечности материков и островов именуют **мысами**, а участки Мирового океана и его морей, достаточно далеко вторгающиеся в сушу, при больших размерах называют **заливами**, а при малых — **бухтами**. Длинные узкие заливы, типичные для некоторых районов гористого побережья (например в Скандинавии), называют **фиордами**, заливы же Белого моря и морей Северного Ледовитого океана, расположенных вдоль северного побережья Евразии, **губами**. Относительно узкие пространства воды, находящиеся между материками, материками и островами, соединяющие океаны, моря или отдельные их районы, называются **проливами**, а искусственно сооруженные проходы — **каналами**.

## 1.7. Деление Мирового океана

Мировой океан един, но такое представление о нем окончательно утвердилось только после исследований всей поверхности Земного шара. По мере открытия отдельных областей Мирового океана появлялись их названия. Название «Индийский океан» впервые

появилось на мировой карте Мюнстера, помещенной в его «Космографии» в 1555 г. До этого океан назывался Восточным. Название «Атлантический океан» впервые появилось в 1507 г. на карте Вальдземюллера, ранее он назывался Западным. Третий океан был назван Великим. Это название принадлежит испанцу Бильбао — первому европейцу, увидевшему его с Панамского перешейка. После плавания Магеллана океан стали называть Тихим.

Точное определение границ океанов впервые было осуществлено в 1845 г. Королевским географическим обществом в Лондоне. Так появилось на карте мира пять океанов: Тихий, Атлантический, Индийский, Северный Полярный (или Арктический) и Южный Полярный. Границами этих океанов явились обрамляющие их берега материков, острова и архипелаги, а в открытых областях водного пространства — отрезки меридианов и параллелей. Если берега были естественными границами океанов, то граница, проходящая по островам, уже вносила элемент условности в это деление, и совсем условными были границы, связанные лишь с географической сеткой координат.

Почти полвека просуществовало такое деление. Исследования Мирового океана установили, что отдельные области его обладают едиными специфическими физико-географическими условиями, что им свойственны самостоятельные и специфические режимы, отличающиеся либо по комплексу тепловых, динамических, других физических, химических и биологических характеристик, либо только по нескольким из них или даже по одной, но ярко выраженной. Эти естественные особенности различных областей Мирового океана позволили уточнить границы океанов, более того — легли в основу подразделения их на *меньшие по площади, но самостоятельные по режиму области океана — моря*. Существенную роль для создания обособленных режимов играет рельеф дна с его хребтами и впадинами, затрудняющими водообмен между соседними областями океана и тем более гряды островов. Так как исследования Мирового океана осуществлялись постепенно, результаты их нередко существенно исправлялись и уточнялись — общая картина разделения менялась. Исчезали на картах и появлялись вновь не только моря, но и океаны. Так было с Северным Полярным и Южным Полярным океанами. Сейчас в научной литературе используются следующие названия пяти океанов — *Тихий, Атлантический, Индийский, Северный Ледовитый и Южный океан*.

Северный Ледовитый океан как самостоятельный водный объект был окончательно признан после того, когда в центральной области его были обнаружены обширные районы с океанскими глубинами — глубинами, превышающими 5 000 м.

Сторонники самостоятельного Южного океана ссылались на единое течение, обрамляющее его с севера, — течение Западных ветров, в определенной мере изолирующее его от других областей Мирового океана, на единую систему течений внутри этого кольца, обусловленную тепловым и динамическим взаимодействием атмосферы, океана и материкового оледенения, а также на его уникальный ледовый режим. Указанное взаимодействие явилось причиной, обусловившей выделение и особой климатической зоны — Антарктики.

Однако и сейчас спор о выделении Южного океана в самостоятельный водный объект не закончен. В некоторых новых изданиях воды Тихого, Атлантического и Индийского океанов простираются до берегов Антарктики. При этом границы трех океанов в их южных частях проходят от южных оконечностей Африки, Южной Америки, острова Тасмания, рассекая таким образом единые системы течений. Сторонники выделения Южного океана считают его южной границей все побережье Антарктиды, а северной — линию субтропической конвергенции. Эта линия, где происходит сближение субтропических и полярных вод, близка к северной границе полосы Течения Западных ветров и опоясывает Южное полушарие на широтах в пределах 37°–45° ю. ш.

Основные параметры, характеризующие океаны (без выделения Южного океана), приведены в табл. 1.7.1.

Таблица 1.7.1.

Океан	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Доля от общей площади Мирового океана, %	Объем воды, тыс. км <sup>3</sup>	Средняя глубина, м	Максимальная глубина, м
Тихий	178684	50	723699	4028	11022
Атлантический	91655	25	337607	3926	8742
Индийский	76174	21	291345	3897	7209
Сев. Ледовитый	14699	4	17072	1205	5527
Мировой океан	361212	100	1370323	3795	11022

Перейдем теперь к морям. Моря делятся на следующие типы: средиземные, окраинные моря и моря открытого океана.

**Средиземные моря** почти полностью окружены сушей и лишь одним или несколькими проливами соединяются с другим морем или океаном. В свою очередь, эти моря подразделяются на *междуматериковые* и *внутриматериковые*. Границами первых из них являются берега двух материков, вторых — берега одного материка.

**Окраинные моря** расположены у берегов океанов. Они не глубоко вдаются в сушу, которая с одной стороны и является их естественной границей. Другая часть ее проходит в открытом океане. Иногда этой границей является гряда островов, отгораживающая море от океана.

Границы *морей открытого океана* целиком проходят в открытом океане, выделяя области его, резко отличающиеся по режиму от окружающих вод. Какая-то часть границы такого моря может быть и цепью небольших островов.

## 1.8. Рельеф дна и глубины Мирового океана

### 1.8.1. Уровень Мирового океана

Поверхность, нормальная в каждой своей точке направлению равнодействующей всех сил, действующих на частицу воды, называется *уровенной поверхностью*. Реально такая поверхность может возникнуть в том случае, если частицы вещества обладают достаточной подвижностью, что и имеет место для вод Мирового океана.

Если бы слои Земли с различной плотностью располагались концентрично, то под действием силы тяжести *уровенная поверхность* приняла бы форму эллипсоида вращения. Но так как твердое вещество планеты, имеющее различную плотность, по крайней мере в верхних слоях ее, распределено неравномерно, *уровенная поверхность* имеет несколько иную форму. Эта поверхность называется *поверхностью геоида*.

Отклонение поверхности соответствующего эллипсоида от поверхности геоида называется *высотой геоида*. Максимальное значение этой высоты, превышающее 100 м, наблюдается в Индийском океане. Среднее значение высоты геоида для всего Мирового океана составляет 30 м.

Пересечение *уровенной поверхности* с поверхностью твердой оболочки планеты называется *урезом воды*, или *уровнем Мирового океана*; от него производится отсчет высот и глубин.

Непрерывное изменение уровня Мирового океана, с одной стороны, и необходимость ведения отсчетов глубин и высот от некоторой стабильной линии с другой, привели к необходимости определять среднее значение уровня, которое *для данной эпохи* принимается за нулевое и является началом отсчета высот и глубин.

Эта задача оказалась не простой, и для ее решения в первую очередь потребовались длинные ряды наблюдений за уровнем. Для этой цели в каждой «морской» стране имеется несколько (по числу морей) пунктов наблюдений. Один из этих пунктов — наиболее технически совершенный — считается главным. С результатами наблюдений, проведенных на главном пункте, сравниваются результаты наблюдений, полученные на других пунктах страны. В России такой пункт — Кронштадтский футшток — находится в Кронштадте. Все пункты привязаны к общей триангуляционной сети страны.

Для измерения уровня имеется два основных способа: с помощью *футштока* и с помощью *мареографа*. В настоящее время разрабатываются и уточняются специальные способы наблюдений со спутников.

*Футшток* представляет собой рейку с сантиметровыми делениями, устанавливаемую на дне у берега или прикрепленную к скале, а иногда к искусственному сооружению, омываемому водой. Футшток стараются расположить в таком месте, которое защищено от ветровых, корабельных волн и других короткопериодных возмущений поверхности моря, затрудняющих отсчеты уровня по рейке. Футшток позволяет осуществлять визуальные разовые отсчеты положения уровня в конкретный момент времени.

*Мареограф* состоит из поплавка, помещенного в колодец, соединяющийся с морем узким каналом или трубой. Цепь от поплавка с противовесом перекинута через блок. Вертикальные перемещения поплавка в колодце, происходящие при изменении уровня, механическим или иным путем фиксируются по углу поворота оси блока на ленте, расположенной на барабане, вращающемся от часового механизма. Таким образом мареограф фиксирует непрерывное изменение уровня океана во времени. Мареограф располагается в специальном закрытом помещении. Узкий канал или труба небольшого сечения позволяет фильтровать короткопериодные изменения положения уровня. Положение футштока или мареографа связываются с геодезической меткой, расположенной поблизости на скальных выходах или крупном здании.

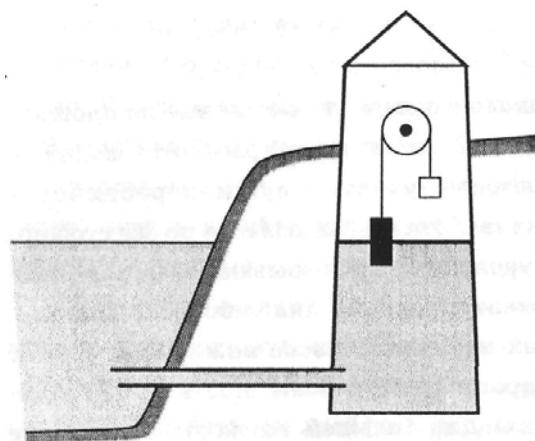


Рис. 1.8.1.8. Мареограф

## 1.8.2. Рельеф дна Мирового океана

Участок дна от уреза воды до глубин в 200 м называется *материковой отмелью* или *шельфом*. Он очень полог (угол наклона меньше  $3^{\circ}$ – $4^{\circ}$ ) и является как бы подводным продолжением материка. Материковая отмель непрерывной полосой окаймляет материка, но ширина ее не постоянна и изменяется в пределах от 20 км (Скандинавский полуостров) до 900 км (Восточно-Сибирское море).

Следующий по мере удаления от берега участок дна называется *материковым склоном*. Это фундамент материка. Наклон его составляет  $4^{\circ}$ – $7^{\circ}$ , в иных местах достигает  $13^{\circ}$  и даже, хотя и совсем редко,  $20^{\circ}$ – $40^{\circ}$ . Материковый склон характеризуется глубинами от 200 до 2000 м и большой расчлененностью рельефа: резким контрастом глубин, наличием подводных каньонов и т. д. Это — переходная зона от материкового типа земной коры к океаническому, характерному для ложа океана. Сложность рельефа материкового склона иногда более характерна, чем его положение в определенном интервале глубин.



Далее простирается глубоководная область дна — *ложе океана*. Средний угол наклона здесь очень мал — не превышает 1°. Глубины ложа океана изменяются от 2000 до 6000 м. В пределах ложа океана встречаются глубоководные впадины и желоба с максимальными глубинами, превышающими 10000 м. Ложу принадлежит большая часть площади дна Мирового океана. Об этом говорят следующие цифры, характеризующие в процентах доли различных областей дна по отношению к общей площади:

Материковая отмель (шельф)	8,4%
Материковый склон	9,3%
Ложе океана	80,8%
Глубоководные впадины	1,5%

В связи с приливно-отливными явлениями в океане значительные по площади прибрежные участки шельфа осушаются, а затем вновь покрываются водой. С другой стороны, определенные прибрежные участки суши периодически оказываются залитыми водой во время прилива. Эти особые области по обе стороны от уреза воды, соответствующего среднему уровню океана, называются *литоралью*.

Наиболее удобным способом изображения рельефа дна являются карты с линиями одинаковых глубин, или, как их называют, *изобатами*. Этот способ впервые был применен французским гидрографом Бюашем еще в 1737 г. при составлении карты рельефа дна Ла-Манша. Для большей наглядности участки между соседними изобатами окрашивают в разные тона синего цвета..

Выделяют различные формы рельефа дна океана:

— *крупные формы рельефа дна*: котловины, возвышенности, поднятия, хребты, области разломов земной коры — рифтовые зоны;

— *средние формы рельефа дна*: плато, глубоководные впадины, желоба, пороги, каньоны;

— *мелкие формы рельефа дна*: горы, вулканы, банки.

Крупные формы рельефа наблюдаются на всей площади ложа океана. Глубоководные впадины располагаются обычно на его окраинах и часто параллельно берегам материков, вдоль которых тянутся горные цепи, вдоль гряд островов. Пороги — это области дна с резким перепадом глубин в относительно узких областях океанов, в проливах. Часто они являются естественными границами морей и океанов. Подводные каньоны — не очень глубокие узкие впадины в области материкового склона и даже иногда шельфа, простирающиеся перпендикулярно береговой черте. Нередко они являются продолжением обычных каньонов, а также ущелий на берегу. Подводные каньоны зачастую являются местами зарождения и распространения придонных суспензионных потоков. Банки — районы малых глубин, образованные вершинами подводных возвышенностей и отдельных подводных гор.

### 1.8.3. Измерение глубины океана

Долгое время измерение глубин производилось лишь для навигационных целей. При подходах к берегу или при движении по мелководью глубины с корабля измерялись ручным лотом. Лот представлял собой лить (шнур) с вплетенными в него через определенные расстояния метками, к концу которого прикреплялся груз. Лот опускался со стоящего судна или на малом ходу забрасывался в направлении движения со специального открытого мостика. Отсчет проводили, когда лотиль находилась в отвесном положении, а груз достигал дна.

Первым, кто пытался определить глубину в открытом океане, был, вероятно, Магеллан. Это происходило посреди Тихого океана. Но дна не достали. Прошло около 300 лет, прежде чем возобновились попытки таких измерений, но и они долгое время были неудачными. Исследователи вытравливали в океан огромное количество лотлиня, как потом оказалось, больше, чем глубина океана в этом месте, но дна не обнаруживали, т. к. лотлинь продолжал сматываться под действием собственного веса и тогда, когда груз достигал дна.

Постепенно выявились две основные трудности измерения больших глубин в океане: трудность точного определения момента касания груза со дном и трудность определения отклонений лотлиня от вертикали на различных глубинах, происходящих под действием дрейфа корабля и переменных по глубине течений.

Для преодоления первой трудности предлагались усовершенствованные конструкции лотлиней. Так в 1854 году мичман флота США Брук предложил конструкцию лота с отделяющимся грузом. Во время плавания на «Челленджере» Вильям Томсон (впоследствии лорд Кельвин) изобрел лот, в котором трос, а впоследствии специальная цинковая проволока, сматываемая с вьюшки, притормаживался. Причем вес, действующий на тормоз, постепенно увеличивался так, чтобы он все время равнялся весу вытравленной проволоки. Таким образом, лот погружался только под действием веса груза и, как только он достигал дна, сматывание прекращалось. Глубиномерами подобного рода пользуются и сейчас. Наиболее известны глубиномеры Сигсби, Леблана, Люкаса.

Однако даже современные механические способы определения глубины не обладают большой точностью. На точности отрицательно сказываются ветровое волнение, зыбь, вызывающие качку, вертикальные перемещения судна. Влияет на точность дрейф судна и течения, отклоняющие от вертикального направления трос лота. Правда, в случае наклона троса вводится поправка, для чего специальным угломером определяется наклон участка троса над водой. Но эта поправка недостаточно точна, так как угол наклона троса отнюдь не постоянен по всей его длине. В настоящее время определение глубин механическими способами осуществляется *с погрешностью до 3%*.

Недостатком механических способов определения глубин океана является громоздкость требуемого оборудования и, главное, необходимость остановки судна при измерениях.

Эти недостатки отсутствуют у акустического глубиномера — эхолота. Этот прибор измеряет глубину по времени, за которое звуковая волна от источника, расположенного в днище корабля, доходит до дна и, отражаясь, возвращается к приемнику звука, который также находится на корабле. Зная скорость звука в воде, можно рассчитать глубину моря.

Скорость звука в воде зависит от температуры, солености и давления, т. е. в основном от плотности воды. Средняя скорость звука в морской воде составляет 1500 м/с. Как видим, погрешность измерения глубины с помощью эхолота будет зависеть и от знания вертикального распределения указанных параметров. В значительной мере именно по этой причине погрешности современных эхолотов не меньше погрешности механических глубиномеров и составляют порядка 3%.

Благодаря использованию эхолотов за относительно небольшой промежуток времени удалось определить общий рельеф практически всего дна Мирового океана.

## **1.9. Химический состав морской воды**

Изучением химического состава вод океана, географического распределения химических характеристик занимается гидрохимия, или химия моря, тесно смыкающаяся с геохимией.

Вследствие наличия изотопов у кислорода и водорода природная вода как соединение этих элементов представляет собой смесь различных изотопных видов.

Среди них  $H^1_2O^{16}$ , который обычно и называют водой, является преобладающим, составляя 99,73% от всей массы природной воды, а на долю остальных видов (тяжелая вода) приходится лишь 0,27%. Основными, в последней, являются три вида:  $H^1_2O^{18}$ ,  $H^1_2O^{17}$  и  $H^2H^1O^{16}$ . Хотя концентрация тяжелых компонентов и невелика, в отдельных случаях они могут иметь физическое и химико-биологическое значение.

Морская вода на 96,5% состоит из  $H^1_2O^{16}$  и на 3,5% из различного рода примесей, основными из которых являются: растворенные соли и газы, органические вещества и нерастворимые взвеси. Вода хороший растворитель, поэтому все элементы периодической системы в той или иной мере должны присутствовать в морской воде. Элементы, находящиеся в морской воде в ничтожно малых количествах, относятся к группе микроэлементов, и их обычно не учитывают при оценке общей минерализации морских вод. Основными солями, растворенными в морской воде (в граммах на 1000 граммов воды и в процентах к общему количеству солей) являются:

Хлориды:	хлористый натрий	<i>NaCl</i>	27,2	77,8%
	хлористый магний	<i>MgCl</i>	3,8	10,9%
Сульфаты:	сернокислый магний	<i>MgSO<sub>4</sub></i>	1,7	4,7%
	сернокислый кальций	<i>CaSO<sub>4</sub></i>	1,2	3,6%
	сернокислый калий	<i>K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub></i>	0,9	2,5%
Карбонаты:	углекислый кальций	<i>CaCO<sub>3</sub></i>	0,1	0,25%
Бромиды:	бромистый магний	<i>MgBr<sub>2</sub></i>	0,1	0,25%
Итого:			35,0	100,0%

Исследование химического состава морской воды началось в конце XIX века. В частности, были проанализированы пробы морской воды, собранные во время экспедиции «Челленджера».

Самым интересным выводом всех этих исследований было установление постоянства солевого состава вод Мирового океана. Оказалось, что в пределах открытых областей его меняется только величина общего содержания солей, а отношение между основными элементами строго сохраняется. Некоторые отклонения от этого правила имеют место в непосредственной близости от берегов или в достаточно изолированных морях и заливах. Это связано с местными особенностями солевого баланса.

Интересно сопоставить солевые составы морской и речной воды. Общее количество солей в речной воде существенно меньше, чем в морской, при этом если в морской воде основную долю их составляют хлориды, то в речной — карбонаты. Это свидетельствует, в частности, о том, что соленость океана не обусловлена приносом солей речным стоком. Карбонаты, приносимые реками, не накапливаются в морской воде. Они или выпадают в осадок сразу, или же используются организмами для построения раковин, скелетов и т. п. и выпадают в осадок после их гибели.

Морская вода всегда содержит в себе некоторое количество растворенных в ней газов. Наиболее характерны кислород, азот и углекислый газ. В некоторых областях Мирового океана, в некоторых морях на глубинах существуют зоны с большим количеством сероводорода и полным отсутствием кислорода. Распределение газов в морской воде существенно влияет на условия развития жизни в водах Мирового океана.

Поглощение газов водой через ее поверхность зависит от температуры и парциального давления составляющих газовой смеси.

Морская вода в силу присущей ей солености в меньшей степени поглощает газы, чем вода пресная, и тем меньше, чем выше соленость.

Чем ниже температура, тем больше способность воды поглощать газы. Так например, при температуре 0°C вода поглощает кислорода и азота в два раза, а углекислого газа — в три раза больше, чем при температуре 30°C.

Вода не одинаково поглощает кислород и азот. Если в воздухе они находятся в соотношении 1/4, то в воде при 15°C они содержатся в соотношении 1/2. Таким образом, вода поглощает кислород более интенсивно, чем азот. Это очень важно для развития жизни в океане. При средней океанической солености 35‰ один литр воды при атмосферном давлении поглощает следующее количество газов (в кубических сантиметрах):

Температура	-2°	0°	15°	30°
Кислород	8,47	8,03	5,84	4,50
Азот	15,00	14,40	11,12	9,26

Углекислота в морской воде находится в основном в связанном состоянии, в виде углекислых соединений. Если общая сумма ее на литр воды в среднем составляет 50 см<sup>3</sup>, то в свободном состоянии ее не более нескольких десятых долей кубического сантиметра.

## 1.10. Соленость морской воды

Масса солей, растворенных в 1 кг морской воды, выраженная в граммах, называется соленостью морской воды.

**Стандартное определение солености** гласит: соленость есть масса растворенного твердого вещества в граммах, содержащегося в одном килограмме морской воды при условии, что весь бром и йод заменены эквивалентным количеством хлора, все карбонаты превращены в окислы и все органическое вещество сожжено при температуре 480°C. Измеряется соленость в г/кг или промилле ‰ (1‰ = 1 г/кг).

Принятое определение солености связано с методом ее измерения — титрованием на хлор *Cl* способом объемного химического анализа. При этом связь между соленостью и содержанием хлора в морской воде дается эмпирическим соотношением, предложенным Кнудсенom, Форхом и Серенсом в виде:

$$S = 0,030 + 1,805 \cdot Cl, \quad (1.10.1)$$

здесь *Cl* — масса хлора в 1 кг морской воды, выраженная в граммах.

По рекомендациям, принятым в 1963 году объединенной группой экспертов по океанологическим стандартам и таблицам при ЮНЕСКО, более предпочтительно соотношение, не содержащее свободного члена, а именно:

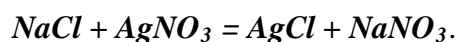
$$S = 1,80655 \cdot Cl. \quad (1.10.2)$$

Стандартное определение солености не совпадает с полной суммой масс всех растворенных солей, которая характеризовала бы абсолютную соленость морской воды. Однако различие это составляет всего около 0,14‰, что находится в пределах точности измерения солености.

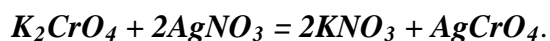
Для внутренних морей, слабо связанных с океаном, коэффициенты в соотношениях (1.10.1) и (1.10.2) связи солености с хлором, могут иметь другие значения.

Для отбора проб воды с разных глубин используются батометры, снабженные опрокидывающимися термометрами.

Содержание хлора в морской воде в экспедиционных условиях определяется титрованием. Метод был предложен Мором и разработан Кнудсенем. К некоторому, точно отмеренному, количеству морской воды прибавляется раствор азотнокислого серебра определенной концентрации. При этом образуется белый хлопьевидный осадок хлористого серебра. Уравнение реакции имеет вид:



Раствор азотнокислого серебра приливается в пробу малыми дозами из специальной бюретки Кнудсена до тех пор, пока весь хлор, соединившись с серебром, не выпадет в осадок. После этого, зная объем и концентрацию использованного раствора азотнокислого серебра, рассчитывают (по таблицам) содержание хлора. Момент прекращения титрования определяется введением в пробу нескольких капель индикатора, каковым является 10%-ный раствор хромовокислого калия. Соединяясь с серебром титра, этот реагент дает воде красновато-оранжевую окраску. Однако реакция



начинается лишь тогда, когда весь хлор будет связан с серебром, и в воде окажется избыток  $\text{AgNO}_3$ .

	Соленость, ‰		Соленость, ‰
<u>Средиземное море</u>		<u>Белое море</u>	
Западная часть	37–38	Северная часть Горла	33
Восточная часть	39	Средняя часть	26
Мраморное море	20–25	Юг Двинского залива	19
<u>Красное море</u>		<u>Балтийское море</u>	
Южная часть	37	Финский залив	2 и выше
Северная часть	41	У берегов Шлезвига	16
<u>Черное море</u>		<u>Японское море</u>	34
Северо-западная часть	17	<u>Охотское море</u>	32
Средняя и южная части	18,5	<u>Каспийское море</u>	12
<u>Азовское море</u>	9,3–12		
Залив Сиваш	300		

В последние годы разработан метод определения солености по электропроводности морской воды, что весьма повысило оперативность определения  $S$ . Кроме того, с помощью погружаемых зондов, снабженных датчиками электропроводности, можно быстро и с высоким разрешением получать вертикальные профили солености.

Линии одинаковой солености называются *изогалинами*. Средняя соленость океанических вод близка к 35‰. Приведем некоторые цифры, характеризующие соленость поверхностных вод некоторых морей.

Как видно из приведенных данных, величина солености вод Мирового океана в различных областях его не одинакова. Это связано с различными в разных областях: испарением, выпадением осадков, образованием и таянием морского льда, таянием континентальных оледенений. Вследствие этих причин в открытом океане соленость минимальна в арктических областях и максимальна в тропиках.

## 1.11. Плотность морской воды

Сложность строения молекул веществ, составляющих морскую воду, не позволяет пока получить уравнение ее состояния методами статистической физики. Поэтому для расчета плотности морской воды приходится использовать эмпирические формулы.

Удельная плотность морской воды определяется как безразмерное отношение плотности морской воды при данной температуре и солёности к плотности дистиллированной воды при температуре 4°C и нормальном атмосферном давлении. Истинное значение плотности находится умножением ее на значение плотности дистиллированной воды при  $t = 4^\circ\text{C}$  и нормальном атмосферном давлении (0,9999 г/см<sup>3</sup>). Удельная плотность обозначается  $\rho_{t,S/4}$ .

Удельная плотность морской воды всегда больше единицы: так, например, при солёности 35‰ и температуре 20°C  $\rho_{t,S/4} = 1,02478$ . Для сокращения записи вводится понятие условной плотности

$$\sigma_{t,S} = \left( \rho_{t,S/4} - 1 \right) \cdot 10^3. \quad (1.11.1)$$

Удельный объем  $\alpha_{t,S/4}$  определяется как величина обратная удельной плотности. Поскольку его значение всегда меньше единицы и первые две цифры 0,9 сохраняются, вводится понятие условного удельного объема по соотношению:

$$v_{t,S} = \left( \alpha_{t,S/4} - 0,9 \right) \cdot 10^3. \quad (1.11.2)$$

Уравнение состояния морской воды как общее выражение связи между параметрами состояния может быть представлено в виде:

$$F(t, S, \rho, P) = 0, \quad (1.11.3)$$

или в более употребительной форме:

$$\alpha = f(t, S, P). \quad (1.11.4)$$

Теоретически вывести соотношения (1.11.3), (1.11.4) не удастся, поэтому используются эмпирические соотношения. Первый набор таких формул, связывающих температуру, солёность и плотность морской воды при нормальном атмосферном давлении был получен Кнудсенем, Форхом, Якобсенем и Соренсенем в 1901–1902 годах. Поскольку эти формулы громоздки, выписывать их не будем.

Отмеченные формулы и до настоящего времени являются основой таблиц для расчета плотности по данным измерений температуры и солёности на различных глубинах океанов и морей. Стандартная погрешность расчетов по этим таблицам для условной плотности и условного объема составляет  $1 \cdot 10^{-2}$ .

Начиная с 1961 года под эгидой ЮНЕСКО проводятся новые исследования с целью разработки более точных методов расчета важнейших характеристик морской воды по непосредственно измеренным параметрам и получения нового уравнения состояния. Наиболее надежны в этом отношении, по-видимому, прямые измерения удельного объема в диапазоне температур от 0°C до 40°C, солёности 5–40‰ и давлений 0–1000 мбар, вы-

полненные Ченом и Миллеро (1976). Данные этих измерений со среднеквадратической погрешностью  $7 \cdot 10^{-6}$  аппроксимированы уравнением:

$$\alpha_{S,t,P} = \alpha_{S,t,0} \left[ 1 - \frac{P}{K_0 + AP + BP^2} \right], \quad (1.11.5)$$

где  $\alpha_{S,t,P}$ ,  $K_0$ ,  $A$  и  $B$  являются сложными функциями температуры и солености.

Уравнение состояния Чена–Миллеро содержит 48 эмпирических констант. Поэтому неоднократно предпринимались и предпринимаются попытки получить более простые формы уравнения состояния, пригодные в ограниченных интервалах температуры, солености или давления. Однако и в этих случаях окончательное решение вопроса еще далеко от завершения.

Для теоретических исследований важно иметь хотя бы и приближенное, но достаточно простое аналитическое выражение для уравнения состояния морской воды. Для многих задач достаточную точность дает уравнение состояния, предложенное П. С. Линейкиным:

$$\rho = 1 + 10^{-3} (\varepsilon_1 S + \varepsilon_2 t - \varepsilon_3 St - \varepsilon_4 t^2 + \varepsilon_5 P), \quad (1.11.6)$$

где  $\varepsilon_1 = 0,82$ ;  $\varepsilon_2 = 6,89 \cdot 10^{-2}$ ;  $\varepsilon_3 = 3,90 \cdot 10^{-3}$ ;  $\varepsilon_4 = 9,18 \cdot 10^{-3}$ ;  $\varepsilon_5 = 5 \cdot 10^{-8}$ . Плотность выражается в г/см<sup>3</sup>, а давление в децибарах.

$$1 \text{ Па} = 1 \text{ Н/м}^2 = 10^{-2} \text{ мбар}; 1 \text{ дбар} = 10 \text{ мбар}; 1 \text{ мбар} = 100 \text{ Па}.$$

## 1.12. Водные массы

Воды океана находятся в непрерывном движении, но скорость их далеко не одинакова. В зонах подъема и погружения вод, где горизонтальная скорость очень мала, они длительное время могут находиться в одном и том же районе океана. В таких случаях они постепенно приобретают физико-химические и биологические свойства, типичные именно для данных географических районов. Таким образом, воды океана как бы разделены на обширные объемы с однородными характеристиками, соответствующими очагу их образования. Эти свойства могут сохраняться в течение длительного времени и только постепенно трансформируются при перемещении в другие районы под действием иных условий и в результате перемешивания с водами другого происхождения. Однородные объемы вод называются **водными массами**.

Главными характеристиками водной массы являются ее температура и соленость. Иногда для подразделения водных масс привлекают и другие характеристики: химические (содержание газов), биологические.

Хелланд-Хансену (1916 г.) пришла идея сравнивать между собой различные гидрологические станции путем сопоставления T–S диаграмм, строящихся для каждой станции. На этих диаграммах по ординате откладывают температуры, а по абсциссе — солености, соответствующие определенным глубинам (вертикальные диаграммы). Обычно принимают масштаб: на единицу длины (5 мм или 1 см) приходится 1° температуры и 0,1‰ солености. Обычно рядом с каждой характерной точкой пишут глубину измерения.

Диаграммы можно строить не только для вертикалей, но и для изменения величин по горизонтали в данном районе. В таком случае для этого района получают T–S диаграмму поверхности или некоторого горизонта в море (горизонтальная диаграмма).

Каждая водная масса характеризуется определенным прямолинейным сегментом в T–S плоскости. (Лакомб, 1974).

Классификацию водных масс океана на основе T–S диаграмм построил, в частности, А. Д. Добровольский (1980)<sup>1</sup>.

По глубине океана выделяют пять типов вод: поверхностные (до 75–100 м), подповерхностные (до 300 м), промежуточные (500–1000 м), глубинные (1200–5000 м) и придонные.

Наибольший объем поверхностные и подповерхностные воды имеют в тропических водных массах обоих полушарий с высокими соленостями и достаточно высокими температурами. Между этими водными массами Северного и Южного полушарий находятся экваториальные воды с самыми высокими температурами. За тропическими водами в стороны высоких широт идут субтропические, субполярные и полярные поверхностные и подповерхностные водные массы. Между полярными и субполярными фронтами, где вода охлаждается, формируются промежуточные воды.

Глубинные и придонные водные массы формируются в полярных районах Мирового океана. Основным очагом формирования этих вод является море Уэддела.

### 1.13. Ледовый режим Мирового океана

Рассмотрим процессы замерзания пресной и морской воды.

**Замерзание пресноводного водоема.**

Пресная вода замерзает при 0°C, а наибольшей плотности достигает при 4°C. Осеннее охлаждение водоема обусловлено длинноволновым излучением с поверхности воды и контактом ее с холодным воздухом. Охлаждаясь, вода становится более плотной и начинает опускаться до глубин, где расположена вода равной ей температуры. Так начинается конвекция, которая, распространяясь ото дня ко дню все глубже, постепенно достигает дна, если там температура выше 4°C.

Следовательно, прежде чем поверхностные слои воды начнут охлаждаться ниже температуры 4°C, весь водоем в результате конвекции должен быть охлажден до температуры максимальной плотности. После этого конвекция прекращается. Поток тепла с глубины к поверхности становится незначительным, т. к. он определяется теперь молекулярной теплопроводностью воды и поверхностный слой ее, оставаясь на плаву, быстро охлаждается, и если температура воздуха ниже нуля — замерзает. Дальнейшее нарастание льда происходит снизу, причем скорость нарастания толщины его быстро убывает в результате очень небольшой теплопроводности льда. Процесс нарастания становится еще более медленным, если лед покрывается снегом.

**Замерзание соленой воды** происходит иначе.

Температура наибольшей плотности морской воды с увеличением солености уменьшается. Количественно это уменьшение может быть выражено эмпирической формулой Кнудсена и Крюммеля:

$$t_{\rho_{\max}} = 3,95 - 0,2 \cdot S - 1 \cdot 10^{-4} \cdot S^2 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot S^3. \quad (1.13.1)$$

Температура замерзания морской воды также уменьшается с ростом солености. Эту температуру можно вычислить по эмпирической формуле Ганзена:

<sup>1</sup> География Мирового океана. Физическая география Мирового океана. М.: Наука, 1980.



$$t_{зам} = 10^{-3}(3 + 52,7 \cdot S + 4 \cdot 10^{-2} \cdot S^2 + 4 \cdot 10^{-4} \cdot S^3). \quad (1.13.2)$$

При значении солёности, равном 24,695‰

$$t_{pmax} = t_{зам} = -1,332^\circ\text{C}.$$

Воды с солёностью больше 24,695‰ обычно называют солёными, или морскими, а с меньшей — солоноватыми.

Таким образом, для морских вод температура наибольшей плотности ниже температуры замерзания (в отличие от пресных и солоноватых) и при их охлаждении в них развивается интенсивная осенне-зимняя конвекция, способствующая перемешиванию воды в деятельном слое.

Таким образом, оказывается, что после понижения температуры воздуха до отрицательного значения лёд на поверхности пресного водоема при прочих равных условиях появляется быстрее, чем на поверхности моря. Это первая и основная причина более позднего ледостава в солёных водоемах. Вторая причина связана с более низкой температурой замерзания солёной воды. Третья причина заключается в том, что при замерзании только ничтожная часть солей, растворённых в морской воде, переходит в лёд. Вследствие этого солёность поверхностной воды в районе образования льда увеличивается, увеличивая и её плотность. Это усиливает конвекцию, которая охватывает более глуболежащие слои водоема.

При весеннем прогреве наблюдается обратная картина. До достижения температуры наибольшей плотности в солоноватых водоемах температурная стратификация неустойчива и прогрев быстро распространяется на весь слой, охваченный конвективным перемешиванием. В морских водоемах стратификация устойчивая и нагрев сосредоточивается в тонком поверхностном слое, если отсутствует ветровое перемешивание.

Рассмотрим теперь процесс образования льда на поверхности моря.

Как только температура воды достигает точки замерзания, в ней начинают образовываться ледяные кристаллы до 2–3 см длиной, 0,3–1 см шириной и толщиной порядка 1 мм. Их называют **ледяными иглами**. Смерзаясь в различных местах на поверхности воды, они образуют пятна с матовой поверхностью. Эти образования называются **ледяным салом**. Вскоре из них образуется так называемый **блинчатый лёд** диаметром 30–90 см. Этот лёд неустойчив, но при достаточно низкой температуре блинчатый лёд смерзается в единый гладкий покров или в покров со швами. Далее лёд утолщается снизу. При выпадении снега образуется в смеси с водой **снежная каша**, её иначе называют **снежурой**. При ветре и волнении из сала, снежуры и внутриводного льда может образоваться **шуга** — скопление рыхлых, пористых, белесоватого цвета комков льда.

Как только в море или океане появился ледяной покров, резко изменяются и радиационный и общий тепловые балансы. Значительная, а если лёд покрыт снегом, и большая часть падающей солнечной радиации отражается. Лёд и тем более снег — плохие проводники тепла. Они изолируют теплую воду от холодного воздуха. Наблюдения показывают, что за одну зиму лёд в среднем достигает толщины не более 2–2,5 м. Установлено также,

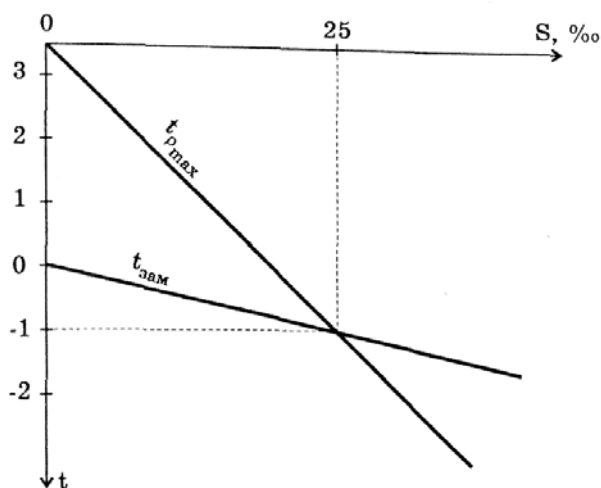


Рис. 1.13.1. Зависимость  $t_{pmax}$  и  $t_{зам}$  от температуры и солёности

что толщина льда, образовавшегося только за счет нарастания снизу, даже в течение многих зим не превышает 3–4 м.

Плотность льда близка к  $9 \cdot 10^2$  кг/м<sup>3</sup>. Если считать плотность морской воды в полярных морях равной  $1,026 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup>, то в среднем льдина будет погружена в воду так, что отношение объемов надводной и подводной частей окажется равным 1:7.

Неподвижна только сравнительно узкая полоса ледяного покрова, расположенная вдоль берега, именуемая *припаем*, а также ледовый покров в бухтах, заливах и некоторых проливах. Если приливы значительны, то и припай оказывается подвижным — перемещается вверх и вниз и отделен от берега *приливной трещиной*. Остальная часть ледового покрова находится в постоянном движении под действием течений и ветров.

Под действием ветров и течений в ледяных полях возникают напряжения сжатия или растяжения. В результате сжатия в наиболее слабых местах ледяного покрова начинается его разрушение. Под напором огромной массы льда покров взламывается, края напозаюют или подсовываются друг под друга. Образуется движущийся вал большой протяженности. Когда усилия ослабевают, вал останавливается. Высота вала порой может достигать 10 м над уровнем неразрушенного покрова. Это явление называется *торошением*. Во время торошения в результате напозаюания и подсовывания льдин существенно увеличивается общая толщина многолетних, или как их называют, паковых, льдов. Толщина таких льдов может достигать 20 м.

В местах, где возникают усилия растяжения, образуются *трещины, каналы, полыньи, разводья*.

Ледовитость данного водного объекта или определенных районов его оценивается тремя характеристиками: степенью покрытия поверхности льдом, его толщиной и формой ледяного покрова.

Первая характеристика оценивается в баллах по десятибалльной шкале: «чистая вода» — 0 баллов; вся видимая поверхность покрыта льдами — 10 баллов.

Для единообразной оценки формы ледяного покрова составлен специальный атлас с фотографиями и описаниями к ним. Формы ледяного покрова весьма разнообразны. Приведем основные.

Мы уже говорили о первичных формах — ледяном сале, снежуре, блинчатом льде, шуге, предшествующим появлению сплошного ледяного покрова. К ним еще надо добавить ледяной покров, появляющийся поздней осенью в прибрежной зоне, в заливах, устьях рек. Это тонкий, хрупкий, довольно прозрачный лед, легко ломающийся от ветра и волнения. Его называют *склянкой* или *резуном*.

В результате смерзания первичных форм ледяного покрова образуется сплошной покров, первую стадию которого называют *темный нилас*. Вторая стадия образования сплошного покрова, в которой происходит и намерзание снизу, называется *светлым ниласом*. При дальнейшем намерзании льда снизу ниласовые льды переходят в категорию *молодых льдов*. Затем выделяют *однолетние льды*. Ледяной покров, просуществовавший более двух лет, называется *многолетними льдами*.

По степени подвижности морские льды подразделяются на *неподвижные* и *дрейфующие*.

В Северном полярном бассейне ветры, дующие зимой с берегов Европы, Азии и Америки, способствуют сплочению, торошению льдов, движению их по замкнутым порой траекториям. Только часть их постепенно сносится в Северную Атлантику и далее на юг. Такая система ветров способствует образованию тяжелых форм ледяного покрова: многолетних льдов, торосов, пакового льда, представляющих серьезные препятствия для движения даже современных мощных ледоколов.

Наоборот, в Антарктике, где постоянно дующие с материка ветры выносят лед от берегов в открытый океан, почти везде существуют условия разрежения ледяного покро-

ва. Почти весь припай, образовавшийся за зиму, летом отрывается и уносится в океан. Поэтому для Антарктики типичен однолетний лед толщиной 2–2,5 м. Тяжелые формы льда, характерные для условий сжатия, образуются в основном в море Уэдделла.

В связи с нуждами навигации появилась задача разработки методов краткосрочных и долгосрочных прогнозов ледовитости полярных морей. Эта задача оказалась не менее, а пожалуй и более, сложной, чем задача прогноза погоды.

Специфической формой ледяного покрова являются *айсберги*, или ледяные горы. Источниками возникновения айсбергов являются края — барьеры материковых или островных оледенений, выводные быстро движущиеся ледники и шельфовые ледники — часть оледенения, сползшая с берега на шельф.

Классификация айсбергов проведена по двум признакам: по происхождению их и по форме. По происхождению айсберги подразделяются на *шельфовые, айсберги выводных ледников* и *айсберги материкового и островного ледяного барьера*. По форме айсберги принято подразделять на три вида: *столообразные, куполообразные* и *разрушенные*.

Айсберги шельфовых ледников обычно имеют столообразную форму. Куполообразные айсберги в основном рождаются выводными ледниками.

Размеры айсбергов существенно зависят от их происхождения и, конечно, от возраста.

Айсберги ледяного барьера, форма которых разнообразна, имеют наименьшие размеры по сравнению с айсбергами другого происхождения, а именно: от десятка метров до 600–800 м.

Длина куполообразных айсбергов выводных ледников изменяется в пределах от 800 м до 1,5 км. Высота над уровнем воды в пределах 30–125 м. Наиболее часто встречающаяся высота — 50–70 м. Длина таких айсбергов в среднем в 20 раз больше высоты. Отношение высоты к осадке их равно 1:6,2.

Наиболее крупными являются айсберги шельфовых ледников. Их горизонтальные размеры колеблются от нескольких сотен метров до десятков и сотен километров. Крупнейший из наблюдавшихся айсбергов-гигантов имел 175 км в длину. Высота шельфовых столообразных айсбергов не превышает 40–45 м, средняя высота равна 30–35 м, отношение высоты к осадке составляет 1:5–1:6.

Наибольшая высота айсберга, встреченного в наше время (1962 г экспедиция на д/э «Обь» в Антарктике) достигала 137 м.

Обладая огромной осадкой, айсберги в основном движутся под действием течений, а не ветра. Поэтому траектории их движений связаны с системой морских течений.

«Продолжительность жизни айсберга» в основном зависит от траектории, скорости перемещения в более умеренные широты и, конечно, от первоначального размера. Зависит она и от происхождения айсберга. Так, шельфовые айсберги менее долговечны, чем айсберги выводных ледников, состоящих из монолитного льда. Вблизи от места образования, в высоких широтах, айсберг разрушается очень медленно. Поэтому задержка айсберга в таких районах при посадке на мель или остановка в сплошном покрове морских льдов припая может существенно увеличить продолжительность жизни айсберга.

Средняя продолжительность жизни айсбергов Антарктиды составляет около 13 лет. Вокруг Антарктиды находится более 200 000 айсбергов, в Арктике их более 40 000.

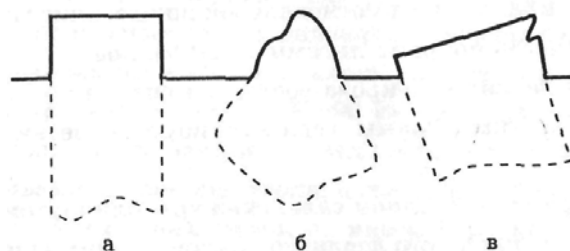


Рис. 1.13.2. Формы айсбергов:  
а — столообразный,  
б — куполообразный,  
в — разрушенный  
(накренившейся, столообразный).

## 2. ОПТИКА МОРЯ

### 2.1. Распространение и преобразование лучистой энергии в атмосфере и океане

Лучистая энергия Солнца является основным источником для геофизических процессов, протекающих в гидросфере и атмосфере Земли. Эта энергия возникает в нижнем слое солнечной атмосферы — фотосфере, определяющей видимый диск Солнца. Толщина фотосферы около 100–300 км, и излучает она как абсолютно черное тело при температуре примерно равной 6000 К. Спектр излучения фотосферы является непрерывным с максимумом энергии в видимой области при длине волны около 0,46 мкм. Излучение с длиной волны меньше 0,29 мкм полностью поглощается слоем озона и не достигает земной поверхности.

Распространяясь в земной атмосфере, лучистая энергия Солнца испытывает поглощение и рассеяние с изменением своего спектрального состава. На земной поверхности она представляет сумму прямого и рассеянного солнечного излучения с максимумом энергии в видимой области спектра с длиной волны 0,40–0,50 мкм. На поверхности воды прямое и рассеянное излучение частично отражается обратно в атмосферу, а основная его доля проникает в воду, где также испытывает поглощение и рассеяние. Некоторая доля рассеянного в воде излучения выходит обратно в атмосферу, а основная часть в конечном счете через поглощение трансформируется в тепло. Отраженное и обратно рассеянное водой излучения также являются коротковолновыми с максимумом энергии в видимой области спектра.

Поглощение лучистой энергии и процессы теплообмена приводят к тому, что океан и атмосфера сами становятся источниками излучения: собственного излучения океана и противоизлучения атмосферы. В связи с более низкой температурой (около 300 К) эти излучения являются длинноволновыми с локализацией энергии в области спектра при длинах волн 8–15 мкм. Собственное излучение океана, вследствие большой поглощательной способности воды, практически является поверхностным и направлено в атмосферу; противоизлучение атмосферы распределено по ее толще и направлено к земной поверхности. Таким образом, в атмосфере и в океане образуется сложное поле излучения с четко выраженными максимумами энергии в видимой области спектра (прямое, рассеянное и отраженное солнечное излучение), которое обычно называется коротковолновым, и в инфракрасной области (тепловое излучение океана и атмосферы), называемое длинноволновым. Поскольку для тепловых процессов наибольшее значение имеет интегральный эффект поглощения всего спектра излучения, а количественные закономерности поглощения и рассеяния для коротковолнового и длинноволнового излучения существенно различны, то принято разделять общее поле излучения на две части: коротковолновую и длинноволновую и рассматривать их раздельно.

### 2.2. Основные количественные характеристики поля излучения

*Интенсивность излучения*  $F_\lambda(P, r, \tau)$  — важнейшая количественная характеристика поля, зависящая от длины волны  $\lambda$ , времени  $\tau$ , координат  $x, y, z$  рассматриваемой точки  $P$  и направления излучения  $r$ . По определению

$$dE_\lambda = F_\lambda(P, r, \tau) \cos \Theta d\lambda d\tau dS d\Omega. \quad (2.2.1)$$

Здесь  $dE_\lambda$  — лучистая энергия, соответствующая спектральному интервалу  $d\lambda$ , проходящая за время  $d\tau$  через площадку  $dS$ , нормаль к которой составляет угол  $\Theta$  с направлением  $r$ , в телесном угле  $d\Omega$ .

Физически интенсивность излучения представляет собой энергию, заключенную в единичном интервале длин волн и в единичном телесном угле, проходящую за единицу времени через единичную площадку, расположенную перпендикулярно к направлению распространения излучения.

Интегральная интенсивность получается интегрированием по всем длинам волн. Единицей измерения в СИ является  $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{ср}^{-1}$ .

**Поток излучения** — энергия, проходящая через единицу площади в единицу времени при заданном направлении нормали и выражается через интенсивность следующим соотношением:

$$I_{\lambda,n} = \int F_\lambda(P, r, \tau) \cos \Theta d\Omega. \quad (2.2.2)$$

Для потока от полусферы с использованием сферических координат азимута  $\varphi$  и зенитного угла  $\Theta$ , а также соотношения  $d\Omega = \sin \Theta d\varphi d\Theta$ , получим:

$$I_\lambda = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^{\pi/2} F_\lambda(\Theta, \varphi) \cos \Theta \sin \Theta d\Theta. \quad (2.2.3)$$

Связь между потоком от полусферы и интенсивностью излучения наиболее простой оказывается в случае изотропного излучения, когда  $F_\lambda(P, \tau)$  не зависит от  $\Theta$  и  $\varphi$ . Выполнив интегрирование, из (2.2.3) получим соотношение, известное как закон Ламберта:

$$I_\lambda = \pi F_\lambda. \quad (2.2.4)$$

Единицей измерения потока излучения является  $\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ .

Приведенные определения интенсивности и потока излучения относятся к диффузному излучению, распространяющемуся по всевозможным направлениям, как например, рассеянное, отраженное и тепловое излучение. Что касается прямого солнечного излучения, то интенсивность его отлична от нуля лишь в пределах телесного угла, равного видимому угловому диаметру Солнца, что и необходимо учитывать.

Характеристиками взаимодействия поля со средой, в которой распространяется излучение, являются коэффициенты излучения, поглощения и рассеяния, отражательная и поглощательная способности и функции поглощения и пропускания.

**Коэффициент излучения  $\eta_\lambda(\rho, \tau)$**  численно равен энергии, излучаемой единичной массой в единичный телесный угол в единичном интервале длин волн за единицу времени. Если  $\eta_\lambda$  не зависит от направления, то полная энергия монохроматического излучения элемента массы  $dm$  равна:

$$dE_\lambda = 4\pi\eta_\lambda dm d\lambda. \quad (2.2.5)$$

**Коэффициенты поглощения  $k_\lambda$  и рассеяния  $\sigma_\lambda$ .** Предполагая, что ослабление интенсивности излучения вследствие поглощения и рассеяния на пути  $dS$  между точками  $P$  и  $P'$  пропорционально самой величине интенсивности в точке  $P$ , плотности  $\rho$  среды и расстоянию  $dS$ , можно написать:

$$dF_\lambda(P, r, \tau) = -(k_\lambda + \sigma_\lambda) \cdot F_\lambda(P, r, \tau) \rho dS. \quad (2.2.6)$$

Входящие в это выражение величины  $k_\lambda$  и  $\sigma_\lambda$  представляют массовые коэффициенты поглощения и рассеяния. Иногда вместо массовых коэффициентов используют объемные:

$$\alpha_\lambda = \rho k_\lambda; \quad \alpha'_\lambda = \rho \sigma_\lambda. \quad (2.2.7)$$

**Относительная излучательная способность** поверхности — отношение интенсивности излучения данного тела к интенсивности излучения абсолютно черного тела при той же температуре.

**Поглощательная способность** поверхности или, точнее, некоторого слоя представляет собой безразмерную величину, численно равную отношению поглощенного излучения к падающему на данную поверхность.

**Отражательная способность** поверхности представляет собой безразмерную величину, равную отношению интенсивности отраженного излучения определенной длины волны к интенсивности падающего излучения той же длины волны. Такое определение строго справедливо только в случае зеркального отражения. При диффузном отражении используется понятие альбедо поверхности как отношение отраженного потока к падающему.

Интегральными характеристиками поля излучения являются функции поглощения и пропускания, определяемые как для интенсивностей, так и для потоков. Функция поглощения  $A_F$  излучения некоторым слоем вещества с массой  $m$  выражается соотношением

$$A_F = \frac{I(0) - I(m)}{I(0)}, \quad (2.2.8)$$

а функция пропускания

$$P_F = 1 - A_F, \quad (2.2.9)$$

где  $I(0)$  и  $I(m)$  — потоки излучения, падающего на данный слой и прошедшего через него.

### 2.3. Уравнение переноса для стационарного поля излучения

Рассмотрим уравнение переноса для стационарного поля в поглощающей, рассеивающей и излучающей среде, исходя из баланса энергии для элементарного цилиндра длиной  $dS$  и единичной площадью поперечного сечения. Выделим луч определенного направления  $r$ , параллельного оси цилиндра, и составим энергетический баланс для выделенного элемента среды. Изменение интенсивности излучения на пути  $dS$  обуславливается поглощением, рассеянием и излучением в указанном элементе среды, количественные выражения для которых выписаны в предыдущем параграфе. Кроме того, интенсивность излучения внутри цилиндра изменяется за счет того, что лучи других направлений, например  $r'$ , проходящие через выделенный объем, вследствие рассеяния отдают часть своей энергии в направлении  $r$ . Количественно эта доля энергии определяется выражением:

$$\frac{1}{4\pi} \sigma_\lambda F_\lambda(P, r') \gamma_\lambda(P, r, r') \rho dS. \quad (2.3.1)$$

Входящая сюда величина  $\gamma_\lambda(\mathbf{P}, \mathbf{r}, \mathbf{r}')$  — индикатрисса рассеяния — характеризует закон рассеяния, зависящий от физических свойств среды. Полный вклад в баланс энергии в выделенном элементарном объеме среды за счет рассеяния, выражаемого (2.3.1), получается интегрированием по всем направлениям  $\mathbf{r}'$ , т. е.

$$\frac{1}{4\pi} \sigma_\lambda \rho dS \int F_\lambda(\mathbf{P}, \mathbf{r}') \gamma_\lambda(\mathbf{P}, \mathbf{r}, \mathbf{r}') d\Omega'. \quad (2.3.2)$$

Приравнивая изменение интенсивности  $(\partial I/\partial S)dS$  излучения на пути  $dS$  алгебраической сумме (2.2.5), (2.2.6) и (2.3.2), получим уравнение переноса в виде:

$$\frac{\partial F_\lambda}{\partial S} = -\rho(k_\lambda + \sigma_\lambda) F_\lambda(\mathbf{P}, \mathbf{r}) + \rho\eta_\lambda(\mathbf{P}) + \frac{\rho\sigma_\lambda}{4\pi} \int F_\lambda(\mathbf{P}, \mathbf{r}') \gamma_\lambda(\mathbf{P}, \mathbf{r}, \mathbf{r}') d\Omega'. \quad (2.3.3)$$

При наличии в среде локального термодинамического равновесия можно воспользоваться законом Кирхгофа

$$\frac{\eta_\lambda}{k_\lambda} = E_\lambda(T), \quad (2.3.4)$$

где  $E_\lambda(T)$  — функция Планка для интенсивности излучения абсолютно черного тела, определяемая по формуле:

$$E_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5} \left[ \exp\left(\frac{hc}{\lambda kT}\right) - 1 \right]^{-1}. \quad (2.3.5)$$

Здесь  $h = 6,63 \cdot 10^{-34}$  Дж·с — постоянная Планка,  $k = 1,38 \cdot 10^{-23}$  Дж/К — постоянная Больцмана,  $c = 2,998 \cdot 10^8$  м/с — скорость света в вакууме.

Если перейти от элемента пути  $dS$  к вертикальному элементу  $dz$  по соотношению  $dS = \sec \Theta dz$  и учесть (2.3.4), то уравнение переноса будет иметь вид:

$$\frac{\cos \Theta}{\rho} \cdot \frac{\partial F_\lambda}{\partial z} = -\sigma_\lambda F_\lambda + k_\lambda E_\lambda(T) + \frac{\sigma_\lambda}{4\pi} \int F_\lambda(z, \mathbf{r}') \gamma_\lambda(z, \mathbf{r}, \mathbf{r}') d\Omega'. \quad (2.3.6)$$

Это общее интегрально-дифференциальное уравнение справедливо как для коротковолнового, так и длинноволнового излучения. Его решение представляет значительные трудности, главным образом вследствие сложной зависимости коэффициентов поглощения, рассеяния и индикатриссы рассеяния в реальной среде от длины волны излучения.

Для коротковолновой лучистой энергии Солнца поглощение в атмосфере мало и им в первом приближении можно пренебречь. В этом случае уравнение переноса будет иметь более простой вид:

$$\frac{\cos \Theta}{\rho} \cdot \frac{\partial F_\lambda}{\partial z} = -\sigma_\lambda F_\lambda + \frac{\sigma_\lambda}{4\pi} \int F_\lambda(z, \mathbf{r}') \gamma_\lambda(z, \mathbf{r}, \mathbf{r}') d\Omega'. \quad (2.3.7)$$

Для длинноволнового излучения океана и атмосферы преобладающим является поглощение, а рассеянием можно пренебречь. Тогда:

$$\frac{\cos \Theta}{\rho} \cdot \frac{\partial F_\lambda}{\partial z} = k_\lambda [F_\lambda - E_\lambda(T)]. \quad (2.3.8)$$

## 2.4. Рассеяние, ослабление и преломление света водой

Таблица 2.4.1

Зависимость коэффициента преломления воды от температуры и солености для  $\lambda=589,3$  нм

Соленость, ‰	Температура, °C			
	0	10	20	30
0	1,3340	1,3337	1,3330	1,3319
10	1,3360	1,3356	1,3348	1,3337
20	1,3379	1,3375	1,3367	1,3355
35	1,3409	1,3403	1,3394	1,3382

Более важное значение имеет спектральная зависимость показателя преломления.

Таблица 2.4.2

Спектральная зависимость показателя преломления пресной воды ( $t=20^\circ\text{C}$ )

Длина волны, нм	Показатель преломления	Длина волны, нм	Показатель преломления
250	1,3773	484	1,3371
308	1,3569	589	1,3330
359	1,3480	768	1,3289
400	1,3433	1000	1,3247
434	1,3403	1250	1,3210

Тем не менее для всех практических целей этими изменениями показателя преломления можно пренебречь, принимая его значение равным  $4/3$ , что соответствует скорости света  $2,25 \cdot 10^8$  м/с.

Рассеяние пресной водой в общих чертах подчиняется закону Рэлея ( $\lambda^{-4}$ ). Морская вода, за счет присутствия в ней ионов, рассеивает свет существенно сильнее, чем пресная. Это увеличение вызвано флуктуациями концентрации и, следовательно, является пропорциональным солености воды. Данные таблицы свидетельствуют, что чистая морская вода ( $S = 35\text{--}39\%$ ) рассеивает свет на 30% сильнее, чем пресная вода.

Таблица 2.4.3

Показатель рассеяния для пресной и морской воды в зависимости от длины волны

$\lambda$ , нм	пресная вода	морская вода ( $S=35\text{--}39\%$ )
	$\sigma_s$ ( $10^{-4} \text{ м}^{-1}$ )	$\sigma_s$ ( $10^{-4} \text{ м}^{-1}$ )
350	103,5	134,5
375	76,8	99,8
400	58,1	75,5
425	44,7	58,1
450	34,9	45,4
475	27,6	35,9
500	22,2	28,8
525	17,9	23,3
550	14,9	19,3
575	12,5	16,2
600	10,9	14,1

Основным фактором, определяющим ослабление света в море, является сама вода. В изучении этого ее свойства пока достигнуты лишь сравнительно небольшие успехи, поскольку исследования, как и в случае с рассеянием, тормозятся трудностями приготовления оптически чистой воды.



Экспериментальные исследования показали, что синий свет является наиболее проникающим, в то время как красный сильно ослабляется: в интервале между 580 и 600 нм обнаружено значительное уменьшение пропускания.

Таблица 2.4.4  
Наблюдаемые значения коэффициента пропускания  
и показателя ослабления для пресной воды

$\lambda$ , нм	коэффициент пропускания, % на 1 м	показатель ослабления, $10^{-3}$ м <sup>-1</sup>
375	95,6	45
400	95,8	43
425	96,8	33
450	98,1	19
475	98,2	18
500	96,5	36
525	96,0	41
550	93,3	69
575	91,3	91
600	83,3	186
625	79,6	228
650	75,0	288
675	69,3	367
700	60,7	500
725	29,0	1240
750	9,0	2400
775	9,0	2400
800	18,0	2050

## 2.5. Ослабление лучистой энергии Солнца в морской воде

Входящий в воду поток суммарной солнечной радиации в результате поглощения и рассеяния ослабляется с увеличением глубины. Для большинства задач наиболее существенной является оценка интегрального ослабления потока излучения в воде. Поэтому, не останавливаясь на общей теории поглощения и рассеяния лучистой энергии в оптически неоднородных средах, какой является и морская вода, приведем кратко основные результаты экспериментальных исследований по общему ослаблению суммарной солнечной радиации в воде.

Следует отметить, что общее ослабление потока лучистой энергии в воде существенно зависит от ее прозрачности. В зависимости от окраски и мутности воды в слое толщиной 1 м поглощается от 77% до 99% входящего в воду потока суммарной радиации. Для морей и озер с очень высокой прозрачностью воды ослабление в этом слое составляет около 60%.

Сложная зависимость коэффициентов поглощения и рассеяния от длины волны, особенно при наличии примесей, существенно затрудняет общее количественное описание ослабления потока суммарной радиации в воде. Если в (2.3.3) пренебречь зависимостью показателя ослабления от длины волны и вторым и третьим слагаемым в правой части, то получается простая экспоненциальная зависимость суммарного потока глубины:

$$I = I_0 e^{-az}. \quad (2.5.1)$$

Однако, применение этого закона (справедливого для монохроматического излучения в не очень мутных водах) для потока суммарной радиации, приводит к тому, что коэффициент ослабления становится зависящим от глубины. Особенно резко эта зависимость проявляется в верхнем однометровом слое воды, что наглядно иллюстрирует рис.

2.5.1, полученный по данным измерений на Черном море. Принятие среднего для всего спектра постоянного коэффициента ослабления может давать значительные ошибки.

Достаточно простой и надежный способ описания селективности ослабления потока суммарной радиации в воде заключается в следующем. Если разбить весь спектр входящей в море радиации на отдельные участки и для каждого из них принять среднее значение коэффициента ослабления  $a_m$ , то поток на любой глубине можно представить в виде:

$$I(z, t) = I_0(t) \sum_{m=1}^N K_m e^{-a_m z}, \quad (2.5.2)$$

где  $t$  — время, а величину  $K_m$  можно рассматривать как относительный спектральный поток для  $m$  участка спектра. Анализ имеющихся данных измерений показывает, что для описания ослабления потока суммарной радиации в морях и океанах с достаточной точностью можно ограничиться двумя-тремя слагаемыми ряда (2.5.2). При этом для глубин больше 1–2 м ослабление суммарного потока можно описать простым экспоненциальным законом со средним для всего спектра показателем ослабления.

Так например, применение А. А. Пивоваровым соотношения (2.5.2) к данным, полученным на Черном море, дало:

$$I(z, t) = I_0(t) \cdot [0,53 e^{-a_1 z} + 0,47 e^{-a_2 z}]$$

Первое слагаемое в правой части этого выражения с  $a_1 = 30 \text{ м}^{-1}$  соответствует поглощению в верхнем однометровом слое воды части спектра с длинами волн больше 0,64 мкм, второе — описывает поглощение более коротковолновой части с коэффициентом  $a_2 = 0,15 \text{ м}^{-1}$ .

Прозрачность воды в море принято оценивать по так называемой глубине исчезновения белого диска (это глубина, на которой наблюдатель, находящийся на борту судна, перестает различать белый диск стандартного размера). Глубину исчезновения белого диска для большинства районов Мирового океана можно найти в справочных таблицах. При отсутствии данных измерений потока суммарной радиации под водой кривую рис. 2.5.2. можно использовать для приближенной оценки величины показателя ослабления видимой части спектра  $a_2$  по известной глубине исчезновения белого диска.

Вклад отдельных спектральных потоков в суммарный на каждой глубине по осредненным данным для высот Солнца больше  $20^\circ$  представлен на рис. 2.5.3, который наглядно иллюстрирует селективность ослабления солнечной радиации в воде. Доля красной и инфракрасной радиации быстро уменьшается и на глубине 2 м составляет всего около 16% от суммарного потока. На глу-

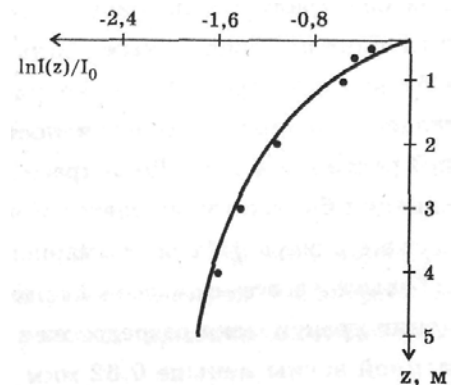


Рис. 2.5.1. Ослабление с глубиной потока суммарной радиации

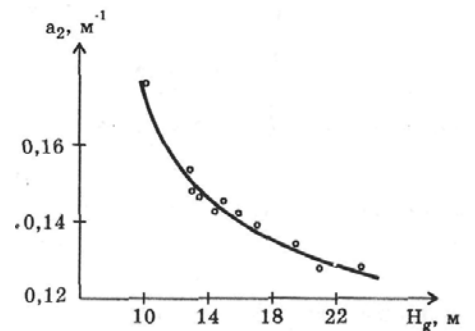


Рис. 2.5.2. Связь показателя ослабления  $a_2$  с глубиной  $H_g$  исчезновения белого диска

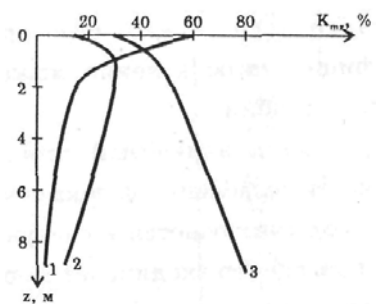


Рис. 2.5.3. Ослабление по глубине отдельных спектральных потоков лучистой энергии в море:  
1 —  $\lambda > 0,62$  мкм;  
2 —  $0,53 < \lambda < 0,62$  мкм;  
3 —  $0,3 < \lambda < 0,53$  мкм.

бинах больше 3 м весь суммарный поток проникающей радиации практически сосредоточен в области спектра с длиной волны меньше 0,62 мкм.

Относительная доля узкой желто-зеленой области спектра ( $0,53 < \lambda < 0,62$  мкм) в общем потоке сначала несколько возрастает, а затем примерно с глубины 1,5 м — уменьшается. На глубинах больше 1,5 м уровень красной радиации сильно падает и начинается монотонное убывание в общем потоке и относительной доли желто-зеленой области спектра. Что касается области спектра с длиной волны меньше 0,53 мкм, то доля ее возрастает и на глубинах около 5 м составляет больше 60% общего потока.

### 3. ТЕРМИКА МОРЯ

В части «Термика моря» рассматриваются вопросы распространения и преобразования лучистой энергии Солнца и длинноволнового излучения в атмосфере, а также термодинамического взаимодействия океана и атмосферы.

#### 3.1. Вертикальная температурная структура океанов и морей

По вертикальному распределению температуры в океанах и морях можно выделить слои, характеризующиеся специфическими физическими свойствами и условиями формирования океанологических полей.

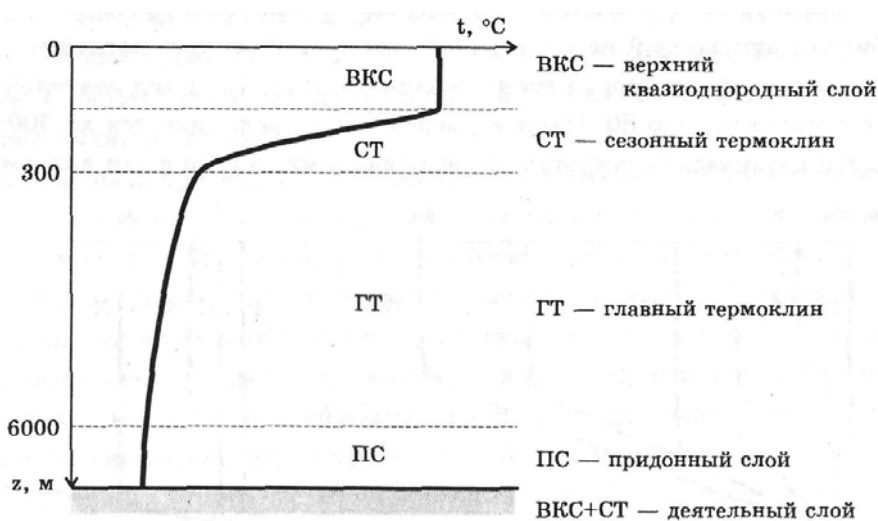


Рис.3.1.1. Осредненное вертикальное распределение температуры в океане

Непосредственному воздействию энерго- и массообмена с атмосферой подвержен деятельный слой (ДС), нижняя граница которого определяется глубиной проникновения годовых температурных колебаний. Внутри этого слоя выделяют приповерхностный или верхний квазиоднородный слой (ВКС) практически с выровненным распределением температуры и сезонный термоклин (СТ) с резким возрастанием температурного градиента. Толщина квазиоднородного слоя изменяется в пространстве и во времени, составляя несколько десятков метров в период весенне-летнего нагрева и захватывая весь деятельный слой до нескольких сотен метров при осенне-зимнем охлаждении незамерзающих морей.

Ниже деятельного слоя располагаются глубинные воды или главный термоклин (ГТ), вертикальная и горизонтальная структура которого формируется глобальными процессами общей океанической циркуляции. В этом слое определяющую роль играет адвективный перенос тепла в меридианальном и зональном направлениях.

Ниже главного термоклина располагаются придонные воды, образуя придонный пограничный слой (ПС). Толщина его составляет несколько десятков метров, а физические параметры зависят от рельефа дна и взаимодействия с главным термоклином.

## 3.2. Пограничные слои океана и атмосферы и их взаимодействие

### 3.2.1. Деятельный слой океана

Под деятельным слоем океана обычно понимается поверхностный слой воды порядка нескольких сотен метров, на нижней границе которого практически затухают температурные колебания годового периода. Формирование термогидродинамического режима этого слоя обусловлено, в основном, процессами энерго- и массообмена с атмосферой на его верхней границе, объемного поглощения лучистой энергии и турбулентного перемешивания в воде. Толщина деятельного слоя океана составляет около 80–150 м в умеренных и увеличивается до 300–400 м в полярных и тропических широтах. Определяющими силами в нем являются: сила градиента давления, сила Кориолиса и турбулентного трения.

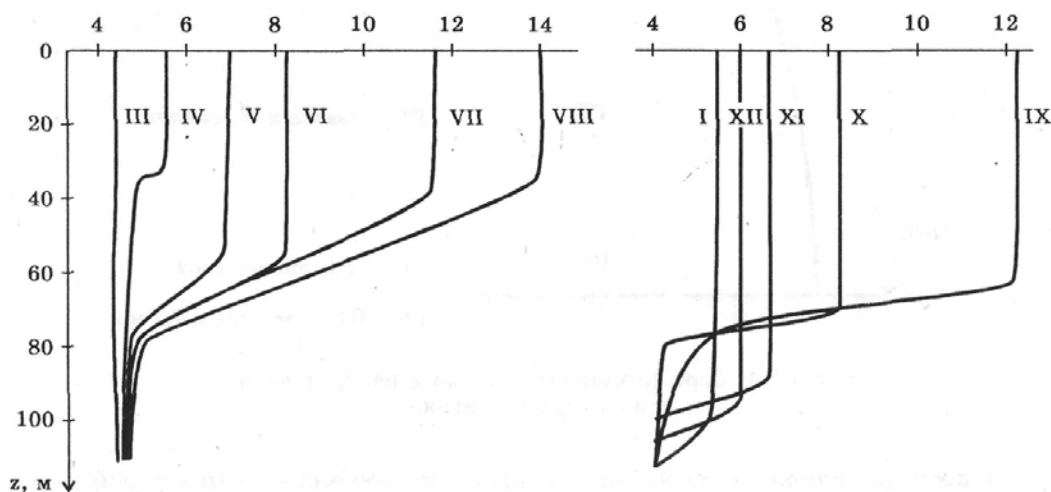


Рис.3.2.1. Характерная последовательность изменения среднемесячной термической структуры деятельного слоя океана в годовом цикле ее изменения. Цифры у кривых означают соответствующий месяц года.

Формирование верхнего квазиоднородного слоя происходит в период весенне-летнего прогрева океанов и морей при устойчивой вертикальной стратификации, затрудняющей развитие турбулентности, главным источником которой является ветроволновое перемешивание, ограниченное по глубине. Толщина его в этот период составляет несколько десятков метров. С началом осенне-зимнего охлаждения и возникновением неустойчивой вертикальной стратификации в поверхностном слое воды ветроволновое перемешивание усиливается действием плотностной конвекции. Толщина перемешанного слоя начинает быстро возрастать и к концу зимнего периода сезонный термоклин вырождается. При этом верхний квазиоднородный слой распространяется на весь деятельный слой океана.

### 3.2.2. Пограничный слой атмосферы

Под пограничным слоем атмосферы понимается прилегающий к Земле нижний слой воздуха высотой 1000–1500 м, термодинамический режим которого определяется непосредственным воздействием процессов энерго- и массообмена на подстилающей по-

верхности и турбулентным перемешиванием. Как и в деятельном слое океана, основными в пограничном слое атмосферы являются силы: градиента давления, Кориолиса и турбулентного трения.

В вертикальной структуре пограничного слоя атмосферы выделяются приводный (над океаном) или приземный (над сушей) слои воздуха высотой 30–60 м, в которых влиянием сил Кориолиса и градиента давления можно пренебречь по сравнению с силами турбулентного трения, а потоки импульса, тепла и влаги считать постоянными по высоте.

По сравнению с приземным приводный слой атмосферы обладает по меньшей мере двумя особенностями: повышенной влажностью и подвижностью подстилающей поверхности. Первая из них способствует более интенсивному поглощению лучистой энергии Солнца и теплового излучения океана и атмосферы, что в определенных условиях может иметь существенное значение, пока еще недостаточно исследованное. Вторая — подвижность воды — приводит к возникновению поверхностного волнения и дрейфовых течений под действием ветра. Волнение осложняет вертикальную структуру приводного слоя появлением в воздушном потоке затухающих с высотой индуцированных колебаний на основных энергонесущих частотах спектра волн. При сильных штормовых ветрах и обрушивании волн возможно появление водяной пыли и брызг в воздухе и пузырьков воздуха в воде, так что сама граница раздела вода — воздух становится неопределенной и превращается в некоторый слой двухфазной жидкости. Количественное описание процессов энерго- и массообмена для таких условий еще не разработано и требует специальных методов.

### 3.2.3. Взаимодействие пограничных слоев

Изложенная схема вертикальной структуры пограничных слоев океана и атмосферы соответствует некоторым осредненным условиям. В действительности, отдельные реализации профилей ветра, температуры и влажности в воздухе, скоростей течения, температуры и солености в воде, согласно многочисленным измерениям, обнаруживают значительно более сложную структуру. Для характеристики ее в океанологических исследованиях последних лет установилась специальная терминология: *тонкая структура* и *микроструктура*. Изучение взаимодействия турбулентности, тонкой структуры, микроструктуры и волновых движений в формировании гидрофизических полей является сейчас одним из наиболее актуальных направлений. К этим вопросам мы еще вернемся в последующем изложении.

В динамическом взаимодействии пограничных слоев океана и атмосферы решающая роль принадлежит атмосфере. Воздушные потоки, воздействуя на поверхность воды, вызывают ветровые волны и дрейфовые течения, служащие источником динамической турбулентности в воде. Проблема передачи энергии ветра воде, генерации ветровых волн и течений, так же как и методы расчета их основных характеристик при различных гидрометеорологических ситуациях, еще далеки от однозначного и полного решения.

В термическом взаимодействии определяющую роль играет тепловое состояние деятельного слоя океана и, в частности, температура на его поверхности. Поглощая лучистую энергию Солнца, океан подогревает атмосферу снизу, снабжая ее теплом за счет явного и скрытого тепла и теплового излучения с поверхности воды. Неравномерное по пространству поступление тепла от океана в атмосферу вызывает соответствующую неравномерность поля давления и движение воздушных масс, в свою очередь воздействующих на поверхность воды при динамическом взаимодействии.

Таким образом, *в общем процессе взаимодействия пограничных слоев наиболее четко проявляется их единство и обратные связи между океаном и атмосферой.*

### 3.3. Уравнение теплового баланса океана

Суммарный энергообмен между океаном и атмосферой осуществляется через границу их раздела. Количественно он выражается уравнением теплового баланса, выражающим закон сохранения энергии применительно к некоторому объему или поверхности воды. Рассмотрим это уравнение для столба воды единичного сечения и высотой от поверхности воды до некоторой глубины  $h$ . Условимся считать потоки, входящие в воду — положительными, а уходящие в атмосферу — отрицательными.

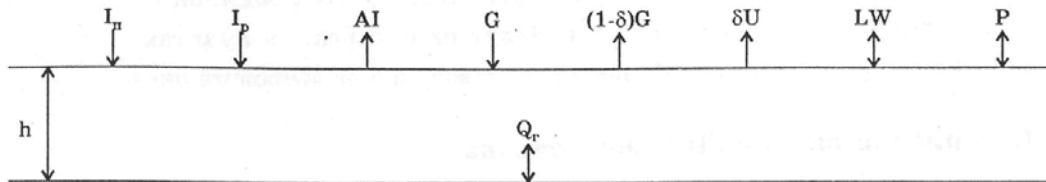


Рис. 3.3.1. К выводу уравнения теплового баланса

На верхнюю границу этого слоя падают потоки прямой  $I_n$  и рассеянной  $I_p$  коротковолновой солнечной радиации, составляющие вместе суммарный поток  $I$  лучистой энергии. Часть этого потока  $AI$  с учетом альбедо  $A$  воды отражается обратно в атмосферу, а оставшаяся доля  $(1 - A)I$  проходит в воду и в конечном итоге трансформируется в тепло, являясь основным источником нагревания воды.

От атмосферы поступает поток  $G$  длинноволнового теплового излучения. Если считать воду серым телом с относительной излучательной способностью  $\delta$ , то часть потока  $G$ , равная  $\delta G$ , поглощается водой, а  $(1 - \delta)G$  уходит обратно. За счет собственного длинноволнового излучения поверхности океана в атмосферу поступает поток  $\delta U$ .

В результате испарения океан теряет с потоком влаги  $W$  количество тепла  $LW$ , или это тепло выделяется на поверхности при конденсации. Здесь  $L$  — скрытая теплота парообразования.

Между океаном и атмосферой происходит контактный теплообмен, осуществляющийся посредством турбулентного потока  $P$ , который может быть положительным или отрицательным в зависимости от соотношения температур воды и воздуха.

На нижней границе выделенного столба воды осуществляется теплообмен  $Q_g$  с глубинными водами или грунтом дна в мелководных морях.

Кроме этих постоянно действующих основных составляющих энергообмена могут иметь существенное значение эпизодические или периодические источники или стоки тепла, как например: выпадение осадков с температурой, отличающейся от температуры поверхности воды; адвективный перенос тепла течениями при неоднородном поле температур в воде; фазовые переходы воды и льда и др. В дальнейшем мы их учитывать не будем.

Алгебраическая сумма составляющих энергообмена определяет изменение во времени общего теплосодержания выделенного объема воды. Суммируя основные составляющие с учетом их знаков, получаем уравнение теплового баланса:

$$c\rho h \frac{\partial T}{\partial \tau} = (1 - A) \cdot I - R_{эфф} \pm LW \pm P \pm Q_g, \quad (3.3.1)$$

где  $R_{эфф} = \delta(U - G)$  — эффективное излучение,  $c, \rho$  — теплоемкость и плотность воды,  $T$  — средняя по глубине температура столба воды толщиной  $h$ ,  $\tau$  — время.

Слагаемые в правой части (3.3.1) будут рассмотрены в пунктах 3.5–3.11, а сейчас кратко рассмотрим глобальный тепловой баланс Мирового океана в целом.

### 3.4. Тепловой баланс Мирового океана

Тепловое состояние Мирового океана в целом и его деятельного слоя, в частности, за длительные промежутки времени можно считать стационарным. Если пренебречь потоком тепла от дна ( $Q_T = 0$ ), то уравнение (3.3.1) при  $\partial T/\partial \tau = 0$  принимает вид:

$$0 = (1 - A) \cdot I - R_{эфф} - LW - P, \quad (3.4.1)$$

или

$$(1 - A) \cdot I = R_{эфф} + LW + P. \quad (3.4.2)$$

Левая часть этого уравнения характеризует приход тепла за счет поглощения лучистой энергии Солнца. Полная трансформация этого потока в тепло происходит, в зависимости от прозрачности воды, в слоях от десятка до нескольких десятков метров. Слагаемые в правой части описывают расход тепла с поверхности океана (строго говоря, эффективное излучение, испарение и контактный теплообмен происходят не на поверхности океана, а сосредоточены в очень тонком, порядка микрометров, слое вблизи поверхности).

По оценкам Альбрехта, поглощенная водой суммарная лучистая энергия Солнца в среднем для Мирового океана составляет  $143 \text{ Вт/м}^2$ . Если принять это значение за 100%, то расход ее отдельными слагаемыми в правой части (3.4.2) будет выражаться следующими оценками:  $R_{эфф} = 42\%$ ;  $LW = 51\%$ ;  $P = 7\%$ . Для отдельных океанов и морей, а также сезонов года эти соотношения могут быть иными.

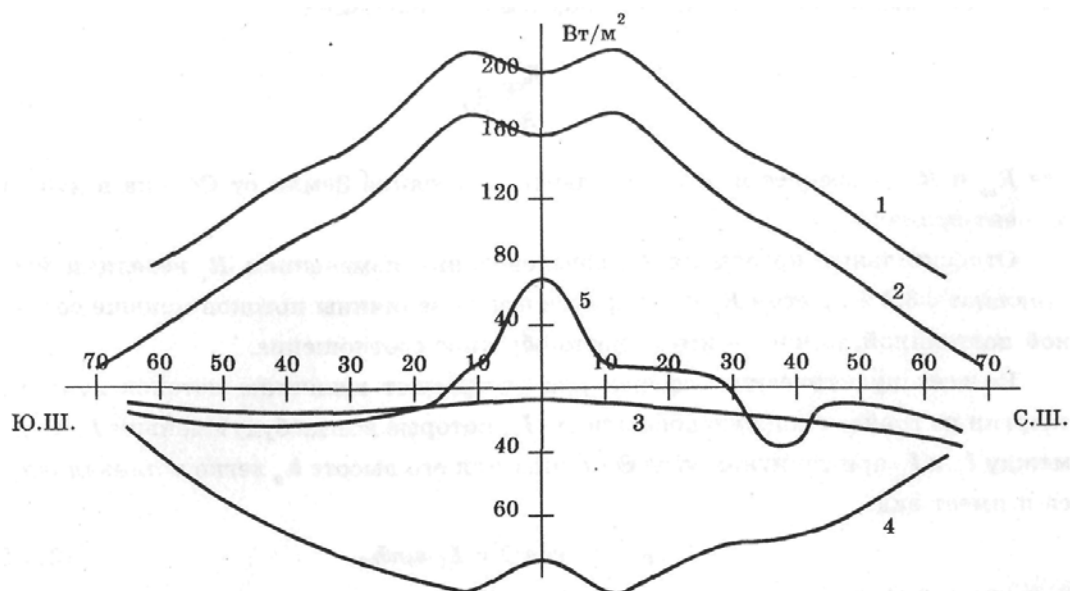


Рис. 3.4.1. Широтное распределение среднегогодовых составляющих теплового баланса:

- 1 — лучистая энергия на уровне океана;
- 2 — радиационный баланс; 3 — турбулентный теплообмен;
- 4 — теплообмен при испарении; 5 — суммарный баланс.



Неравномерное поступление лучистой энергии по широтам приводит к соответствующим изменениям среднегодовых значений основных составляющих теплового баланса. Наибольшую изменчивость обнаруживают потоки поглощенной водой суммарной лучистой энергии и теплообмена при испарении, а наименьшую — эффективное излучение и турбулентный теплообмен с атмосферой. Достигающая поверхности океана суммарная радиация имеет минимум на экваторе и максимумы в тропиках. При переходе к умеренным широтам наблюдается монотонное уменьшение суммарного потока, постепенно замедляющееся в области высоких широт. Такой характер изменения обусловлен, главным образом, высотой Солнца и распределением облачности. Радиационный баланс, в основном, следует за изменениями в суммарной радиации, но в более сглаженном виде. Существенно уменьшается различие между экваториальными и тропическими областями, несколько меньше скорость изменения в умеренных широтах, а в высоких широтах Арктики и Антарктики радиационный баланс может принимать небольшие отрицательные значения.

Распределение затрат тепла на испарение является как бы зеркальным отражением радиационного баланса, но с более глубоким минимумом расхода тепла в экваториальной области и резкими максимумами в тропиках, что обусловлено, главным образом, характером ветрового режима атмосферы в этих широтах.

Суммарный эффект основных составляющих на каждой широте оказывается несбалансированным: он положителен в экваториально-тропических зонах и становится отрицательным при переходе к умеренным широтам. Дефицит тепла в умеренных и высоких широтах восполняется переносом в эти области теплых экваториально-тропических вод. Указанные закономерности в распределении основных составляющих теплового баланса наглядно иллюстрирует рис. 3.4.1.

Отметим попутно, что некоторая асимметрия кривых на этом рисунке относительно экватора и более сложная форма их в северном полушарии обусловлены различиями в распределении воды и суши в северном и южном полушариях.

### 3.5. Поток солнечной радиации при отсутствии атмосферы

При среднем расстоянии Земли от Солнца величина потока лучистой энергии на уровне земной поверхности при отсутствии атмосферы, которую называют *солнечной постоянной*, равна  $S_0 = 1354 \text{ Вт/м}^2$ . В литературе имеются и другие значения  $S_0$ . Колебания  $S_0$  могут быть связаны с солнечной активностью, однако окончательного решения этого вопроса пока нет. Величина фактического потока прямой солнечной радиации через перпендикулярную к лучам площадку связана с величиной солнечной постоянной простым соотношением:

$$I_{\perp} = \frac{R_{cp}^2}{R_{\tau}^2} S_0, \quad (3.5.1)$$

где  $R_{cp}$  и  $R_{\tau}$  — среднее и действительное расстояние Земли от Солнца в данный момент времени.

Относительные колебания  $I_{\perp}$ , обусловленные изменением  $R_{\tau}$  невелики и составляют  $\pm 3,5\%$ . Летом  $R_{cp} < R_{\tau}$  и фактические величины потоков меньше солнечной постоянной, зимой — имеет место обратное соотношение.

Во всех практических задачах нас интересуют величины потоков лучистой энергии на горизонтальную поверхность  $I_G$ , которые всегда будут меньше  $I_{\perp}$ . Связь между  $I_G$  и  $I_{\perp}$  при зенитном угле  $\Theta$  Солнца или его высоте  $h_0$  легко устанавливается и имеет вид:

$$I_G = I_{\perp} \cos \Theta = I_{\perp} \sin h_0. \quad (3.5.2)$$

Если  $\Theta > \pi/2$  (Солнце за горизонтом), то  $I_G = 0$ .

### 3.6. Ослабление лучистой энергии в атмосфере

Общее ослабление лучистой энергии в атмосфере обуславливается процессами поглощения и рассеяния. Основными поглощающими компонентами являются: водяной пар, углекислый газ, озон и различные аэрозоли. Кислород и азот, составляющие около 99% массы атмосферы, не играют существенной роли в поглощении лучистой энергии. Рассеяние лучистой энергии определяется, главным образом, флуктуациями плотности (молекулярное рассеяние) и аэрозолями.

Водяной пар имеет ряд слабых полос поглощения в видимой и ряд интенсивных в инфракрасной областях спектра. Для безоблачной атмосферы поглощение коротковолнового излучения сравнительно невелико, составляя величины порядка нескольких процентов от величины солнечной постоянной.

Поглощение лучистой энергии озоном обуславливает практически обрыв спектра для длин волн меньше 0,3 мкм, а также ряд слабых полос поглощения в видимой области, влияние которых невелико.

Поглощение углекислым газом коротковолновой радиации также мало, и в большинстве практических задач его можно не учитывать.

Аэрозольное поглощение определяется природой и составом аэрозолей, их распределением по размерам и общим содержанием. Полное количественное описание аэрозольного поглощения лучистой энергии в атмосфере пока еще не получено.

В сухой и чистой атмосфере (идеальная атмосфера) процессы рассеяния достаточно полно исследованы теоретически. Определяющим здесь является молекулярное рассеяние, при котором индикатрисса рассеяния имеет симметричную форму, а коэффициент рассеяния обратно пропорционален длине волны в четвертой степени, т. е.

$$\sigma_{\lambda} \sim \lambda^{-4} \quad (3.6.1)$$

В реальной атмосфере при наличии даже небольшого количества крупных частиц преобладает аэрозольное рассеяние. Для крупных частиц индикатрисса имеет несимметричную, вытянутую по направлению распространения луча форму, и коэффициент рассеяния обратно пропорционален длине волны со средним показателем, равным 1,3. Для расчетов аэрозольного ослабления за счет рассеяния, также как и при поглощении, необходимо иметь сведения о природе, количестве, размерах и распределении аэрозолей по крупности. Путь чисто теоретического расчета здесь также невозможен, поэтому используются различные полуэмпирические методы.

Пренебрегая в правой части (2.3.3) вторым и третьим слагаемыми, общее ослабление потока прямой солнечной радиации с длиной волны  $\lambda$  на пути  $dx$  за счет поглощения и рассеяния можно записать в виде:

$$dI_{\lambda} = -a_{\lambda} I_{\lambda} \rho dx. \quad (3.6.2)$$

Проинтегрируем это выражение

$$I_{\lambda} = I_{0,\lambda} \exp \left[ - \int_x^{\infty} a_{\lambda} \rho dx \right], \quad (3.6.3)$$

где  $I_{0,\lambda}$  — монохроматический поток солнечной радиации за пределами атмосферы,  $a_{\lambda}$  — суммарный коэффициент ослабления.

Прямое применение (3.6.3) для практических расчетов затруднено сложной зависимостью суммарного коэффициента ослабления от длины волны.

Введем величину:

$$T_{\lambda}(\Theta) = \int_x^{\infty} a_{\lambda} \rho dx, \quad (3.6.4)$$

называемую *оптической массой атмосферы* для излучения с длиной волны  $\lambda$  при зенитном угле  $\Theta$  Солнца. Напишем аналогичное выражение для оптической массы в направлении вертикали ( $\Theta = 0$ ) и составим соотношение:

$$\frac{T_{\lambda}(\Theta)}{T_{\lambda}(0)} = b(\Theta) = m(\Theta). \quad (3.6.5)$$

Замечательным свойством этого отношения является его независимость от длины волны в пределах спектра коротковолновой солнечной радиации. Функция  $b(\Theta)$  или  $m(\Theta)$  называются функцией Бемпорад, или массой атмосферы. Величины  $b$  или  $m$  показывают, во сколько раз путь луча в данном направлении  $x$  больше пути по вертикали.

С использованием понятия массы атмосферы (3.6.3) примет вид:

$$I_{\lambda} = I_{0,\lambda} \exp[-m(\Theta) T_{\lambda}(0)]. \quad (3.6.6)$$

Введем далее величину  $P_{\lambda} = \exp(-T_{\lambda}(0))$ , характеризующую ослабление потока лучистой энергии в вертикальном направлении и называемую *коэффициентом прозрачности атмосферы*. Тогда вместо (3.6.6) получим:

$$I_{\lambda} = I_{0,\lambda} P_{\lambda}^{m(\Theta)}. \quad (3.6.7)$$

Интегрируя по всем длинам волн и вводя интегральный коэффициент прозрачности  $P_m^m$ , получим:

$$I = I_{\perp} P_m^m. \quad (3.6.8)$$

Для зенитных углов меньше  $65^{\circ}$ , как показывают достаточно сложные расчеты,

$$m(\Theta) = \sec \Theta. \quad (3.6.9)$$

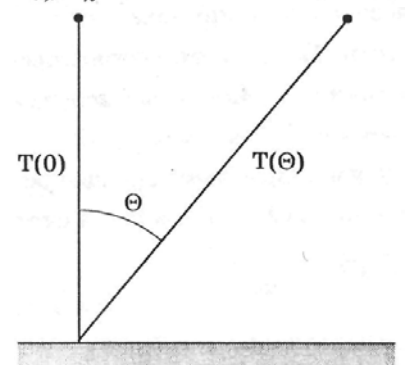


Рис.3.6.1.  
К формуле (3.6.9)

Это соотношение является точным для плоской атмосферы без учета рефракции, однако его точность оказывается достаточной для актинометрических расчетов в боль-

шинстве случаев. Если учесть кривизну атмосферы, то вместо (3.6.9) для зенитных углов меньше  $80^\circ$  получим:

$$m(\Theta) = \left( -R_3 \cos \Theta + R_3^2 \cos^2 \Theta + 2R_3 H + H^2 \right) \frac{1}{H}, \quad (3.6.10)$$

где  $H$  — высота однородной атмосферы,  $R_3$  — радиус Земли.  
Как следует из (3.6.8)

$$P_m = m \sqrt{\frac{I}{I_\perp}}. \quad (3.6.11)$$

Отсюда следует, что величина  $P_m$  может быть легко рассчитана, если измерить поток прямой солнечной радиации  $I$ , рассчитать  $I_\perp$  по формуле (3.5.1) и массу атмосферы по (3.6.9) или (3.6.10).

### 3.7. Спектральный состав суммарной радиации

Поток суммарной солнечной радиации представляет собой сумму потока прямой солнечной радиации, поступающего от диска Солнца, и потока рассеянной небосводом солнечной радиации.

Спектральное распределение энергии в условиях идеальной атмосферы представлено на рис. 3.7.1, из которого видно, что максимум энергии за пределами атмосферы приходится на длину волны около 0,49 мкм. С уменьшением высоты Солнца максимум становится более размытым и сдвигается в область больших длин волн. При высоте Солнца  $90^\circ$  на долю инфракрасной радиации приходится 48,8% общего потока, а при высоте  $10^\circ$  эта доля возрастает до 65,5%. С увеличением высоты Солнца существенно возрастает и доля ультрафиолетовой радиации.

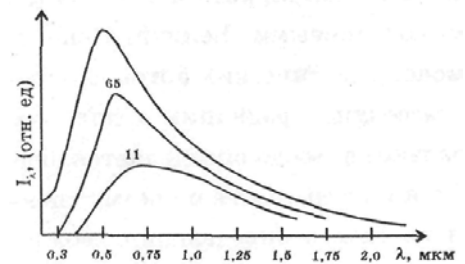


Рис. 3.7.1.  
Распределение энергии в спектре Солнца в условиях идеальной (сухой и чистой) атмосферы. Цифры у кривых означают высоту Солнца. Верхняя кривая — за пределами атмосферы.

Для реальной атмосферы распределение энергии рассеянной радиации существенно зависит от длины волны, облачности и содержания в атмосфере различных примесей. Для безоблачного неба в реальной атмосфере при увеличении размера рассеивающих частиц происходит общее увеличение потока рассеянной радиации и максимум ее смещается в сторону длинных волн.

Как показали экспериментальные исследования, при безоблачном небе спектральный состав суммарной радиации более устойчив и практически не зависит от высоты Солнца. Главный максимум в спектре суммарной радиации приходится на область длин волн от 0,48 мкм до 0,50 мкм. Для частично облачного неба спектральный состав суммарной радиации также не зависит от высоты Солнца (для высот больше  $10-15^\circ$ ). Это объясняется тем, что с уменьшением высоты Солнца уменьшается доля прямого солнечного излучения и возрастает доля рассеянного. Увеличение поглощения сине-фиолетовой части спектра прямой солнечной радиации при малых высотах Солнца компенсируется увеличением рассеянной радиации в этом же участке спектра, так что спектральный состав суммарной радиации практически остается постоянным при высотах больше  $10-15^\circ$ .

Поток суммарной солнечной радиации легко измеряется с помощью пиранометра. При необходимости его расчета, как правило, используются те или иные эмпирические формулы.

### 3.8. Альbedo водной поверхности

#### 3.8.1. Интегральное альbedo водной поверхности

Достигающие водной поверхности потоки прямой и рассеянной солнечной радиации частично отражаются обратно в атмосферу, а остальная доля их проходит в воду, где также испытывает поглощение и рассеяние. Некоторая часть рассеянной водой радиации выходит через поверхность обратно в атмосферу и составляет поток так называемой обратно рассеянной радиации. По своему спектральному составу потоки отраженной и обратно рассеянной радиации хотя и отличаются от падающих потоков, но являются также коротковолновыми. Величина спектрального альbedo определяется как отношение монохроматических потоков определенной длины волны отраженной и обратно рассеянной радиации к полному падающему потоку той же длины волны. Интегральное альbedo определяется аналогично, только вместо монохроматических берутся интегральные по всему спектру потоки коротковолновой радиации. Исходя из такого определения, можно записать:

$$A = \frac{I_n' + I_p' + I_n'' + I_p''}{I_n + I_p}, \quad (3.8.1)$$

где  $I_n'$ ,  $I_p'$ ,  $I_n''$ ,  $I_p''$  — отраженные и обратно рассеянные водой потоки прямой  $I_n$  и рассеянной  $I_p$  радиации. Именно эта величина и определяется по измерениям с применением пиранометров.

Если ввести величины интегрального альbedo поверхности: для прямой солнечной  $A_n$ , рассеянной  $A_p$  и обратно рассеянной  $A_s$  радиации по соотношениям:

$$A_n = \frac{I_n'}{I_n}, \quad A_p = \frac{I_p'}{I_p}, \quad A_s = \frac{I_n'' + I_p''}{I_n + I_p}, \quad (3.8.2)$$

то (3.8.1) запишется в виде

$$A = \frac{A_n I_n + A_p I_p}{I} + A_s. \quad (3.8.3)$$

Это выражение дает полную количественную зависимость суммарного альbedo водной поверхности  $A$  от определяющих его факторов: величин альbedo для прямой, рассеянной и обратно рассеянной радиации и соотношения потоков прямой солнечной и рассеянной лучистой энергии. Закономерности изменения величины альbedo для суммарной радиации определяются высотой Солнца, состоянием облачности, состоянием поверхности и прозрачностью воды. Наиболее просты эти закономерности для гладкой поверхности при безоблачном небе.

### 3.8.2. Альbedo гладкой поверхности

При гладкой водной поверхности величина альbedo для прямой солнечной радиации в зависимости от высоты Солнца достаточно надежно может быть рассчитана по формулам Френеля:

$$A_n = \frac{1}{2} \left[ \frac{\sin^2(\alpha - \beta)}{\sin^2(\alpha + \beta)} + \frac{\operatorname{tg}^2(\alpha - \beta)}{\operatorname{tg}^2(\alpha + \beta)} \right], \quad \frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = n, \quad (3.8.4)$$

где  $\alpha$  — угол падения,  $\beta$  — угол преломления и  $n$  — показатель преломления воды.

Результаты таких расчетов показывают монотонное уменьшение величины альbedo при возрастании высоты Солнца с наиболее резким спадом в области малых высот. Для высот Солнца больше  $30^\circ$  количественные изменения в величинах альbedo сравнительно невелики.

Альbedo для рассеянной радиации существенно зависит от распределения ее интенсивности по небосводу. Для изотропной рассеянной радиации теоретические расчеты дают величину альbedo 5,6–6%.

### 3.8.3. Альbedo взволнованной поверхности

В реальных условиях поверхность водных объектов в той или иной мере взволнована. При теоретических расчетах влияния волнения на величины альbedo необходимо предварительно задавать либо профиль волны, либо статистические параметры волнения. При заданном профиле можно в каждой точке его рассчитать величины альbedo для прямой радиации по формулам Френеля, а при известном или заданном распределении интенсивности рассеянной радиации и величины альbedo для рассеянной радиации. После этого для получения средних величин альbedo взволнованной поверхности достаточно проинтегрировать полученные распределения по профилю волны и разделить на ее длину. Такие расчеты для некоторых идеализированных профилей волны (синусоида, трохоида, циклоида) проводились многими авторами.

Обобщением этих исследований является вывод о том, что при безоблачном небе альbedo взволнованной поверхности для прямой радиации при малых высотах Солнца меньше, а начиная с высот  $30$ – $40^\circ$  — больше, чем альbedo гладкой поверхности. Для рассеянной радиации волнение несколько уменьшает величину альbedo при всех высотах Солнца. Количественные величины поправок в значениях альbedo на волнение, естественно, определяются схематизацией профиля волны или статистической функцией распределения элементов волн, которые используются при расчетах.

### 3.8.4. Альbedo для суммарной радиации

Высота Солнца является определяющим фактором изменения альbedo для суммарной радиации, а влияние других факторов имеет характер поправок при фиксированных высотах Солнца.

Для расчета хода во времени проникающих в воду потоков суммарной радиации желательно иметь достаточно простое аналитическое выражение для альbedo водной поверхности в зависимости от основного фактора — высоты Солнца. Анализ показывает,

что при безоблачном небе и средних условиях волнения до 3–4 баллов такую зависимость можно записать в виде:

$$A = \frac{a}{\sinh a + a}, \quad a = 0,040, \quad (3.8.5)$$

Выражение (3.8.5) было обобщено на случай произвольных условий облачности, так что

$$A_n = A(1 - 0,02n), \quad (3.8.6)$$

где  $n$  — облачность в баллах.

### 3.9. Эффективное излучение водной поверхности

Эффективное излучение водной поверхности характеризует собственное излучение поверхности океана за вычетом поглощенной части противоизлучения атмосферы и определяется выражением:

$$R_{эфф} = \delta(U - G), \quad (3.9.1)$$

где  $U = \delta T_s^4$  — энергетическая яркость абсолютно черного тела, имеющего температуру поверхности океана  $T_s$ ,  $\delta = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{К}^{-4}$  — постоянная Стефана–Больцмана,  $\delta$  — относительная излучательная способность поверхности океана.

Имеющиеся данные дают значение  $G$  в интервале от 0,9 до 0,99. Такой разброс данных объясняется различием в методах измерений, состоянием поверхности и зависимостью  $G$  от длины волны. Для диапазона 8–14 мкм и малых зенитных углов принимают  $G = 0,95\text{--}0,97$ .

Таким образом, поверхность океана излучает как серое тело, очень близкое по своим свойствам к абсолютно черному.

В отличие от океана, атмосфера серым телом не является, поэтому теоретический расчет  $G$  представляет значительные трудности.

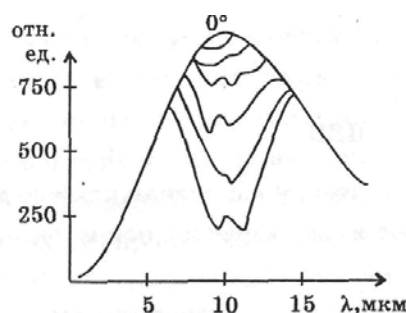


Рис. 3.9.1. Экспериментальные кривые спектральной энергетической яркости ясного ночного неба; углы визирования по порядку 0; 1,8; 3,6; 7,2; 14,5; 30; 90°

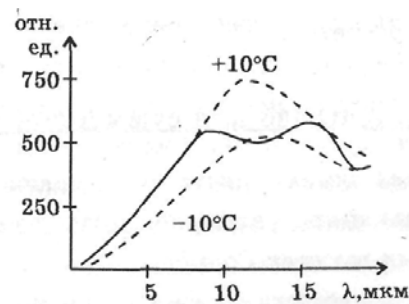


Рис. 3.9.2. Экспериментальные кривые спектральной энергетической яркости темных кучевых облаков. Пунктиром показаны кривые спектральной энергетической яркости АЧТ с температурой в точке измерения (10°C) и с температурой облаков (-10°C)

Для иллюстрации на рис. 3.9.1 представлены экспериментальные кривые спектральной энергетической яркости ясного ночного неба по измерениям на уровне моря при

окружающей температуре 27°C. Распределение энергетической яркости по спектру зависит от температуры воздуха, содержания в атмосфере паров воды и озона и от угла визирования относительно горизонта. При угле визирования 0° энергетическая яркость такая же, как у черного тела с температурой окружающего воздуха. При увеличении угла визирования энергетическая яркость для данной длины волны уменьшается. Максимумы кривых, изображенных на рис. 3.9.1, соответствуют центрам полос поглощения водяного пара (6,3 мкм), озона (9,6 мкм) и углекислого газа (15 мкм).

Кривые на рис. 3.9.1 показывают, что в областях до 7 мкм и свыше 15 мкм распределение энергетической яркости излучения атмосферы по спектру достаточно хорошо описывается формулой Планка для ЧТ. Близ центров полос поглощения атмосфера практически непрозрачна для ИК-излучения, поэтому наблюдатель регистрирует излучение от ближайших слоев атмосферы, имеющих температуру окружающего воздуха. По мере удаления от центров полос поглощения энергетическая яркость падает, т. к. уменьшается коэффициент излучения более далеких и более холодных слоев атмосферы.

Как показывают экспериментальные исследования (см. рис. 3.9.2) небо, затянутое сплошными низкими облаками, излучает как ЧТ с температурой, равной температуре окружающего воздуха с точностью до нескольких градусов. В областях сильных полос поглощения (6 и 15 мкм) регистрируется излучение окружающего воздуха, соответствующее излучению ЧТ с температурой 10°C. В спектральном окне прозрачности атмосферы от 8 до 13 мкм регистрируется излучение от облаков (263 К), которое несущественно меняется, проходя через атмосферу.

Основой теоретических методов расчета эффективного излучения естественных подстилающих поверхностей является общее уравнение переноса (2.3.3). Даже при существенных упрощениях его решение крайне громоздко и поэтому, как правило, используются численные методы решения на ЭВМ.

На практике поэтому обычно используются эмпирические формулы. Как следует из вышеизложенного, основная трудность заключается в расчете  $G$ . Как правило, для безоблачного неба используется следующая функциональная зависимость:

$$G_0 = \delta \cdot T_a^4 \cdot f(e), \quad (3.9.2)$$

где  $T_a$  — температура воздуха на стандартной высоте (для морских условий 10 м),  $f(e)$  — функция, отражающая влияние влажности воздуха ( $e$  — парциальное давление водяного пара).

Различными авторами предложено большое количество зависимостей  $f(e)$ . Приведем для примера формулу Брента, которая была предложена одной из первых, но до сих пор используется в практических расчетах:

$$f(e) = a - b \sqrt{e}, \quad (3.9.3)$$

где  $a$  и  $b$  — константы, зависящие от координат точки наблюдения.

Влияние облачности учитывают, как правило, следующим образом:

$$G = G_0 f(n), \quad (3.9.4)$$

В простейшем случае:

$$f(n) = 1 + c \cdot n^2, \quad (3.9.5)$$



где  $c$  — эмпирическая константа,  $n$  — облачность в баллах.

### 3.10. Турбулентность: основные понятия и определения

Наиболее распространенные движения в океане, атмосфере и водах суши при реально наблюдаемых скорости и размерах потоков имеют турбулентный характер. При этом упорядоченность движения, характерная для ламинарных потоков и определяемая физическими свойствами среды, нарушается. При возрастании скорости движения или размеров потока в вязкой среде ламинарное движение может терять устойчивость. Малые возмущения начинают быстро возрастать, нарушая регулярный характер движения, в потоке возникают вихревые образования различных пространственных масштабов и с различным временем жизни. Движение становится неупорядоченным. Мгновенные значения всех термогидродинамических полей испытывают случайные колебания с различными пространственно-временными масштабами как в каждой точке пространства в один и тот же момент времени, так и во времени в одной и той же точке пространства.

Как показывает опыт, переход от ламинарного к турбулентному режиму движения происходит, когда так называемое число Рейнольдса  $Re = v \cdot h / V$  (здесь  $v$  — скорость движения,  $h$  — толщина течения,  $V = \mu / \rho$  — кинематическая вязкость жидкости, где  $\mu$  — коэффициент вязкости жидкости,  $\rho$  — плотность жидкости) превышает критическое значение  $Re_{кр} \approx 3000$ .

Однако неупорядоченность движения в турбулентном режиме не является полной. Рассматривая океан и атмосферу как сплошные среды, мы принимаем для них справедливость уравнений Навье–Стокса, что накладывает определенные динамические связи на пульсирующие поля и позволяет при определенных условиях выделить статистически точные осредненные значения.

По определению И. О. Хинце: *«турбулентное движение жидкости предполагает наличие неупорядоченности течения, в котором различные величины претерпевают хаотические изменения во времени и пространстве и при этом могут быть выделены статистически точные их осредненные значения»*.

Источниками турбулентности могут быть силы трения при движении вблизи неподвижных стенок или градиенты скорости в потоке. Турбулентность, возникающая вблизи неподвижных твердых границ и непрерывно подвергающаяся их воздействию, называется *пристеночной*, а при отсутствии твердых границ — *свободной*.

В реальной вязкой жидкости турбулентное движение всегда диссипативно: влияние вязкости приводит к преобразованию кинетической энергии движения в тепло. При отсутствии постоянного притока энергии от внешних по отношению к турбулентному движению источников оно вырождается, все его характеристики становятся более однородными. Если во всех областях поля течения турбулентность имеет одну и ту же структуру и ее характеристики не зависят от параллельного переноса системы координат, то она называется *однородной*. Простейшим видом турбулентности является полная неупорядоченность, когда все статистические характеристики не зависят от направления. В этом случае турбулентность называется *изотропной*.

Значимость турбулентности в процессах формирования термогидродинамических полей в атмосфере и океане настолько велика, что ее изучение превратилось в одну из центральных проблем геофизики. Ясно, что описание пульсирующих турбулентных полей может быть лишь статистическим с определенными вероятностными выводами относительно средних характеристик. В практических приложениях преобладает полуэмпирический подход, который заключается в изучении характеристик средних полей при определенных гипотезах относительно связи их с пульсационными характеристиками.

Турбулентные колебания термогидродинамических полей в атмосфере образуют широкий спектр пространственно-временных масштабов, однако интенсивность турбулентности в различных областях этого спектра существенно различна, и это позволяет выделить отдельные энергонесущие области с характерными для них пространственными и временными масштабами. Исходя из этого, А. С. Мониным была предложена следующая классификация.

**Микрометеорологические колебания** — колебания с временными масштабами от долей секунд до минут, так называемая мелкомасштабная турбулентность. Максимум энергии таких колебаний приходится на период около 1 минуты, а горизонтальные пространственные масштабы составляют величины около 600 метров.

**Мезометеорологические колебания** — колебания с периодами от минут до часов. Пространственные масштабы таких колебаний около 10 км, т. е. порядка эффективной толщины всей атмосферы.

**Синоптические процессы** — колебания с периодами от суток до нескольких суток с максимумом энергии вблизи 4 суток. Типичная скорость движения при этих процессах около 10 м/с, а типичная скорость превращения энергии — около недели.

**Крупномасштабные колебания** — глобальные с периодами от недель до месяцев; сезонные — с годовым периодом; межгодовые и внутривековые. Последние мало изучены и объединяются в одну группу крупномасштабных колебаний.

При рассмотрении вопросов тепло- и влагообмена океана с атмосферой нас будут интересовать главным образом микрометеорологические процессы, обусловленные мелкомасштабной турбулентностью вблизи границы вода–воздух.

Реальные движения в океане, также как и в атмосфере, имеют турбулентный характер, что проявляется в наличии неупорядоченных разномасштабных колебаний во времени и пространстве всех термогидродинамических полей. Влиянием турбулентности обусловлено резкое увеличение по сравнению с молекулярными диффузионными процессами переноса импульса, тепла и солей, приводящих к выравниванию градиентов этих субстанций в морях и океанах.

Океаническая турбулентность характеризуется широким спектром пространственно-временных масштабов, соответствующих нестационарным изменениям термогидродинамических полей. Согласно классификации А. С. Мониной, в океане можно выделить следующие наиболее характерные колебания.

**Мелкомасштабные** — с периодами от долей секунд до десятков минут, порождаемые поверхностными и внутренними волнами, мелкомасштабными колебаниями внешних факторов и внутренними гидродинамическими неустойчивостями термохалинной и скоростной структуры океана.

**Мезомасштабные** — с периодами от часов до суток, обусловленные приливными и инерционными силами, а также суточными изменениями потока лучистой энергии.

**Синоптические** — с периодами от нескольких суток до месяцев, выражающиеся в формировании крупных вихрей с масштабами порядка 100 км, имеющих значительно большую продолжительность жизни, чем атмосферные циклоны и антициклоны. Эти колебания могут быть сравнимы со среднемноголетними изменениями течения, однако их изучение еще только начинается. Пример таких колебаний — ринги Гольфстрима.

**Сезонные колебания с годовым периодом** — наиболее четко выражены в температурной структуре океана в умеренных и высоких широтах.

**Межгодовые, внутривековые и междувековые колебания**, связанные с общим изменением климата и состоянием Мирового океана. Их изучение — важнейшая задача для разработки долгосрочных и сверхдолгосрочных прогнозов погоды.

### 3.11. Параметризация потоков тепла и влаги в приводном слое атмосферы

Для описания осредненных значений параметров пульсирующих полей необходимо использовать статистическое осреднение. Строго говоря, такое осреднение должно быть вероятностным по ансамблю реализаций при одинаковых условиях протекания процессов и внешних факторах. Получить набор таких реализаций не представляется возможным. Поэтому практически используется временное осреднение какой-либо длительной реализации в одной точке. Мгновенное значение любой пульсирующей случайной величины представляется в виде

$$f = \bar{f} + f', \quad (3.11.1)$$

где  $\bar{f}$  — среднее значение,  $f'$  — отклонение от среднего или пульсация.

Такой способ описания впервые был предложен Рейнольдсом и им же сформулированы определенные правила при использовании (3.11.1), а именно:

$$\begin{aligned} \overline{f + \varphi} &= \bar{f} + \bar{\varphi}, \\ \overline{a \cdot f} &= a \cdot \bar{f} \text{ при } a = \text{const}, \\ \frac{\partial \bar{f}}{\partial \tau} &= \frac{\partial \bar{f}}{\partial \tau}, \quad \frac{\partial \bar{f}}{\partial x_i} = \frac{\partial \bar{f}}{\partial x_i}, \\ \overline{a \cdot f} &= \bar{a} \cdot \bar{f}. \end{aligned} \quad (3.11.2)$$

Из этих условий вытекают важные для дальнейшего следствия:

$$\overline{f'} = 0, \quad \overline{\bar{f}} = \bar{f}, \quad \overline{f \cdot \varphi} = \bar{f} \cdot \bar{\varphi} + \overline{f' \cdot \varphi'} \quad (3.11.3)$$

Среднее временное значение при таком подходе определяется выражением:

$$\bar{f} = \frac{1}{T} \cdot \int_{\tau-T/2}^{\tau+T/2} f(x, y, z, t) d\tau, \quad (3.11.4)$$

где  $T$  — период осреднения.

Подставляя (3.11.1) в уравнения Навье–Стокса и осредняя их, получим уравнения Рейнольдса, из которых для потоков тепла и влаги в приводном слое следуют выражения:

$$P = -C_p \cdot \rho \cdot \nu_T \frac{dt}{dz} + C_p \cdot \rho \cdot \overline{t' w'}, \quad (3.11.5)$$

$$W = -\rho \cdot \nu_q \cdot \frac{dq}{dz} + \rho \cdot \overline{q' w'}, \quad (3.11.6)$$

где  $\nu_T$  и  $\nu_q$  — коэффициенты молекулярной теплопроводности и диффузии,  $\rho$  и  $C_p$  — плотность и теплоемкость воздуха при постоянном давлении,  $t$  — температура воздуха,  $q$  — удельная влажность воздуха,  $w'$  — пульсации вертикальной составляющей скорости ветра.

Выражения (3.11.5) и (3.11.6) показывают, что для конкретных расчетов потоков тепла и влаги необходимо располагать прямыми градиентными и пульсационными измерениями соответствующих величин. Поскольку такие измерения проводятся только в специализированных экспедициях, то для практических нужд возникает задача расчета потоков по данным стандартных измерений на одном уровне в приводном слое. Эта задача решается путем *параметризации* потоков, т. е. выражения их через интегральные характеристики приводного слоя атмосферы.

Главной задачей параметризации потоков является их расчет по легко измеряемым внешним параметрам. Таковыми являются: скорость ветра  $u_a$  на уровне  $z = a$ , разность температур  $\delta t = t_s - t_a$  и удельных влажностей  $\delta q = q_s - q_a$ . Температура  $t_s$ , строго говоря, должна быть равна температуре поверхности воды. Но при использовании стандартных измерений она отождествляется со средней температурой некоторого приповерхностного слоя, не учитывающего наличия скин-слоя.

Величина насыщающей удельной влажности  $q_s$  может быть выражена через температуру испаряющей поверхности, например, по формуле Магнуса:

$$q_s = 0,622 e / p, e = 6,1 \cdot 10^{745 T_s / (235 + T_s)}, \quad (3.11.7)$$

где  $e$  — упругость насыщенного водяного пара в мбар,  $p$  — атмосферное давление.

Согласно гипотезе интегральных коэффициентов обмена, параметризация (3.11.5) и (3.11.6) осуществляется следующим образом:

$$P = C_p \cdot \rho \cdot C_T \cdot u_a \cdot (t_s - t_a), \quad (3.11.8)$$

$$W = \rho \cdot C_q \cdot u_a \cdot (q_s - q_a). \quad (3.11.9)$$

Формулы (3.11.8) и (3.11.9) еще не решают проблемы расчета потоков тепла и влаги. Они лишь переносят трудности определения коэффициентов турбулентного обмена на определение коэффициентов  $C_T$  и  $C_q$ .

Существуют различные схемы определения  $C_T$  и  $C_q$ . В простейшем случае считают  $C_T = C_q = const$ . В более сложных моделях полагают  $C_T = f(u_a)$ ;  $C_q = f(u_a)$ . Существуют и более громоздкие схемы расчетов.

С точки зрения определения  $P$  и  $W$  по данным дистанционного зондирования отметим следующее. В формулы (3.11.8) и (3.11.9) входят следующие параметры, которые необходимо измерять:  $u_a$ ,  $t_s$ ,  $t_a$ ,  $q_s$ ,  $q_a$ .  $u_a$  и  $t_s$  можно рассчитать по данным дистанционного зондирования. Как следует из (3.11.7),  $q_s$  рассчитывается по  $t_s$ . А вот  $t_a$  и  $q_a$ , учитывая, что уровень измерения этих параметров составляет 10–50 м от поверхности воды, определить по данным дистанционного зондирования вряд ли удастся. Оказывается, однако, что временной ход  $t_a$  и  $q_a$  тесно коррелирует с временным ходом  $t_s$ . Отсюда следует возможность выразить  $t_a$  и  $q_a$  в виде функций  $t_s$ :

$$t_a = \varphi_1(t_s), \quad (3.11.10)$$

$$q_a = \varphi_2(t_s). \quad (3.11.11)$$

Тогда  $P$  и  $W$  можно искать в виде:

$$P = F_1(u_a, t_s), \quad (3.11.12)$$

$$W = F_2(u_a, t_a). \quad (3.11.13)$$

Если выразить зависимости (3.11.12) и (3.11.13) в явном виде, то это позволит вычислять  $P$  и  $W$  по данным дистанционного зондирования.

## **3.12. Основы методики актинометрических измерений**

### **3.12.1. Общая классификация калориметрического метода**

Для определения радиационного баланса океана и атмосферы необходимы измерения потоков коротковолнового и длинноволнового излучения. Такие измерения называются актинометрическими.

Принципиальные основы измерения потоков излучения заключаются в использовании различных приемников, реагирующих на воздействие излучения и превращающих его в другие формы: тепловую, электрическую и т. д. При измерении интегральных для всего спектра потоков важнейшими требованиями, предъявляемыми к приемнику излучения, являются высокая чувствительность, отсутствие избирательности, линейность и воспроизводимость результатов. Трех последним требованиям лучше всего удовлетворяют калориметрические приемники в виде черного тела, преобразующего энергию излучения в тепло. Поэтому такие приемники получили широкое распространение, несмотря на относительно низкую чувствительность.

Существуют актинометрические приборы различных типов. В относительных методах наибольшее распространение получили приборы термоэлектрического типа, в которых измеряется разность температур облучаемой поверхности приемника и корпуса прибора (актинометры), либо разность температур между «черным» и «белым» приемником излучения (пиранометры), либо между двумя черными приемниками, находящимися под воздействием различных потоков излучения (пиргеометры и балансомеры). Разность температур и пропорциональная ей ЭДС с достаточным приближением являются линейными функциями от падающих на приемник потоков излучения. Для перевода показаний измеримой в цепи термобатареи величины тока или напряжения в абсолютные значения потоков излучения термоэлектрические приборы требуют градуировки по эталонным или абсолютным типа компенсационных.

### **3.12.2. Компенсационный пиргелиометр Ангстрема**

В качестве приемника излучения используются две одинаковые манганиновые зачерненные сверху полоски, расположенные в трубке с двумя щелевидными отверстиями, через которые на эти полоски падает поток прямой солнечной радиации. Электрическая схема пиргелиометра состоит из двух цепей: измерительной — для определения равенства температур приемных полосок, и компенсационной — для подогрева той или иной полоски электрическим током.

В измерительную схему входят: термопара, спаи которой через изолирующую прокладку прикреплены к нижней, не подверженной облучению поверхности полосок, и чувствительный гальванометр. Компенсационную цепь составляют: источник питания, переменный резистор и гальванометр, а также переключатель, позволяющий поочередно включать в эту цепь одну или другую приемные полоски пиргелиометра.

При открытых отверстиях в трубке нацеленного на Солнце прибора обе его приемные полоски одинаково нагреваются вследствие поглощения лучистой энергии, о чем

можно судить по отсутствию тока в цепи термопары. При этом количество тепла, выделяющегося в каждой из полосок, в стационарном состоянии равно:

$$Q_1 = \delta \cdot a \cdot b \cdot I_{\Pi} \cdot t, \quad (3.12.2.1)$$

где  $a$  и  $b$  — длина и ширина полосок,  $\delta$  — коэффициент поглощения зачерненной поверхности,  $I_{\Pi}$  — падающий на приемные поверхности поток прямой солнечной радиации,  $t$  — время облучения.

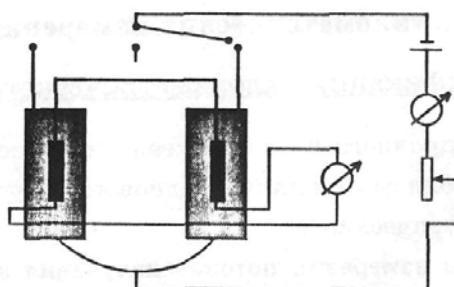


Рис. 3.12.2.1. Электрическая схема компенсационного пиргелиометра Ангстрема.

Если одну из приемных полосок затенить, закрывая расположенное над ней отверстие в трубке пиргелиометра специальной шторкой, а вторую оставить под действием облучения, то между ними возникнет разность температур, и в цепи термопары пойдет ток. Включая затененную полоску в компенсационную цепь и регулируя силу тока в ней, можно получить стационарное состояние, при котором сила тока в измерительной цепи термоэлемента вновь обращается в нуль. Количество тепла, необходимое для компенсации температуры затененной полоски, легко определяется по величине тока  $i$  в компенсационной цепи и сопротивлению  $r$  полоски, так что:

$$Q_2 = i^2 \cdot r \cdot t. \quad (3.12.2.2)$$

Сравнивая (3.12.2.1) и (3.12.2.2), получаем, что искомая величина потока прямой солнечной радиации определяется соотношением:

$$I_{\Pi} = k \cdot i^2. \quad (3.12.2.3)$$

Коэффициент  $k = r/\delta \cdot a \cdot b$  называется переводным множителем прибора. Он является постоянной величиной для каждого пиргелиометра и зависит от физических параметров приемных полосок и конструктивных особенностей.

Теория пиргелиометра в общем случае весьма сложна. Поэтому переводные множители пиргелиометров массового изготовления и их поверка с течением времени осуществляются не путем расчета, а сравнением показаний с эталонным образцом.

### 3.12.3. Пиранометры

Для измерения потоков суммарной, рассеянной и отраженной лучистой энергии используются пиранометры. В нашей стране наиболее распространены термоэлектрические пиранометры системы Янишевского, приемная поверхность которых представляет

систему шахматно или радиально расположенных и последовательно соединенных манганин-константановых термопар, «горячие» спаи которых зачернены сажей, а «холодные» окрашены в белый цвет магнезией. Приемная поверхность закрыта от непосредственного воздействия ветра полусферическим стеклянным колпаком.

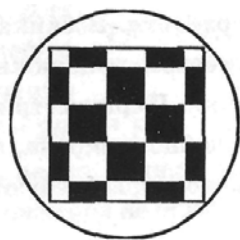


Рис. 3.12.3.1. Приемная поверхность пиранометра Янишевского.

При облучении приемной поверхности пиранометра солнечной радиацией вследствие различия в поглощательной способности сажи и магнезии между «горячими» и «холодными» спаями возникает разность температур и пропорциональная ей ЭДС. Если шкала соединенного с термобатареей регистрирующего прибора линейна, то показания его также пропорциональны падающему на приемную поверхность потоку лучистой энергии.

Стеклянный колпак над приемной поверхностью ограничивает область измерения суммарного потока длинами волн от 0,34 мкм до 2,6 мкм. В пределах этой области спектра в зависимости от сорта стекла, толщины и качества его изготовления коэффициент пропускания испытывает некоторые колебания, и это обуславливает зависимость чувствительности термоэлектрических пиранометров от длины волны. Пиранометр позволяет измерять величины потоков суммарной и рассеянной радиации. В последнем случае его приемная поверхность специальным экраном затеняется от действия прямого солнечного излучения.

Чувствительность пиранометра изменяется на 0,1% при изменении температуры окружающего воздуха на 1°C.

Термоэлектрические пиранометры являются основными приборами и для измерения потоков отраженной радиации, необходимых для расчета величин альбедо различных поверхностей. Для этого пиранометр снабжается специальным подвесом, позволяющим устанавливать его приемной поверхностью либо вверх к небосводу, либо вниз к отражающей поверхности. Такой прибор называют альбедометром.

#### 3.12.4. Пиргеометры и балансомеры

Это приборы для измерения потоков длинноволнового излучения океана и атмосферы и полного радиационного баланса. Наиболее распространены у нас термоэлектрические пиргеометры и балансомеры.

Приемная поверхность приборов состоит из двух тонких медных пластин, закрепленных в квадратном вырезе никелированного латунного диска. Наружные поверхности зачернены, а к внутренним через изолирующие прокладки прикреплены спаи термобатарей. При горизонтальном расположении приемных пластин на верхнюю поступают потоки суммарной солнечной радиации и противоизлучения атмосферы, а на нижнюю — потоки отраженной солнечной радиации и собственного излучения подстилающей поверхности. Возникающая разность температур между приемными пластинами в первом приближении пропорциональна радиационному балансу на уровне измерений. Пиргеометр конструктивно отличается от балансомера лишь наличием зачерненного экрана, закрывающего одну из зачерненных пластин. Пиргеометры и балансомеры требуют градуировки по абсолютно черному телу.

Показания балансомеров и пиргеометров зависят от температуры окружающего воздуха, скорости ветра и величины измеряемого радиационного баланса. Отсюда погрешности измерений: 1) суммарного и отраженного 4–5%; 2) длинноволнового 10–15%.

Следует также иметь в виду, что измерения потоков длинноволновой радиации проводят только ночью.

### **3.13. Аппаратура и методика измерения гидromетеорологических характеристик в морских условиях**

#### **3.13.1 Задачи и специфика измерений**

Основной задачей океанографических наблюдений и измерений является получение надежной информации о количественных характеристиках термогидродинамических полей в океане и в атмосфере над ним. Такая информация требуется при решении главной проблемы — разработке теории и проверке практических методов прогноза этих характеристик, необходимых для удовлетворения запросов различных отраслей народного хозяйства, связанных в своей деятельности с морем.

Прямые измерения в океане имеют свои особенности и предъявляют специфические требования к аппаратуре и методике их проведения. Морская вода является агрессивной средой, что ведет к необходимости применения соответствующих химически стойких датчиков. Высокие давления, особенно на больших глубинах, при всех измерениях, кроме самого давления, являются помехой, для исключения которой измерительные системы должны быть механически прочными и надежно герметизированными, а датчики защищенными от резких колебаний внешнего давления. Волнение на поверхности моря вносит дополнительные трудности в методику и обработку большинства других параметров термогидродинамических полей. Сильное волнение вообще исключает производство любых измерений контактными методами.

Для наблюдений в море требуется наличие дорогостоящих вспомогательных средств для размещения и установки измерительных систем: судов с высокими мореходными качествами, самолетов для дистанционных измерений, плавающих и жестко установленных платформ и буев, кораблей погоды, специальных искусственных спутников и др.

Для полной информации о процессах, протекающих в воде и в воздухе, требуются комплексные измерения основных параметров термогидродинамических полей в океане и в атмосфере. В задачах термики такими параметрами являются: для атмосферы — потоки коротковолновой солнечной и длинноволнового теплового излучения океана и атмосферы, скорость ветра, температура и влажность воздуха, состояние облачности; для океана — поглощение потока лучистой энергии, скорость течения, температура, соленость, прозрачность воды и состояние поверхности. Эти сведения достаточны для характеристики средних полей. При изучении тонкой структуры и турбулентности необходимо проведение пульсационных измерений, расчет по ним статистических характеристик и установление связи со средними параметрами. Такие измерения в океане имеют свою специфику и очень малочисленны для обобщающих выводов.

#### **3.13.2. Общие требования к аппаратуре и методике**

Выполнение полного комплекса совместных измерений в воде и в воздухе над морем представляет сложную и трудоемкую работу. Но она дает наиболее ценные данные



для исследования общих закономерностей и влияния различных факторов на формирование термогидродинамического режима пограничных слоев океана и атмосферы в процессе их взаимодействия.

Основой методики океанографических измерений служит использование физических зависимостей количественных характеристик исследуемого поля от других легко измеряемых параметров. По воздействию на датчик измерительного прибора различают две группы методов: контактные и дистанционные или бесконтактные. В первом случае датчик находится в прямом контакте и равновесном состоянии с окружающей средой. Типичным примером такой методики является использование термометров сопротивления, которые осуществляют преобразование изменений температуры в изменение электрического сопротивления датчиков, термоанемометров постоянного тока или постоянной температуры для измерения скоростей движений в водных и воздушных потоках. Во втором случае непосредственный контакт датчика со средой отсутствует, и измеряемая характеристика поля определяется по косвенному воздействию на него, например через потоки излучения при измерениях температуры поверхности воды радиометрическими методами.

Аппаратура и методика для океанографических измерений должна обладать следующими общими качествами:

а) высокой чувствительностью всей измерительной системы к регистрируемой характеристике и малой зависимостью от влияния других факторов;

б) малой инерционностью измерительной системы для возможности регистрации быстрых колебаний измеряемой характеристики;

в) линейностью или возможностью компенсации нелинейных эффектов измерительной системой;

г) стабильностью, воспроизводимостью, простотой и надежностью всей измерительной системы, обеспечением максимального отношения полезного сигнала к шуму на выходе и возможностью представления сигнала в форме, удобной для автоматизированной обработки.

Выполнение всех этих требований зависит от характеристики исходного датчика — преобразователя сигнала. Физическими свойствами датчика определяются максимальная чувствительность, минимальная инерционность и пространственное разрешение всей системы. Поэтому при разработке аппаратуры и оценке ее достоинств главное внимание должно обращаться именно на первичный преобразователь.

Океанографические измерения подразделяются на два класса: *стандартные* и *специализированные*. К *стандартным* относятся измерения характеристик средних полей с единообразной аппаратурой и методикой, выполняемые на стационарных станциях, разрезах, полигонах, повторяемые в определенные сроки и ведущиеся длительное время. На их основе составляются карты распределения и атласы количественных характеристик фоновой изменчивости этих полей для региональных областей и всего Мирового океана и атмосферы в целом. Стандартные измерения — основной источник гидрометеорологической информации о прошлом состоянии океана и атмосферы и тенденции их изменения во времени. Они же служат для проверки теоретических моделей климата и погоды. Аппаратура, методика измерений и обработки подробно описаны в руководствах по таким измерениям и мы на них останавливаться не будем.

*Специализированные* измерения выполняются для детального исследования: турбулентности, тонкой структуры и микроструктуры, синоптической изменчивости, фронтальных зон и других, главным образом, короткопериодных колебаний характеристик различных полей. Для них разрабатываются оригинальная аппаратура и методика, иногда в единичных исполнениях, в зависимости от конкретных целей исследования и масштабов изучаемых процессов.

### 3.13.3. Методика измерений в приводном слое атмосферы

Специализированные измерения (градиентные и микроструктурные) проводятся с целью изучения вертикальной структуры и характеристик турбулентности для расчета потоков импульса, тепла и влаги. Основу их составляют синхронные измерения или непрерывная регистрация средних значений и пульсаций скорости ветра  $u$ , температуры  $t$  и влажности воздуха  $q$  на нескольких уровнях над водой (обычно до 10 м). Они дают необходимые данные для описания и параметризации вертикальных профилей  $u$ ,  $t$  и  $q$ , выявления их подобия или различия, расчета стратификации в воздухе, а также решения ряда других вопросов. Датчики располагаются на выносных устройствах либо непосредственно с борта судна, либо на свободно плавающих (типа вежи Фруда) буйах, позволяющих снизить влияние корпуса судна и волнения на результаты измерений. Посредством кабеля датчики соединяются с измерительной системой и регистрирующим прибором, которые находятся на борту судна.

В качестве датчиков скорости ветра применяются механические анемометры с электрической или механической регистрацией, термоанемометры постоянного тока или постоянной температуры, в которых используется зависимость электрического сопротивления чувствительного элемента от скорости воздушного потока. В последние годы разработаны и совершенствуются акустические анемометры двух классов: *фазовые* и *частотные*. В акустических *фазовых* анемометрах измеряется зависящее от скорости набегающего воздушного потока время между фронтами посылаемых излучателем ультразвуковых импульсов; в *частотных* — измеряется изменение частоты следования импульсов.

Датчиками температуры служат в основном термометры сопротивления — металлические или полупроводниковые. Для измерения разности температур на двух уровнях используются термопары или два термометра сопротивления, расположенные на этих уровнях и включенные в противоположные плечи мостовой схемы.

Для определения характеристик влажности имеется довольно большое разнообразие методов: психрометрический, оптический, точки росы и др. Для морских условий наиболее подходящими, по-видимому, являются: психрометрический метод с использованием показаний сухого и смоченного термометров сопротивления, или сорбционный с датчиками, изменяющими свое сопротивление в зависимости от относительной влажности.

Для микроструктурных пульсационных измерений используются термоанемометры, акустические анемометры, металлические и полупроводниковые термометры сопротивления, УФ-гигрометры и т. д. Продолжительность непрерывной регистрации в этих методах обычно не превосходит 40–60 минут. Измерительные системы в большинстве случаев оригинальные и имеются в единичном исполнении.

### 3.13.4. Методика измерений в деятельном слое океана

Аппаратура и методика измерений в деятельном слое океана весьма разнообразны. Что касается датчиков, то для температуры это термометры сопротивления или термопары; для скорости течения — датчики гидродинамического (вертушки, роторы и др.) или акустического типа; для электропроводности (с целью расчета солености) — емкостные и

индуктивные; для давления (с пересчетом на глубину) — датчики механические или тензометрические<sup>1</sup>.

Наиболее распространенным видом измерений в деятельном слое океана является непрерывное вертикальное или горизонтальное зондирование. При этом датчики имеют непосредственный контакт с окружающей средой, а измерительная система и регистратор располагаются либо на борту судна, либо в герметизированном корпусе зонда. По принципу использования различают зонды одноразового и многократного действия, по способу измерений — зонды, опускаемые на кабель-тросе, свободнопадающие или всплывающие или буксируемые. В морских исследованиях, выполняемых в нашей стране, преимущественное распространение получили зонды многократного использования на кабель-тросе и буксируемые системы. Примерами такой аппаратуры могут служить зонды «СТД» (соленость, температура, давление), «АИСТ» (автоматический измеритель скорости течения).

В практическом применении зондов и буксируемых систем встречается ряд технических трудностей, связанных с устранением их вибрации, особенно при тонкоструктурных измерениях, с удержанием датчиков на заданной глубине или изотерме при горизонтальной буксировке. Единой методики таких измерений и их обработки пока нет.

---

<sup>1</sup> Подробное описание соответствующей аппаратуры можно найти, например, в монографии: Парамонов А. Н., Кушнир В. М., Забурдаев В. И. Современные методы и средства измерения гидрологических параметров океана. — Киев: Наукова думка, 1979.

## 4. ПЛЕНКИ НА ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

### 4.1. Термический пограничный слой на поверхности океана

В настоящее время хорошо известно, что вблизи поверхности воды образуется термический пограничный слой (в литературе встречаются и другие названия — холодная пленка, скин-слой, тепловая пленка). Толщина этого слоя и перепад температур в нем зависят от локальных условий, например от температуры воздуха, скорости ветра, влажности воздуха, наличия поверхностных волн, течений, пленок ПАВ на поверхности, а также от времени суток, облачности и других факторов, влияющих на лучистый теплообмен.

Термический пограничный слой и перепад температур в нем представляют интерес для оценок теплообмена между океаном и атмосферой. Теплообмен через поверхность океана определяется прежде всего температурой самой поверхности, но обычными методами, например с помощью термометров, измеряется температура на некоторой глубине под поверхностью воды. С другой стороны, радиометрические методы измерения дают непосредственно температуру поверхности океана (говоря точнее, с помощью ИК-радиометров измеряется температура верхнего слоя воды толщиной менее 50 мкм), тогда как для различных задач океанологии часто желательно знать температуру под поверхностью, которую дают обычные методы измерения температуры. Кроме того, использование различных методов измерения температуры затрудняет сравнение данных. Поэтому возникает задача о связи температуры поверхности воды и температуры некоторой ее толщи. Рассмотрим эту связь.

Многочисленные измерения, выполненные как в натуральных, так и в лабораторных условиях, показали, что температура поверхности воды  $T_s$  может значительно отличаться от температуры нижележащего слоя  $T_w$ . Толщина термического пограничного слоя может изменяться от долей миллиметра до сантиметров, а перепад температур в нем  $\Delta T = T_s - T_w$  от нескольких сотых градуса до нескольких градусов Цельсия. И толщина, и перепад температур в термическом пограничном слое в первую очередь определяются суммарным тепловым потоком, идущим из океана в атмосферу (или, в редких случаях, наоборот):

$$Q = \pm R_{эфф} \pm LE \pm P \quad (4.1.1)$$

(здесь потоки, идущие из атмосферы в океан, считаются положительными, и наоборот).

При  $Q > 0$  (прогрев поверхности)  $\Delta T > 0$ ; при  $Q = 0$  и  $\Delta T = 0$ ; и при  $Q < 0$  (теплоотдача с поверхности)  $\Delta T < 0$ , т. е. на поверхности существует так называемая холодная пленка. Согласно экспериментальным данным, последний случай наиболее типичен для океана и наблюдается в 98% наблюдений. Поэтому мы ограничимся рассмотрением холодной пленки.

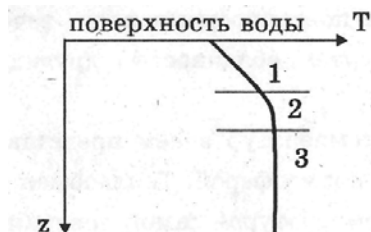


Рис. 4.1.1. Схема распределения температуры в холодной пленке.

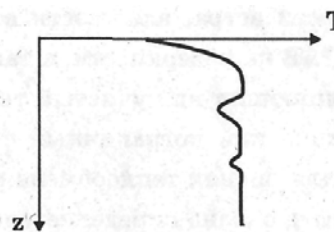


Рис. 4.1.2. Пример реального распределения температуры в холодной пленке.

На рис. 4.1.1. схематично представлен профиль температуры при наличии холодной пленки на поверхности. Здесь 1 — слой молекулярной теплопроводности с линейным профилем температуры; 2 — обусловленный турбулентностью переходный слой с логарифмическим профилем температуры; 3 — начальный участок верхнего квазиоднородного слоя. Как показывают измерения в океанах и озерах, наиболее характерный перепад температуры в холодной пленке  $\Delta T$  составляет 0,3–0,5°C.

На рис. 4.1.2. представлен пример реально зарегистрированного профиля температуры при наличии холодной пленки на поверхности. Его характерной особенностью является наличие тонкой структуры, представляющей собой ряд отрицательных выбросов температуры. Причиной появления указанных выбросов является микроконвекция. Плотность воды в холодной пленке на поверхности океана всегда выше, чем плотность нижележащих слоев. Если модуль  $\Delta T$



Рис. 4.1.3. Временной ход температуры в фиксированной точке на глубине 0,2 мм от поверхности воды.

превышает некоторое критическое значение, в термическом пограничном слое возникает микроконвекция. Холодная вода на поверхности перемещается в горизонтальном направлении к узким, постоянно перемещающимся областям (линиям конвергенции), где происходит ее быстрое опускание. В интервалах между линиями конвергенции более теплая вода из нижележащих слоев медленно поднимается к поверхности. В результате в тонком (толщиной не более 1 мм) поверхностном слое воды возникает сложное нестационарное поле температуры. Как следствие, температура в фиксированной точке на поверхности воды непрерывно изменяется, как показано на рис. 4.1.3. Таким образом, информативным параметром является не мгновенная температура в какой-либо точке поверхности, а осредненная по площади или по времени температура поверхности океана. Еще одним следствием описываемого явления является необходимость осреднения  $\Delta T$  по нескольким профилям, т. к. если  $T_w$  на всех профилях остается постоянной, то  $T_s$  значительно изменяется от профиля к профилю.

Теперь можно объяснить и появление отрицательных выбросов на вертикальном профиле температуры (рис. 4.1.2). Эти выбросы появляются на записи, когда термодатчик, при своем вертикальном перемещении, пересекает области опускания холодной воды.

На основании соображений размерности были выведены формулы, связывающие перепад температуры  $\Delta T$  в термическом пограничном слое с полным тепловым потоком, идущим через поверхность океана  $Q$ . Для условий свободной конвекции (отсутствие ветра) указанная связь выглядит следующим образом:

$$\Delta T = A^{-3/4} (g \cdot \alpha \cdot C_p \cdot \rho \cdot \chi_T^2 / \nu)^{-1/4} \cdot Q^{3/4}, \quad (4.1.2)$$

где  $g$  — ускорение свободного падения,  $\alpha$  — коэффициент объемного термического расширения воды,  $C_p$  — удельная теплоемкость воды,  $\rho$  — плотность воды,  $\chi_T$  — коэффициент молекулярной теплопроводности воды,  $\nu$  — кинематическая вязкость воды,  $A = 0,16 + 0,22$  — константа.

В случае вынужденной конвекции (при ветровом обдуве поверхности) вместо (4.1.2) получается:

$$\Delta T = \frac{\lambda \cdot Q \cdot \nu}{\chi_T (\tau / \rho)^{1/2}}, \quad (4.1.3)$$

где  $\lambda = 5 + 10$  — коэффициент пропорциональности,  $\tau$  — напряжение ветра, приложенное к поверхности воды, причем:

$$\tau = \rho_a \cdot C_D \cdot u_a^2, \quad (4.1.4)$$

где  $\rho_a$  — плотность воздуха,  $C_D$  — коэффициент сопротивления водной поверхности,  $u_a$  — скорость ветра на стандартной высоте.

На толщину холодной пленки и перепад температуры в ней оказывает влияние целый ряд факторов.

Объемное поглощение *солнечной радиации* вблизи поверхности воды в полуденные часы необходимо учитывать в (4.1.1). При этом, как правило, холодная пленка не исчезает, но  $\Delta T$  уменьшается.

**Облачность** приводит к уменьшению  $R_{эфф}$  и, соответственно, уменьшению  $\Delta T$  в пленке.

Гравитационные *волны* могут уменьшать  $\Delta T$  почти в полтора раза. Обрушивание волн приводит к локальному разрушению холодной пленки и соответствующему локальному повышению температуры поверхности воды. По имеющимся экспериментальным данным, восстановление холодной пленки происходит через 10–12 секунд.

Радиационная температура *сликов, нефтяных пленок, ПАВ* отличается от радиационной температуры поверхности чистой воды. Соответственно, наличие пленок на поверхности может изменять и термодинамическую температуру поверхности и, следовательно,  $\Delta T$ . При этом  $\Delta T$  может как увеличиваться, так и уменьшаться. Данный вопрос, важный с точки зрения практических приложений (обнаружение загрязняющих пленок на поверхности океана), пока еще изучен недостаточно и требует дальнейших исследований.

Сканирующие ИК-радиометры, устанавливаемые на метеорологических спутниках Земли, постепенно становятся основным средством получения информации о температуре поверхности океана (ТПО) в глобальном масштабе. Хорошая пространственная разрешающая способность ( $\sim 1$  км) и чувствительность ( $\sim 0,3$  К) лучших современных многоканальных радиометров AVHRR, которыми оснащены спутники с полярными орбитами серии NOAA, а также возможность обзора одного и того же участка поверхности дважды в сутки, делает их незаменимым средством изучения термодинамики верхнего слоя океана. Несколько худшим разрешением и чувствительностью (соответственно 8 км и более 0,5 К) обладают одноканальные ИК-радиометры на геостационарных спутниках METEOSAT. Однако они дают информацию о температуре поверхности океана с интервалом 0,5 ч, что позволяет эффективно отфильтровывать облачность и строить регулярные (например еженедельные) карты ТПО на больших акваториях, а также изучать (при отсутствии облачности) относительно быстро протекающие процессы перестройки термического поля поверхности океана.

Принятые в последние годы алгоритмы обработки, основанные на сравнении радиационной температуры в двух (3,7 и 11 или 11 и 12 мкм) или трех (3,7; 11 и 12 мкм) ИК-каналах AVHRR, позволяют уже сейчас получать в районах, свободных от облачности, тумана и вулканического аэрозоля, удовлетворительную для ряда океанологических задач точность восстановления ТПО ( $\sigma = 0,6\text{--}0,8^\circ\text{C}$ ). Например, сопоставление среднемесячных карт ТПО, основанных на данных AVHRR и судовых данных в северо-восточной части Тихого океана, дали среднее квадратическое отклонение для разности  $T_{AVHRR} - T_{суд}$ , равное  $0,78^\circ\text{C}$  при среднем отклонении  $0,25^\circ\text{C}$ .

Различия между спутниковыми и точечными контактными и другими измерениями ТПО в океане неизбежны и обусловлены (при надежной калибровке радиометра и идеальной атмосферной коррекции) различным масштабом осреднения (более  $1 \text{ км}^2$  у спутника), ошибками географической привязки спутниковых данных (до нескольких десятков километров в открытом океане), разницей во времени проведения измерений, наличием пленок, изменяющих излучательную способность водной поверхности, а главное — естественной пространственно-временной изменчивостью перепада температуры  $\Delta T$  в терми-

ческом пограничном слое океана и характера  $T(z)$  в суточном термоклине. Последнее обусловлено тем, что радиометр измеряет температуру слоя толщиной менее 50 мкм, тогда как любой метод контактных измерений (буксируемый термодатчик, батометр, STD, датчик в судовом водозаборнике, дрейфующие буи и т. д.) — температуру на глубине от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Поэтому наилучшие результаты сравнения спутниковых и контактных измерений получаются в областях интенсивного ветрового или конвективного перемешивания, при разнице во времени измерения не более суток и различии в географическом положении точек измерения в пределах 1–3 десятков километров. И напротив, наибольших различий следует ожидать либо в районах повышенной динамической изменчивости (например, во фронтальных зонах, зонах апвеллинга и т. д.), либо при штилевой и маловетренной погоде в условиях интенсивного солнечного прогрева, когда суточный ход  $T_s$  может достигать 3–3,5°C.

Спутниковые данные, безусловно, могут давать более реальную синоптическую картину ТПО и ее изменчивости, нежели разновременные судовые измерения вдоль отдельных галсов или вдоль сетки галсов, а тем более — эпизодические или случайные судовые измерения. Все это, а также непрерывное совершенствование аппаратуры и алгоритмов обработки радиометрических измерений позволяют полагать, что спутниковые карты ТПО окажутся в скором времени не только основным источником информации о ТПО для различных областей океанологии, но и основой для создания банков данных в целях мониторинга климатической изменчивости.

## **4.2. Пленки поверхностно-активных веществ (ПАВ)**

На поверхности океана собираются и распространяются пленки ПАВ, концентрация которых достаточна для изменения ряда физических свойств поверхности. Пленки ПАВ образуются углеводородами, жирными кислотами, жирными спиртами и эфирами и т. п. В меньших количествах присутствуют также углеводы и полипептиды. Все эти вещества образуются вследствие жизнедеятельности и разложения морских организмов, а также вследствие искусственного загрязнения вод океана, особенно в прибрежных районах, в результате деятельности человека. В частности, поверхностной активностью обладают все моющие средства.

Практически нерастворимое в воде и нелетучее вещество, помещенное в малом количестве на поверхность воды, может либо сохраняться в виде компактной капли (или твердой массы), оставляя свободную поверхность воды совершенно чистой, либо растекаться по поверхности. Условием растекания вещества является более сильное притяжение его молекул к воде, чем друг к другу. При растекании в соприкосновение с водой стремится придти наибольшее число молекул вещества и, если это позволяет площадь поверхности, образуется поверхностная пленка толщиной в одну молекулу, или мономолекулярный слой.

Такая ситуация имеет место для химически чистых ПАВ. В реальных условиях пленки на поверхности океана представляют собой смеси различных ПАВ, и свойства таких пленок могут сильно отличаться от свойств химически чистых ПАВ. Они, в частности, не растекаются до мономолекулярных слоев, и их толщина обычно бывает порядка нескольких эффективных диаметров молекул.

Пленки ПАВ не следует путать с пленками нефтепродуктов, толщина которых на много порядков больше. Молекулы пленок ПАВ полярны. Они имеют на одном конце группу **ОН**, притягиваемую водой, и углеводородную цепочку на другом конце, отталкиваемую водой, так что молекулы в пленке имеют весьма упорядоченное расположение. Молекулы в пленке можно сравнить с плавающими на поверхности телами, отталкиваю-

щими друг друга при соприкосновении, благодаря чему поверхностное натяжение уменьшается при толщине пленки в одну молекулу; понижение поверхностного натяжения есть не что иное, как отталкивание между молекулами пленки.

Одно из наиболее ярких проявлений пленок ПАВ на поверхности океана заключается в усиленном гашении коротких поверхностных капиллярно-гравитационных волн сантиметрового диапазона ( $\lambda \sim 5$  см). Вследствие этого на поверхности океана, покрытой пленками ПАВ, образуются слики (т. е. выглаженные участки, на которых отсутствует ветровая рябь). Уменьшенный средний наклон коротких волн в области слика приводит к аномалиям при отражении света, причем область слика может быть как светлее, так и темнее окружающей воды в зависимости от угла зрения, высоты солнца, облачного покрова и т. п.

Пленки ПАВ не только ослабляют существующие поверхностные волны, но и препятствуют их генерации. Добавление достаточного количества ПАВ для образования не растяжимой пленки на поверхности может привести к увеличению почти на порядок минимальной скорости ветра, необходимой для генерации волн.

Пленки ПАВ влияют на ряд процессов, происходящих на поверхности и в поверхностном слое океана:

- на передачу энергии от ветра к волнам;
- на обмен веществом на границе раздела, и, в частности, приводят к замедлению испарения с поверхности;
- препятствуют возникновению холодной пленки;
- на процесс лопания пузырьков воздуха и образования пены на поверхности;
- на процессы жизнедеятельности организмов в поверхностном слое моря;
- на поляризацию отраженного от поверхности солнечного излучения.

Модификация различных процессов на поверхности воды пленками ПАВ имеет прямое отношение к дистанционным методам наблюдения поверхности, особенно к получению радио- и оптических изображений морской поверхности, которые существенно определяются спектром поверхностного волнения в высокочастотном диапазоне, подверженном влиянию пленок ПАВ.

Искусственные пленки ПАВ имеют ряд практических применений. Одно из них восходит к глубокой древности — при шторме мореплаватели выливали на поверхность воды масло для успокоения волнения. Искусственные пленки применяются также для улучшения видимости под водой. Водолазы иногда берут с собой и выпускают под водой некоторые ПАВ; при этом успокаивающаяся поверхность воды приводит к уменьшению количества бликов, образующихся при преломлении света на взволнованной поверхности и мешающих работе водолаза.

ПАВ приводят к уменьшению поверхностного натяжения, и это их свойство используется для предотвращения растекания нефтепродуктов на поверхности моря. Силы поверхностного натяжения являются одними из основных сил, определяющих растекание нефтепродуктов по поверхности моря. Для предотвращения растекания пролитой нефти вокруг нее на поверхность вводятся соответствующие ПАВ. Поскольку при этом поверхностное натяжение на границах нефть — воздух и нефть — вода не изменяется, нефть растекается на гораздо меньшей площади, и ее пленка обладает большей толщиной, что облегчает процесс сбора нефти с поверхности. Большое значение имеют искусственные пленки ПАВ для уменьшения испарения воды с поверхности в целях ее сохранения в естественных и искусственных водоемах. В настоящее время эта практика широко используется во многих странах мира.



### 4.3. Нефтяные пленки

Суммарное поступление нефтепродуктов в океан оценивается в 0,25% от мирового производства нефти и составляет около 6 млн. тонн в год. Наибольший вклад в это количество вносят морские перевозки нефти: 60% всей добываемой в мире нефти перевозится морским транспортом. Загрязняют океан прежде всего танкеры, промывающие танки морской водой; кроме того, пассажирские и грузовые суда перед заправкой топливом сливают из топливных цистерн водный балласт.

Весьма большое количество нефтепродуктов выносится в океан реками: по имеющимся оценкам, оно более, чем втрое, превышает количество нефтепродуктов, поступающих в океан при авариях танкеров и других судов, вместе взятых.

Нефть и нефтепродукты сбрасываются в океан промышленными предприятиями, нефтеперерабатывающими заводами и нефтехранилищами. Количество нефтепродуктов, сливаемых ежегодно в канализационную сеть бензозаправочными станциями, по существующим оценкам, вдвое превышает количество нефтепродуктов, поступающих в океан при авариях судов. Утечки нефти происходят при подводном бурении, существуют естественные выбросы и просачивание нефти через дно, нефтепродукты выпадают из атмосферы.

Поступление в океан нефтепродуктов из-за аварий танкеров и других судов относительно невелико, и составляет 0,4 млн. тонн в год. Однако именно эти аварии становятся широко известными, поскольку в таких случаях в том или ином месте океана внезапно выливаются десятки и сотни тысяч тонн нефти, что влечет за собой катастрофические последствия, если это происходит в прибрежных районах.

Нефть и продукты ее переработки представляют собой сложные смеси. Главными компонентами нефти и нефтепродуктов являются углеводороды. В небольших количествах в нефти имеются соединения, содержащие кислород, серу и азот. Некоторые компоненты нефти являются по своей природе поверхностно-активными веществами (ПАВ). Благодаря своим физико-химическим свойствам нефть и нефтепродукты в океане могут существовать в виде пленок, «смоляных шариков», в растворенном и эмульгированном (взвешенном) виде. Весьма распространенными формами существования нефти как загрязняющего вещества являются эмульгированная и поверхностная нефтяная пленка.

В отличие от пленок чистых ПАВ, пленки нефти никогда не растекаются до мономолекулярного слоя, а имеют толщину, на порядки превышающую типичный эффективный диаметр молекул. В зависимости от условий и времени растекания толщина пленок нефти изменяется от десятков сантиметров до долей миллиметра.

Распространение нефтяной пленки по поверхности океана можно представить как суперпозицию двух процессов: первый — перенос пленки как целого под действием ветра, морских течений и поверхностных волн, т. е. дрейф пленки, и второй — растекание пленки на спокойной воде, приводящее к увеличению ее площади с течением времени. Рассмотрим каждый из этих процессов по отдельности.

Скорость дрейфа пленки под действием ветра и течений можно представить в виде:

$$\vec{v} = 0,03 \vec{u}_a + \vec{u}_T, \quad (4.3.1)$$

где  $u_a$  — скорость ветра на стандартной высоте (10 м),  $u_T$  — скорость течения. Имеются, однако, данные о том, что  $v$  меньше суммы (4.3.1); в соответствии с этим предлагается заменить в (4.3.1)  $u_T$  на  $0,56 \cdot u_T$ .

Еще одной причиной дрейфа нефтяной пленки как целого является волновой дрейф. Однако скорость волнового дрейфа нельзя просто добавить в (4.3.1), так как волны взаимодействуют с течениями и, кроме того, скорость горизонтального движения пленки

нефти по взволнованной и тем самым искривленной поверхности воды должна быть меньше, чем на плоской поверхности. Для учета волнового дрейфа некоторые авторы предлагают заменить в (4.3.1) коэффициент 0,03 на 0,035.

Рассмотрим теперь растекание пленки нефти на спокойной воде. Предположим, что на поверхность чистой воды вылит некоторый объем нефти. На растекание этого объема влияют силы плавучести нефти, тяжести, вязкого трения между пленкой нефти и водой и поверхностного взаимодействия трех веществ — нефти, воды и воздуха.



Рис. 4.3.1. Силы поверхностного натяжения, действующие на пятно нефти на поверхности воды.

Сначала происходит растекание нефти по поверхности воды под действием только силы тяжести, как и в случае растекания по твердой поверхности. Растекание ускоряется под действием горизонтального градиента давления и замедляется вследствие инертности пленки и силы вязкого трения, действующей между пленкой и подстилающей водой. Граница пятна нефти растягивается, если поверхностное натяжение на поверхности взаимодействия вода — воздух  $T_{wa}$  больше, чем сумма  $T_{ao} + T_{ow}$  поверхностных натяжений на поверхностях взаимодействия воздух — нефть  $T_{ao}$  и нефть — вода  $T_{ow}$  (рис. 4.3.1). Поэтому поведение пятна нефти зависит от знака «коэффициента растекания»  $T = T_{wa} - T_{ao} - T_{ow}$ . При положительном  $T$  будет происходить растекание. Если коэффициент  $T$  отрицателен, то под влиянием горизонтального градиента давления пятно будет стремиться к растеканию по поверхности, а поверхностное натяжение будет приводить к его сжатию. В результате равновесия этих противоположных эффектов образуется неподвижная линза нефти, показанная на рис. 4.3.1. Для большинства типов нефти  $T > 0$ ; типичное значение этого коэффициента  $T = 25 \cdot 10^{-3} \text{ Н/м}$ .

При  $T > 0$  пленка нефти должна растекаться под действием поверхностного натяжения до тех пор, пока она не станет почти мономолекулярной. Однако свойства нефти (состоящей из большого числа органических веществ, каждое из которых имеет свою растворимость в воде) в процессе растекания изменяются — ее плотность и вязкость растут, а  $T$  убывает и может стать отрицательным. При этом растекание под действием поверхностного натяжения прекращается, а толщина пленки, по существующим оценкам, достигает 20–30 мкм. В реальных условиях движение воды в поверхностном слое океана всегда носит турбулентный характер, и даже при  $T < 0$  и нулевой средней скорости воды площадь пленки будет продолжать увеличиваться за счет турбулентной диффузии.

При количественном описании изложенного выше механизма растекания пятна нефти выявляются, в зависимости от толщины пленки, три существенно различных режима. В начале растекания, при большой толщине пленки, определяющую роль играет гравитационная сила, а радиус пятна растет со временем по закону  $r \sim t^{1/2}$ . При нескольких больших временах начинают преобладать силы вязкости и  $r \sim t^{1/4}$ . При еще больших временах (и меньших толщинах пленки) движение пленки определяется равновесием между силами вязкости и силами поверхностного натяжения и  $r \sim t^{3/4}$  (см. рис. 4.3.2).

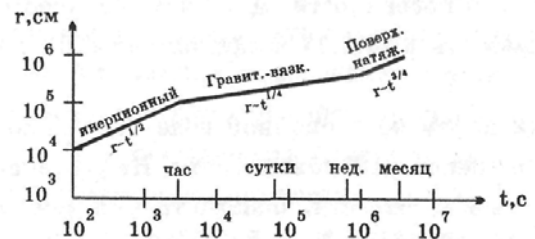


Рис. 4.3.2. Смена различных законов растекания осесимметричной пленки нефти при точечном источнике мощностью  $10^4 \text{ т}$ .

#### 4.4. Слики

Слики, т. е. выглаженные участки поверхности океана, могут создаваться различными причинами — течениями (в том числе вихрями и водоворотами, выходами внутренних волн на поверхность, циркуляциями Ленгмюра, конвективными движениями), проходящими судами, неоднородностями поля ветра и волнообразными вихрями в атмосфере, пленками ПАВ и нефти и т. п. Взаимосвязь сликос с явлениями в толще океана позволяет использовать неконтактные средства наблюдения последних с летательных аппаратов, включая ИСЗ.

Геометрия сликос может быть самой разнообразной. Слики от течений и водоворотов могут быть спиральными. Слики от внутренних волн имеют вид длинных полос, приблизительно прямолинейных при наблюдении с близкого расстояния, и искривленных при наблюдении из космоса, темных или светлых в зависимости от условий освещения и отстоящих друг от друга на расстояния в сотни и тысячи метров. Данные о расположении слика относительно фазы внутренней волны противоречивы.

Слики конвективного происхождения обычно имеют периодическую ячеистую структуру, но могут также выстраиваться в полосы, если конвективные ячейки представляют собой валы. Слики от проходящих судов имеют вид полос, хорошо наблюдаемых визуально; по наблюдениям из космоса длина таких сликос достигает километров и десятков километров.

Слики, образуемые пленками ПАВ и нефтепродуктов, обычно имеют округлые очертания, но могут иметь и форму полос, или даже струй с меандрами. Оптические изображения сликос, образуемых пленками ПАВ, формируются за счет изменения отраженного поверхностью моря излучения вследствие перестройки спектра поверхностного волнения и модуляции наклонов поверхности, создаваемой горизонтальными неоднородностями концентрации ПАВ. Слики, создаваемые ПАВ, обычно наблюдаются при слабом ветре до 3–5 м/с, когда они не сильно маскируются поверхностными волнами: при таких скоростях ветра слики могут сохраняться в течение многих часов и даже дней. Благоприятные условия для образования сликос из-за ПАВ создаются при уменьшении скорости ветра от сильного до 3–5 м/с, так как сильный ветер способствует выносу ПАВ на поверхность вследствие интенсивного перемешивания верхних слоев воды.

## 5. ТЕЧЕНИЯ В ОКЕАНЕ

### 5.1. Общая характеристика течений

*Морскими течениями*, или просто *течениями*, называют движения воды с перемещением в горизонтальном направлении на расстояния, измеряемые сотнями и тысячами километров.

В настоящее время признано, что основной причиной всех движений в океане, кроме приливов и цунами, является ветер. Вызванные им и полем давления движущихся циклонов и антициклонов течения приводят к существенным перераспределениям плотностных характеристик воды. Таким образом, плотностные течения в определенных случаях могут быть и вторичными явлениями в общей системе движения вод Мирового океана.

Разнообразие морских течений привело к необходимости их классификации. Течения различают, во-первых, по генетическому признаку, определяющему силу или закон, вследствие которых течение возникло, термическому, временному и по глубине.

По происхождению течения подразделяются на *дрейфовые*, *градиентные*, *приливные*, *суспензионные*, а также течения, связанные с *сейшмами* и волнами цунами. Градиентные течения, в свою очередь, подразделяются на собственно *градиентные* течения, *бароградиентные* течения, *конвективные*, *стоковые* и *компенсационные* течения.

*Дрейфовое течение* вызывается действием силы трения потока воздуха о поверхность воды. Оно развивается в верхнем слое океана. Собственно *градиентные* течения возникают в результате нагонов и сгонов воды у берегов, а также конвергенцией и дивергенцией морских потоков в открытом океане. Причина их — горизонтальный градиент гидростатического давления. Охватывают они всю толщу воды. В случае *бароградиентных* течений наклон уровня океана создается в результате резкого изменения атмосферного давления. Эти течения обычно наблюдаются совместно с дрейфовыми. Первые при этом охватывают всю толщу океана, вторые — только верхние слои. *Стоковые* и *компенсационные* течения обычно наблюдаются в проливах. Они возникают или при накоплении воды, а следовательно, и подъеме уровня в одном из водоемов (например, сток реки), или при убыли воды и, следовательно, понижении уровня (например, за счет испарения). *Конвективные* течения возникают в результате неоднородного по горизонтали распределения плотности воды, что приводит к наклону изобарических поверхностей внутри толщи вод океана, свидетельствующему о существовании горизонтального градиента давления.

*Приливные* течения вызываются действием приливообразующих сил (сил притяжения Луны и Солнца). Они имеют периодический характер и охватывают всю толщу вод. Для таких течений характерно не непрерывное перемещение частицы в одном направлении, а поступательно-возвратные движения ее относительно некоторой точки.

Течения, связанные с *сейшмами*, колебания воды всего бассейна в целом проявляются как слабые градиентные течения. При слоистой структуре воды у дна они могут достигать там больших скоростей. *Суспензионные*, или *мутьевые*, потоки содержат в большом количестве твердые включения различного происхождения. Будучи более плотными, чем окружающая их вода, они стекают под действием силы тяжести по достаточно крутым склонам материковой отмели, материковому склону, откосам морских каналов.

Кроме течений в океане наблюдаются восходящие и нисходящие движения воды. В одних случаях это погружение воды в области нагона или конвергенции потоков, в других — подъем воды в области сгона или дивергенции потоков. Это — вторичные явления, вызванные неразрывностью водной среды. Подъем и опускание водных масс может быть связан и с конвекцией, когда нарушается устойчивость стратифицированной жидкости.

Это может происходить в результате выхолаживания и осолонения воды на поверхности (погружение более плотной воды) или подогрева и опреснения нижних слоев (подъем менее плотной воды). Однако для моря более типична нисходящая конвекция. При конвекции развивается ячеистая циркуляция. Действующими в этом случае силами являются сила тяжести и архимедова сила. Скорости нисходящих и восходящих потоков в океане невелики.

На все движения оказывают влияние также силы молекулярного и турбулентного внутреннего трения воды, силы трения воды о дно, а при больших размерах водного бассейна и сила Кориолиса, связанная с вращением Земли вокруг собственной оси.

В тепловом отношении течения подразделяются на теплые и холодные в зависимости от того, откуда берут свое начало течения и каково их направление. Чем больше меридиональная составляющая скорости течения, тем больше проявляется его тепловой эффект. Течения меридионального направления сглаживают тепловой контраст на планете, связанный с неодинаковым приходом на ее поверхность в зависимости от широты, солнечной энергии, и создают аномалии температуры воды, воздуха и давления атмосферы.

По характеру действия во времени течения подразделяются на *постоянные, периодические, аperiodические* или *случайные*.

Когда говорят о постоянном течении, то имеют в виду его средние годовые, сезонные и месячные характеристики. От месяца к месяцу и тем более ото дня ко дню режим таких течений, естественно, меняется. Постоянные течения могут быть вызваны и постоянным действием ветра, и постоянным градиентом давления.

Периодические течения могут быть муссонного происхождения, связанными с периодическим изменением направления ветра при муссонной циркуляции. Такого же характера течения, но меньшего масштаба, наблюдаются у берегов в результате действия бризов. Однако наиболее типичными периодическими течениями являются приливно-отливные течения.

Периодические затухающие со временем придонные течения могут быть вызваны при определенных условиях *сейшми*. Нередко в морях наблюдаются колебания уровня, охватывающие все море в целом. Особенно они типичны для внутриматериковых морей, в значительной мере изолированных от океана, с малыми собственными приливами. К таким морям, в частности, относятся Балтийское, Черное и Азовское. Эти колебания проявляются подобно стоячим волнам огромной протяженности с характерными для них узлами и пучностями. Их называют сейшми.

Чтобы получить представление о простейшем колебании такого рода, рассмотрим прямоугольный аквариум, наполненный до половины водой, который был смещен толчком в горизонтальном направлении. В аквариуме после толчка вода начнет колебаться так, как показано на рис. 5.1.1. Как видим, у противоположных стенок вода будет колебаться со сдвигом фаз на  $180^\circ$ . В середине аквариума возникнет узел, где уровень воды изменяться не будет.

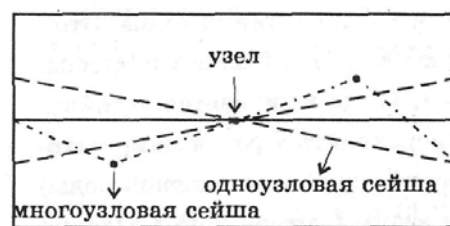


Рис. 5.1.1. Сейши

Аperiodические или случайные течения различной продолжительности и мощности в основном определяются действием ветра. Это так называемые сгонно-нагонные течения, приводящие порой к катастрофическим наводнениям. Примером являются нагоны воды, вызываемые тайфунами.

Наконец, течения подразделяются на *поверхностные, глубинные* и *придонные*. Поверхностные — это в основном дрейфовые течения. Поверхностные течения были обнаружены уже очень давно, а глубинные течения открыты и начали изучаться лишь в последние три десятилетия. Но динамический режим всей толщи вод Мирового океана и

сейчас еще изучен недостаточно хорошо, исследования глубинных областей океана связаны с большими трудностями. Причина возникновения мощных глубинных течений пока недостаточно изучена.

Очень часто мощные глубинные течения обнаруживаются под потоками поверхностных течений и являются как бы «ответными» им, своеобразными компенсационными глубинными течениями. Пример — глубинное течение Ломоносова под Северным экваториальным течением.

Придонные течения открыты сравнительно недавно. Раньше считалось, что вода наиболее глубоких областей морей и океанов неподвижна. Мощность этих течений по вертикали невелика. Она измеряется несколькими десятками метров в случае, если они связаны с сейшмами, и метрами, если это мутьевые потоки на крутых склонах дна. Основная причина образования мутьевых потоков — стекание по склону воды с большим содержанием частиц ила. Как более плотная по сравнению с вышележащей, она увлекается вниз действием силы тяжести.

Математически течения описываются системой уравнений Навье–Стокса. Пока эта система не может быть решена для случая общей циркуляции вод Мирового океана или даже для случаев циркуляции в отдельных океанах. Это связано со сложным взаимодействием сил, определяющих течения, изменчивостью их во времени и пространстве, а также сложностью и изменчивостью граничных условий. Однако для отдельных типов течений такие решения найдены. Мы рассмотрим некоторые из них, но прежде найдем выражения для сил, их определяющих.

## 5.2. Силы, действующие на морскую воду

### 5.2.1. Сила увлечения ветра

При движении воздуха над поверхностью воды между водой и воздухом возникает сила трения, вызывающая движение воды — дрейфовое течение. Эту силу называют тангенциальной силой трения.

Наблюдениями в природе и в лабораторных условиях установлено, что эта сила может быть выражена так:

$$F = c \rho_0 V^2, \quad (5.2.1)$$

где  $c$  — эмпирическая константа,  $\rho_0$  — плотность воздуха,  $V$  — скорость ветра на стандартной высоте (2 м над сушей и 10 м над морем соответственно).

Величина тангенциальной силы трения или ее проекции на соответствующие оси координат могут быть также определены по вертикальному градиенту скорости воды у самой поверхности и коэффициенту вязкости, т. е. коэффициенту трения между горизонтальными слоями воды  $\mu$ :

$$F = -\mu \left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{z=0}, \quad (5.2.2)$$

где ось  $z$  направлена вертикально вниз. Именно в таком виде сила трения ветра вводится в уравнение движения как условие на верхней границе.

## 5.2.2. Сила градиента давления

Мы уже знаем, что течения создают у берегов или в зоне конвергенции и дивергенций подъем или понижение уровня.

В результате вдоль горизонтальных поверхностей, мысленно проведенных на различных глубинах, давление оказывается не одинаковым, возникает горизонтальный градиент давления, а следовательно, и горизонтальная составляющая силы давления. Это учитывается наличием в уравнениях Навье–Стокса соответствующих членов вида

$$-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}; \quad -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}. \quad (5.2.3)$$

Давление столба воды равно:

$$p = \rho g h, \quad (5.2.4)$$

где  $\rho$  — плотность воды,  $g$  — ускорение свободного падения.

Пусть наклон уровня направлен так, как показано на рис. 5.2.1. Тогда

$$p(x) = \rho g(h_0 - x \operatorname{tg} \gamma). \quad (5.2.5)$$

С учетом (5.2.5) получим

$$-\frac{\partial p}{\partial x} = \rho g \operatorname{tg} \gamma. \quad (5.2.6)$$

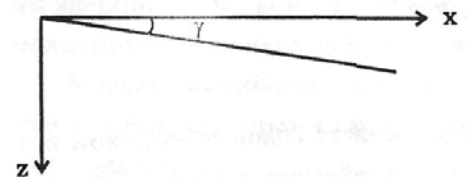


Рис. 5.2.1. К выводу формулы (5.2.7)

Учитывая, что  $\gamma$  — малый угол, вместо (5.2.6) можно написать

$$-\frac{\partial p}{\partial x} = -\rho g \operatorname{tg} \gamma = -\rho g \sin \gamma = -\rho g \gamma. \quad (5.2.7)$$

В дальнейшем мы используем выражение (5.2.7).

## 5.2.3. Сила внутреннего трения

Сила внутреннего трения, или сила турбулентного трения, приводящая к диссипации турбулентной энергии, выражается обычно в виде:

$$F_{тр} = -\mu' \frac{\partial u}{\partial n}, \quad (5.2.8)$$

где  $\partial u / \partial n$  — изменение скорости вдоль направления  $n$ , а  $\mu'$  — коэффициент турбулентного трения.

### 5.2.4. Сила Кориолиса

Сила Кориолиса вызвана вращением Земли вокруг своей оси и выражается следующим образом:

$$\vec{F}_k = 2m [\vec{v} \times \vec{\omega}], \quad (5.2.9)$$

где  $\mathbf{v}$  — скорость тела относительно поверхности Земли,  $\boldsymbol{\omega}$  — угловая скорость вращения Земли.

Выберем правостороннюю систему координат  $XYZ$  так, чтобы плоскость  $XY$  находилась на поверхности Земли, а ось  $OZ$  была направлена вниз. Тогда проекции  $F_k$  на соответствующие оси будут иметь к виду:

$$\begin{aligned} OX: & 2m \omega v \sin\phi - 2m \omega w \cos\phi \\ OY: & -2m \omega u \sin\phi \\ OZ: & 2m \omega u \cos\phi. \end{aligned} \quad (5.2.10)$$

Как правило, вертикальной составляющей скорости течения  $w$  пренебрегают, тогда вместо (5.2.10) получим:

$$\begin{aligned} OX: & 2m \omega v \sin\phi; \\ OY: & -2m \omega u \sin\phi; \\ OZ: & 2m \omega u \cos\phi; \end{aligned} \quad (5.2.11)$$

где  $u, v$  — проекции скорости течения на оси  $X$  и  $Y$ ,  $\phi$  — широта точки на поверхности Земли.

Направление силы Кориолиса можно определить по правилу левой руки (для Северного полушария). Если расположить левую руку ладонью вниз, а четыре вытянутых пальца направить по скорости течения, то отогнутый большой палец покажет направление силы Кориолиса. Отсюда следует, что под действием силы Кориолиса в Северном полушарии потоки отклоняются вправо от направления течения.

### 5.3. Дрейфовое течение

Закономерности большой группы движений в океане описываются известной системой уравнений Навье–Стокса:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= X - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\mu}{\rho} \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right), \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= Y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\mu}{\rho} \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right), \\ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} &= Z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\mu}{\rho} \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right), \end{aligned} \quad (5.3.1)$$



где  $u, v, w$  — проекции скорости течения на оси  $x, y, z$ ;  $t$  — время;  $p$  — давление;  $\rho$  — плотность;  $X, Y, Z$  — проекции внешних сил, действующих на частицы жидкости;  $\mu$  — коэффициент вязкости. Начало координат расположено на поверхности воды и оси  $x$  и  $y$  направлены вдоль нее, а ось  $z$  — в глубь океана. Уравнение неразрывности имеет вид:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (5.3.2)$$

Система уравнений (5.3.1) и (5.3.2) с теми или иными граничными условиями является основой при решении большинства задач динамики океана.

### 5.3.1. Дрейфовые течения

Представим себе, что над безграничной поверхностью очень глубокого однородного по плотности океана дует длительное время равномерный ветер. Течение, вызванное им, установилось. Однородность ветра по горизонтали, огромные пространства исключают возможность появления наклона уровня океана и возникновения вертикальных составляющих скорости движения воды, а большая глубина исключает влияние дна на характер движения. В этом случае система уравнений (5.3.1) примет вид:

$$\alpha \mu \frac{d^2 u}{dz^2} + 2\omega v \sin \phi = 0, \quad (5.3.3)$$

$$\alpha \mu \frac{d^2 v}{dz^2} - 2\omega u \sin \phi = 0.$$

Или, вводя  $a^2 = \omega \sin \phi / \alpha \mu$ , где  $\alpha = 1/\rho$  — удельный объем, вместо (5.3.3) получим:

$$\frac{d^2 u}{dz^2} + 2a^2 v = 0, \quad (5.3.4)$$

$$\frac{d^2 v}{dz^2} - 2a^2 u = 0.$$

Решение системы (5.3.4) при граничных условиях на поверхности:

$$\mu \left( \frac{du}{dz} \right)_{z=0} = 0; \quad -\mu \left( \frac{dv}{dz} \right)_{z=0} = F, \quad (5.3.5)$$

(что означает, что ветер дует вдоль оси  $y$ ) имеет вид:

$$u = U_0 e^{-az} \cos(\pi/4 - az),$$

$$v = U_0 e^{-az} \sin(\pi/4 - az). \quad (5.3.6)$$

Отсюда видно, что на поверхности вектор скорости течения отклонен вправо от направления ветра на  $45^\circ$  (Северное полушарие) и равен

$$U_0 = F (2\mu \rho \omega \sin \phi)^{-1/2}. \quad (5.3.7)$$

Из (5.3.6) далее следует, что скорость течения уменьшается с глубиной, а поток его отклоняется все более и более вправо. На некоторой глубине скорость оказывается направленной в сторону, противоположную вектору скорости на поверхности. Это происходит на глубине  $z = \pi/a$ , определяемой коэффициентом трения. Ее называют *глубиной трения* и обозначают буквой  $D$ :

$$D = \pi (\alpha \mu / \omega \sin \phi)^{1/2}. \quad (5.3.8)$$

На этой глубине величина скорости равна:

$$U_D = U_0 e^{-\pi} \approx \frac{1}{23} U_0, \quad (5.3.9)$$

т. е. *движение практически заключено в поверхностном слое толщиной  $D$* , что составляет сотни метров. Этот слой часто называют *слоем Экмана*.

На глубине  $z = 2D$  скорость равна:

$$U_{2D} \approx \frac{1}{535} U_0 \text{ и т.д.} \quad (5.3.10)$$

Интегрируя (5.3.6) по  $z$  от  $0$  до  $\infty$  легко показать, что для всей толщи моря полный *поток воды направлен под углом  $90^\circ$  вправо от ветра* в Северном полушарии и равен:

$$\begin{aligned} \Phi_x &= \frac{F}{2\omega \sin \phi}, \\ \Phi_y &= 0. \end{aligned} \quad (5.3.11)$$

Вернемся к (5.3.6) и изобразим проекцию вектора дрейфового течения на горизонтальную плоскость (рис. 5.3.1).

Рис. 5.3.1. Изменения скорости и направления дрейфового течения с глубиной. Стрелки — проекции скорости течения на горизонтальную плоскость. Точку I соответствует поверхности воды, точка II — глубине  $D$ .

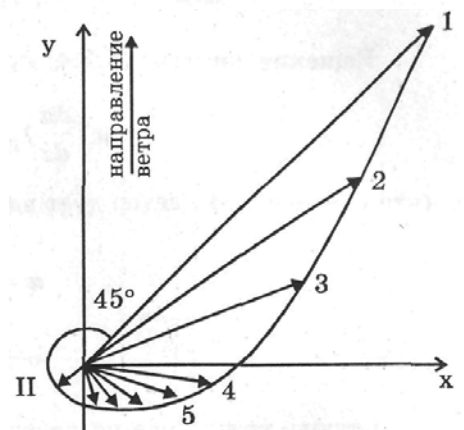
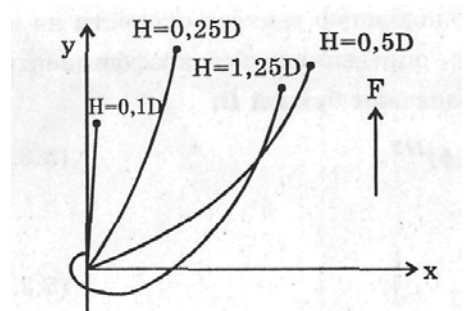


Рис. 5.3.2. Изменение скорости и направления дрейфового течения с глубиной при различных отношениях  $H/D$ .

Если глубина моря не очень велика, то при решении системы (5.3.4) требуется задать равенство нулю составляющих скорости  $u$  и  $v$  на дне. Этим учитывается трение воды о дно. Решение показывает, что при этом изменение вектора скорости по глубине будет суще-



ственно иным. Его отклонение от направления ветра оказывается меньшим, чем  $45^\circ$ , и зависящим от глубины моря. При очень малых глубинах моря по отношению к  $D$  дрейфовый поток практически по всей глубине совпадает с направлением ветра. Однако, если глубина  $H$  хотя бы немного больше  $D$ , море практически можно считать «бесконечно глубоким», т. к. при этом распределение векторов скорости дрейфового течения по глубине практически ничем не отличается от их распределения в случае очень глубокого моря.

Природным явлениям, как правило, скачкообразные изменения не свойственны. Поэтому нельзя ожидать, что и отклонение течения под действием силы Кориолиса при переходе через экватор должно изменяться с правого на левое, или наоборот, мгновенно. И действительно, уже попытка учесть влияние дна на величину отклонения дрейфового течения на поверхности в близких к экватору областях подтверждает это. Очевидно, что у экватора влияние дна будет сказываться и при очень больших глубинах.

А связано это с тем, что, как показывает формула (5.3.8), глубина трения  $D$  зависит и от широты. При подходе к экватору  $D$  стремится к бесконечности. На рис. 5.3.3 изображен ход изменения отклонения вектора поверхностной скорости дрейфового течения при переходе через экватор с учетом влияния глубины.

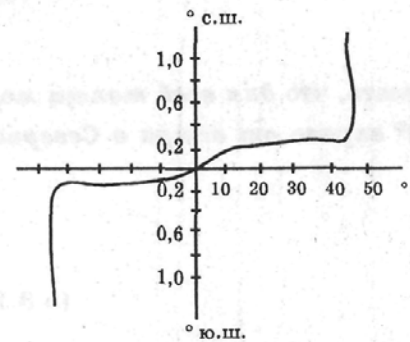


Рис. 5.3.3. Изменение направления дрейфового течения на поверхности при переходе через экватор.

## 5.4. Градиентные течения

Чисто дрейфовые течения могут развиваться только в открытом океане и при однородном поле ветра. Обычно же различные по направлению и скорости ветры создают встречные или расходящиеся потоки воды, натекающие на берега или угоняющие воду от них. Это приводит к наклону уровня океана, в результате чего возникают градиентные течения. Вначале рассмотрим чисто градиентное течение. Для этого допустим, что на некотором участке моря поддерживается по каким-либо причинам подъем уровня, а ветер отсутствует. Будем считать, что движение стационарно. Тогда система уравнений (5.3.1) примет вид:

$$\frac{d^2 u}{dz^2} + 2a^2 v = 0, \quad (5.4.1)$$

$$\frac{d^2 v}{dz^2} - 2a^2 u + \frac{g \sin \gamma}{\alpha \mu} = 0.$$

В этой системе уравнений первые члены характеризуют силу внутреннего трения, а вторые — Кориолисову силу. Третий член второго уравнения определяет силу гидростатического давления. Именно эта сила является активной и приводит в движение воду. Система координат ориентирована так, что ось  $y$  направлена вдоль наклона уровня. Поэтому вдоль оси  $x$  наклон равен нулю, а следовательно, равна нулю и составляющая силы давления по оси  $x$ .

На верхней границе задается условие  $du/dz = 0$ ;  $dv/dz = 0$  (т. к. ветер отсутствует). На нижней границе, у дна, задано условие прилипания, т. е. в результате трения о дно скорость течения непосредственно на границе равна нулю. Решение системы (5.4.1) громозд-

ко, и выписывать его не будем. Интересующихся отсылаем к монографии Лакомба «Физическая океанография».

На рис. 5.4.1. представлены проекции скорости градиентного течения на горизонтальную плоскость при различных глубинах моря  $H$ . Из рисунка видно, что как только  $H$  превосходит  $0,5D$  ( $D = \pi/a$ ) общее движение воды происходит в направлении, перпендикулярном наклону уровня, и в Северном полушарии течение направлено вправо от наблюдателя, смотрящего вдоль наклона (т. е. в направлении максимального понижения уровня моря), и влево в Южном полушарии. Если же  $H/D$  мало, то, наоборот, скорость имеет значительную составляющую в направлении наклона. При глубине  $H$ , значительной по сравнению с  $D$ , градиентное течение имеет составляющую вдоль наклона лишь около дна. Выше оно перпендикулярно понижению уровня поверхности.

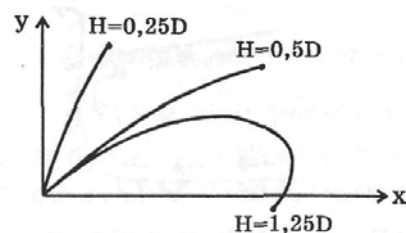


Рис. 5.4.1. Графическое представление решения системы (5.4.1).

## 5.5. Прибрежная циркуляция

Рассмотрим очень распространенное движение морской воды, происходящее у берегов и связанное со сгонно-нагонными дрейфовыми течениями, создающими или подъем уровня у берега, или понижение его. Эти явления в той или иной мере наблюдаются практически на любом участке береговой черты и отличаются лишь по интенсивности и времени действия. Они могут быть вызваны сгонными или нагонными ветрами, регулярными бризами или муссонами, постоянными пассатами. Так например, у восточных берегов континентов в тропической области всегда имеет место нагон воды, а у западных — сгон.

Представим себе, что над некоторым достаточно большим по протяженности участком берега дует однородный ветер  $V$ . Направление его относительно берега показано на рис. 5.5.1. Этот ветер вызывает дрейфовое течение, полный поток которого  $\Phi$  перпендикулярен направлению ветра и отклонен вправо (в Северном полушарии). Составляющая потока, перпендикулярная к береговой черте  $\Phi_n$  (на рис. 5.5.1 она совпадает с полным потоком), создает нагон воды. В результате возникает наклон уровня от берега в море. Бесконечный подъем уровня невозможен, поэтому вода начинает погружаться ко дну и стекать в придонных слоях от берега. При постоянном ветре возникает установившийся режим, когда количество воды, нагоняемое ветром в верхних слоях, равно количеству воды, стекающему в нижних. При этом угол наклона поверхности воды также постоянен. Из-за наклона во всей толще воды возникает и градиентное течение. Тогда структура потока прибрежной циркуляции при глубине моря у берега, большей  $2D$ , окажется следующей. От поверхности до глубины  $H - D$  возникает градиентный поток, движущийся вправо от направления понижения уровня. В придонной области суммарный поток направлен в сторону от берега, и величина его нормальной составляющей будет равна перпендикулярной к берегу составляющей нагонного потока в верхнем слое.

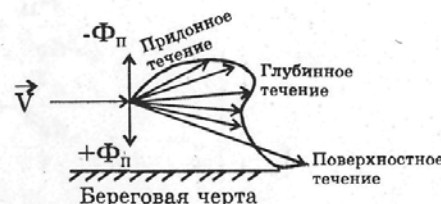


Рис. 5.5.1. Прибрежная циркуляция.

## 5.6. Происхождение Гольфстрима

Северо-восточные пассатные ветры вызывают медленный дрейф вод Атлантического океана к западу в виде Северного Пассатного течения. Вблизи  $60^\circ$  з. д. течение разделяется. Большая часть вместе с частью Южного Пассатного течения, проникает в Карибское море, а остальная идет к северу Вест-Индии в виде Антильского течения. Вода, попавшая в Карибское море, перемещается дальше в Мексиканский залив, откуда она возвращается в Атлантический океан через Флоридский пролив. Минимальная ширина течения 80 км. Так возникает сгущение линий тока, и в соответствии с законами гидродинамики образуется быстрый поток, скорость которого нередко превышает 2 м/с. Средний расход воды в течении составляет  $26 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>/с. Флоридское течение усиливается Антильским, и расход достигает максимума — примерно  $74 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>/с — за счет пополнения водami повышенной солености из Саргассова моря. В дальнейшем, под действием силы Кориолиса, Гольфстрим поворачивает вправо, и, двигаясь в северо-восточном направлении, достигает берегов Европы.

## 6. ПОВЕРХНОСТНОЕ ВОЛНЕНИЕ

### 6.1. Общие сведения о поверхностном волнении

Ветер, кроме течений, вызывает и волны. Волнение существенно меняет структуру поверхностного слоя океана и в значительной мере влияет на процессы теплового и динамического взаимодействия океана с атмосферой, оптические, акустические и целый ряд других физических, химических и биологических процессов. Волнение влияет на берега, береговые сооружения, условия плавания. Все это обуславливает важность изучения волнения.

Уже первые порывы ветра меняют ровную до того поверхность океана. В начале это правильные гряды очень невысоких, порядка сантиметров, волн, именуемых *рябью*. Эти волны называются *капиллярными*, поскольку существенное влияние на них оказывает сила поверхностного натяжения жидкости. Частоты капиллярных волн лежат в диапазоне 50–10 Гц.

При дальнейшем увеличении волнения под действием ветра капиллярные волны преобразуются в *гравитационно-капиллярные*, на которые, помимо силы поверхностного натяжения, существенное влияние оказывает сила тяжести. Эти волны менее упорядочены, а их частоты лежат в диапазоне 10–1 Гц.

При длительном действии или усилении ветра волнение увеличивается, становясь весьма неупорядоченным в виде отдельных неправильной формы холмов и впадин. Такое волнение называют трехмерным, в отличие от волн с очень длинными гребнями. Штормовое волнение, развивающееся при длительном сильном ветре, становится более упорядоченным и имеет вид отдельных валов с явно выраженными гребнями. Но все эти гребни сравнительно небольшой протяженности, и общая трехмерная форма волнения сохраняется. Описанные в данном абзаце волны называют *гравитационными*, и их частоты меньше 1 Гц,

На поверхности основных волн возникают более мелкие неупорядоченные вторичные волны. Вершины этих волн и основных гребней нередко частично разрушаются, образуя «барашки», состоящие из пены.

Размер волн возрастает по мере действия ветра вначале быстро, а затем все медленнее, стремясь к определенному пределу, соответствующему данной скорости ветра.

Еще одной особенностью ветрового волнения является его зависимость от протяженности поверхности, над которой дует ветер, или, как говорят, от *длины разгона* волн. Поэтому максимальные значения размеров волн наблюдаются в зоне «ревуших сороковых» широт Южного полушария, где западный ветер может разгонять волны вдоль всего круга широт.

Расстояние между вершинами (гребнями) или впадинами (подошвами) называют *длиной* волны  $\lambda$ , расстояние по вертикали между подошвой и гребнем  $h$  — *высотой* волны. Время, за которое в данной точке одна вершина сменяется другой,  $\tau$  есть *период* волны,  $1/\tau$  — ее *частота*, а скорость перемещения гребня по горизонтали  $c$  — *фазовая скорость* волны. Отношение  $h/\lambda$  называется *крутизной* волны. Величина  $k = 2\pi/\lambda$  называется волновым числом.

Траектории движения частиц жидкости в волне представляют собой эллипсы, быстро уменьшающиеся с глубиной. На глубине, равной половине длины волны, амплитуда периодических движений жидкости в 23 раза меньше,



Рис.6.1.1. Траектории движения частиц жидкости в волне.

чем на поверхности, а на глубине, равной длине волны, они практически полностью затухают, будучи в 535 раз меньше волновых колебаний на поверхности.

Характеристики волн изменяются в зависимости от скорости ветра в довольно широких пределах, при этом обнаруживаются две общие закономерности: **чем выше штормовая волна, тем она положе**, т. е. при этом  $h/\lambda$  уменьшается; **чем длиннее волна, тем больше скорость ее распространения**.

Наиболее типичным для штормового ветра (скорость ветра больше 15 м/с) является волнение высотой в 5–8 м при длине волны 190–200 м и периодах около 10 с.

Максимальные из наблюдавшихся при различных скоростях ветра волны имели следующие характеристики:

$v$ , м/с	$h$ , м	$\lambda$ , м	$c$ , м/с	$\tau$ , с	$h/\lambda$
13	4,0	87	11,8	7,4	1/22
19	8,4	138	14,7	9,4	1/16
25	12,6	285	21,1	13,5	1/23
28	14,5	376	24,4	15,5	1/26
> 29	16-18				

Увеличение  $h/\lambda$  при  $v = 19$  м/с вызвано, по-видимому, тем, что волнение не было установившимся. Максимально возможная крутизна волны составляет  $h/\lambda = 0,143$ . В случае большей крутизны гребень волны обрушивается, образуя пенный барашек. В зоне «ревуших сороковых» широт при штормовом ветре 35 м/с одна из советских антарктических экспедиций наблюдала волны, достигающие высоты около 30 м.

В более ранней стадии развития волны всегда круче, чем в последующих. Усиление ветра приводит к увеличению отношения  $h/\lambda$ , ослабление его уменьшает крутизну волны.

Как только ветер утих или совсем прекратился, волнение начинает медленно затухать. В первую очередь затухают вторичные короткие волны. Чем больше длина волны, тем медленнее она затухает. Оставшееся после прекращения ветра волнение называют **мертвой зыбью**. Крутизна ее всегда меньше крутизны ветрового волнения. В силу медленного затухания и очень большой скорости распространения зыбь из района зарождения проникает в очень отдаленные районы и по пути нередко становится фоном, на котором зарождается и развивается местное ветровое волнение.

Зыбь наиболее близка к теоретическому двумерному волнению, когда длина гребня бесконечна.

Наблюдениями установлено, что ветровое волнение имеет статистический характер. Это не одинаковые волны, соответствующие определенной стадии развития, а набор волн, не сильно отличающихся по амплитуде и периоду.

Сложность поля волнения, взаимодействие волн различных периодов, приводит к особенности ветрового волнения, называемой «девятым валом». Действительно, если наблюдать подходящие к берегу волны, то можно обнаружить максимальную амплитуду в среднем у каждой девятой волны. Но только в среднем. В действительности такая повторяемость наблюдается в пределах от 7 до 11 волн. Таким образом, при волнении образуются своеобразные **группы волн**, причем всей группе свойственна своя групповая скорость распространения. Группы волн возникают в результате сложения волн, обладающих незначительным различием периодов.

Когда волна приближается к берегу, профиль ее существенно меняется. Если глубина меняется равномерно и постепенно, наблюдается и постепенное изменение волны. Чем круче склон дна у берега, тем резче наступает изменение волнения. При скачкообразном

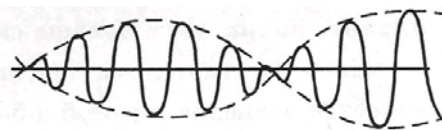


Рис.6.1.2. Группы волн.

изменении глубины волна разрушается, образуя пенный бурун над подводным препятствием.

При движении волны к берегу наблюдается постепенное увеличение высоты волны с одновременным уменьшением длины. Увеличение амплитуды связано с тем, что при выходе на более мелкие места, где глубины меньше длины волны, ее энергия распределяется на постепенно уменьшающуюся массу воды. Исследование движения волн на мелководье показало, что под действием силы трения о дно фазовая скорость изменяется на протяжении одной волны: гребень движется быстрее подошвы. Это приводит к деформации профилей волн и росту крутизны их передних фронтов. Когда передний фронт волны становится отвесным, она начинает разрушаться.

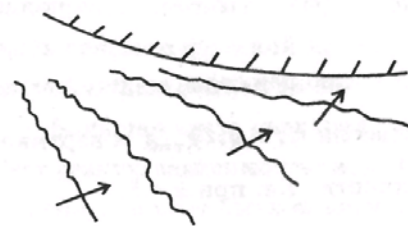


Рис.6.1.3. Поворот фронта волны к берегу (рефракция волн).

Вблизи от берега наблюдается также еще одна особенность волнения. Откуда бы ни дул ветер со стороны моря, как бы ни двигались вызванные им волны вдалеке от берега, при подходе к берегу они постепенно поворачивают и движутся к нему фронтом. Это явление происходит вследствие влияния трения о дно на скорость волны. В результате этого с уменьшением глубины скорость волны падает, что и вызывает **рефракцию волн**.

Рассмотрим теперь профиль взволнованной водной поверхности. Как показывают наблюдения, профили ветровых волн и зыби могут быть достаточно близко описаны кривыми, лежащими между некоторой трохойдой и циклоидой. Циклоида — это кривая, которую описывает точка окружности, катящейся без скольжения по некоторой прямой. Трохоиду описывает точка окружности меньшего радиуса при качении большей окружности по прямой. Профиль ветровой волны с заостренной вершиной ближе к циклоидальному, профиль зыби — к трохойдальному.



Рис.6.1.4. Циклоида и трохойда.

## 6.2. Общие сведения из теории свободных волн на поверхности воды

Теоретическое описание волнения основано на решении уравнений Навье–Стокса и неразрывности в предположении о безвихревом, или потенциальном, характере движения, т. е. в предположении

$$\text{rot } \vec{v} = 0. \quad (6.2.1)$$

В таком случае можно ввести понятие потенциала скорости  $\phi$  такого, что:

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x}; \quad v = \frac{\partial \phi}{\partial y}; \quad w = \frac{\partial \phi}{\partial z}. \quad (6.2.2)$$

При этих предположениях уравнение неразрывности (5.3.2) принимает форму уравнения Лапласа:



$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0. \quad (6.2.3)$$

В качестве граничных условий принимают условие непротекания жидкости через дно:

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} \Big|_{z=-H} = 0, \quad (6.2.4)$$

где  $z = -H$  — глубина моря, а также кинематическое граничное условие, определяющее связь между отклонением свободной поверхности от положения равновесия

$$\xi(x, y, t) \Big|_{z=0}$$

и вертикальной составляющей скорости на свободной поверхности, т. е. при  $z = \xi$ :

$$w \Big|_{z=\xi} = \frac{d\xi}{dt} \Big|_{z=\xi} = \frac{\partial \xi}{\partial t} + u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y} \Big|_{z=\xi} \quad (6.2.5)$$

В случае очень глубокого моря ( $H \gg \lambda$ ) решение уравнения (6.2.3) с граничным условием (6.2.5) описывает так называемые «волны бесконечно малой амплитуды», профили которых имеют вид:

$$\xi(x, t) = a \sin(kx - \omega t) \quad (6.2.6)$$

Таким образом, такая волна является синусоидальной с амплитудой у поверхности  $a = C\omega/g$ . Здесь  $k = 2\pi/\lambda$  — волновое число,  $\omega = 2\pi/\tau$  — круговая частота,  $C$  — постоянная интегрирования.

Гребни и подошвы волны (6.2.6) находятся в точках, для которых  $kx - \omega t = \pi n/2$ , где  $n = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$ , или  $x = \omega t/k + \pi n/2k$ , откуда видно, что координаты этих точек меняются во времени, и, следовательно, волна перемещается со скоростью  $c = \omega/k$ . В гидродинамике доказывается, что  $\omega^2 = kg$ . Тогда для фазовой скорости получим

$$c^2 = \frac{g}{k} = \frac{g\lambda}{2\pi}. \quad (6.2.7)$$

Аналогично

$$\tau^2 = 2\pi\lambda / g. \quad (6.2.8)$$

Траекториями движения частиц в волне являются окружности. На поверхности ( $z = 0$ ) радиус окружности равен амплитуде волны ( $r_0 = a$ ), а с глубиной радиусы убывают по закону:

$$r = r_0 e^{-kz}. \quad (6.2.9)$$

На глубине  $z_1 = \lambda/2$  и  $z_2 = \lambda$  эти радиусы составляют соответственно 1/23 и 1/535 от  $r_0$ .

На конечной глубине профиль волны представляет собой синусоиду:

$$\xi(x, t) = \frac{C\omega}{g} \operatorname{ch}(kH) \sin(kx - \omega t) \quad (6.2.10)$$

с амплитудой  $a = C\omega \operatorname{ch}(kH)/g$  (здесь  $\operatorname{ch}(kH)$  — гиперболический косинус. Напомним, что  $\operatorname{ch}(x) = (\exp(x) + \exp(-x))/2$  и гиперболический синус  $\operatorname{sh}(x) = (\exp(x) - \exp(-x))/2$ ).

Траектории движения частиц в волне на конечной глубине представляют собой эллипсы с большой горизонтальной и малой вертикальной полуосями, равными соответственно:

$$r_1 = \frac{a \operatorname{ch}[k(z - H)]}{\operatorname{sh}(kH)} \quad (6.2.11)$$

$$r_2 = \frac{a \operatorname{sh}[k(z - H)]}{\operatorname{sh}(kH)} \quad (6.2.12)$$

На дне при  $z = H$

$$\begin{aligned} r_1 &= \frac{a}{\operatorname{sh}(kH)}, \\ r_2 &= 0. \end{aligned} \quad (6.2.13)$$

Следующее приближение — трохоидальная волна и т. д.

Впервые теория поверхностных волн была развита в трудах Стокса. Он обнаружил, что кроме периодического отклонения частиц в волне от исходного положения имеется еще и постоянное смещение частиц в горизонтальном направлении.

Скорость этого движения при бесконечной глубине моря равна

$$u = \frac{h^2}{4} \sqrt{gk^3} e^{-2kz}. \quad (6.2.14)$$

Отсюда видно, что эта скорость очень быстро затухает с глубиной. Так, на глубине  $z = 0,5\lambda$  скорость переносного движения составляет всего лишь  $\sim 0,2\%$  от переносной скорости на поверхности.

В общем случае в линейном приближении для ровного дна ( $H = \text{const}$ ) потенциал скорости и отклонение уровня свободной поверхности от положения равновесия  $z = 0$ , как следует из решения (6.2.3) с граничными условиями (6.2.4), (6.2.5), равны соответственно:

$$\begin{aligned} \phi(\vec{r}, z, t) &= -\frac{i\omega \operatorname{ch}[k(z - H)]}{k \operatorname{sh}(kH)} \xi(\vec{r}, t), \\ \xi(\vec{r}, t) &= a \exp[i(\vec{k}\vec{r} - \omega t)], \end{aligned} \quad (6.2.15)$$

где  $\vec{r} = \vec{r}(x, y)$ .

Волны на поверхности жидкости обладают дисперсией, выражающейся в зависимости их скорости распространения от частоты. Эта зависимость выражается так называемым дисперсионным соотношением:

$$\omega = \omega(k). \quad (6.2.16)$$

Частные случаи дисперсионного соотношения (6.2.16) приведены в таблице 6.2.1. (Где  $\gamma$  — коэффициент поверхностного натяжения, отнесенный к плотности воды.)

Таблица 6.2.1

Условие	Вид дисперсионного соотношения
Конечная глубина	$\omega^2 = (gk + \gamma k^3) th(kH)$
Глубокая вода ( $kH \gg 1$ )	$\omega^2 = gk(1 + \gamma k^2 / g)$
Мелкая вода ( $kH \ll 1$ )	$\omega^2 = gk^2 H(1 + \gamma k^2 / g)$
Гравитационные волны ( $k \ll g/\gamma$ )	$\omega^2 = gk th(kH)$
Капиллярные волны ( $k \gg g/\gamma$ )	$\omega^2 = \gamma k^3 th(kH)$

Волны делят на гравитационные и капиллярные в зависимости от того, какая сила — гравитационная или поверхностного натяжения — для них играет доминирующую роль:

$\lambda < 0,2$  см — капиллярные волны;

$0,2$  см  $< \lambda < 20$  см — гравитационно-капиллярные волны;

$\lambda > 20$  см — гравитационные волны.

Скорость перемещения отдельных гребней, т. е. фазовая скорость, равна:

$$c = \omega / k = \{ [g th(kH) / k] (1 + \gamma k^2 / g) \}^{0,5}, \quad (6.2.17)$$

что для глубокой и мелкой воды соответственно можно переписать в виде:

$$c = [g(1 + \gamma k^2 / g) / k]^{0,5}; \quad c = [gH(1 + \gamma k^2 / g)]^{0,5}. \quad (6.2.18)$$

Энергия волнового движения в линейном приближении может быть записана в виде:

$$E = 0,5 \rho g a^2 + \gamma \rho [(1 + a^2 k^2)^{0,5} - 1], \quad (6.2.19)$$

где  $\rho$  — плотность воды,  $a$  — амплитуда волны.

И, наконец, групповая скорость может быть найдена по формуле:

$$c_g = \frac{d\omega}{dk}. \quad (6.2.20)$$

В частности, для волн на глубокой воде из (6.2.20) следует  $c_g = 0,5 c$ .

### 6.3. Статистика волн и применение спектральных методов

Всякий, кто вглядывался в беспокойное море, знает, что редко удастся дать его простое описание, используя плоские волны. Поверхность реального океана в любое мгновение имеет сходство с довольно нерегулярной пространственной картиной впадин и гребней различных размеров, форм и ориентации. В следующий момент возникает новая, очень сложная картина, часто мало похожая на предыдущую. Дать описание и понимание динамики случайного состояния поверхности моря призваны статистические, вероятностные методы.

Для полной характеристики морского волнения необходимо знать бесконечномерный закон распределения возвышения волновой поверхности, однако для практических целей обычно применяются более простые вероятностные характеристики, описывающие волнение лишь приближенно. К таким характеристикам относятся энергетический спектр волнения и функции распределения элементов волн. Параметризуя спектры и функции распределения и используя равномасштабную изменчивость параметров, можно получить данные, необходимые для описания волнового климата, так как от статистики параметров нетрудно перейти к статистическому описанию той реальной волновой поверхности, которая непосредственно воздействует на суда, сооружения и берега.

#### 6.3.1. Расчет энергетического спектра

Вычисление энергетических спектров морского волнения на основе реальных данных осуществляется в соответствии с хорошо известными в теории математической статистики алгоритмами.

Остановимся кратко на двух используемых методах расчета энергетических спектров. Первый метод (метод Блекмана–Тьюки) заключается в расчете автокорреляционной функции, которая затем сглаживается и с помощью преобразования Фурье дает спектр.

Разработанный недавно метод быстрого преобразования Фурье (БПФ) позволяет непосредственно подсчитать коэффициенты Фурье временных рядов без промежуточной оценки автоковариационной функции. В методе БПФ ряд сначала разделяют на очень малые части (где возможно, вплоть до отдельных точек), для которых очень легко подсчитать коэффициенты Фурье, а затем на основе коэффициентов Фурье для коротких рядов получается спектр полного ряда. Для ряда  $N$  точек по методу БПФ нужно выполнить только  $2N \log_2 N$  операций по сравнению с  $N^2$  операциями, необходимыми по методу Блекмана–Тьюки. Поэтому понятно, что метод БПФ стал очень популярным при анализе длинных геофизических временных рядов; однако, поскольку часто необходимо иметь данные о автокорреляционной функции, то метод Блекмана–Тьюки, хотя он и более медленный, является иногда предпочтительным, так как дает как автоковариацию, так и спектр.

Рассмотрим временной ряд  $y(t)$ , состоящий из величин, заданных в четном числе регулярно расположенных точек при временах  $t = 0, \Delta, 2\Delta, \dots, (N - 1)\Delta$ . Из этих величин может быть составлен ряд Фурье для гармоник основной частоты  $f_1 = 1/N\Delta$  (размерность — цикл в секунду). Поскольку точки с данными разделены конечным интервалом времени, только конечное число гармоник входит в ряд Фурье. Наивысшая частота, которая может быть обнаружена с помощью данных, отобранных через интервалы  $\Delta$ , это  $f_{N/2} = 1/2 \Delta$ , что является  $1/2 N$ -ой гармоникой. Эта частота называется частотой Найквиста. Дискретный ряд Фурье для такого представленного в цифровом виде сигнала есть конечная сумма вида

$$y(n\Delta) = \sum_{m=1}^{N/2} a_m \exp(i\omega_m n\Delta), \quad n = 0, 1, \dots, N-1$$

где  $\omega_n = 2\pi n/N\Delta$ .

Коэффициенты Фурье записываются как

$$a_m = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N/2} y(n\Delta) \exp(-i\omega_m n\Delta).$$

Из этих коэффициентов Фурье можно составить энергетический спектр, который является мерой распределения дисперсий по различным составляющим ряда Фурье. Энергетический спектр для случая дискретной выборки имеет вид:

$$S(\omega_n) = \frac{1}{2\pi T\Delta} \sum_{n=0}^{N-1} y(n) \exp(-i\omega_n n\Delta)^2.$$

Здесь  $T = N\Delta$  — протяженность временного ряда.

Естественным видом представления энергетического спектра является график зависимости  $S(\omega)$  от  $\omega$ . В некоторых случаях, однако, когда  $\omega$  изменяется в широких пределах, удобнее пользоваться логарифмическим масштабом частоты. Тогда целесообразно построить зависимость  $\omega S(\omega)$  от  $\lg \omega$  так, что полная площадь под построенной кривой остается равной полной дисперсии для временного ряда. Можно иллюстрировать распределение дисперсии по частотам, строя квадрат коэффициентов Фурье  $(a_m)^2$  при дискретных частотах  $\omega_m$ . Результирующий график называется периодограммой или линейным спектром Фурье.

### 6.3.2. Интерпретация волновых спектров

Анализ энергетических спектров волнения используется для более глубокого понимания серийных экспериментальных данных. Например, пики в спектре являются прямым свидетельством наличия большой энергии в узких частотных полосах вокруг пиков.

Спектры часто показывают такие регулярные черты, как области степенных законов, в которых  $S(\omega) \sim (\omega)^a$ . Простой пример того, как вид спектра может быть связан с физикой изучаемого явления, получается при рассмотрении равновесной области спектра поверхностных гравитационных волн.

Большая часть спектра (рис. 6.3.1), построенного в логарифмических шкалах, дает резкую зависимость типа  $10^{-5}$ . Этот спектральный закон был обнаружен Р. Филлипсом и может быть объяснен следующим образом.

Рассмотрим волны достаточно больших длин и периодов, так что капиллярным эффектом можно пренебречь. В равновесных условиях такие волны будут терять энергию главным образом при обрушении с той же скоростью, с какой они получают ее от ветра. Скорость потери энергии при обрушении волн, зависящая только от  $g$  (ускорение силы тяжести) и  $\omega$  (частоты), определяет форму спектра в этом диапазоне частот. Рассматривая  $S(\omega)$  как спектр возвышений поверхности, видим, что  $S(\omega)$  должно иметь размерность  $[L^2T]$

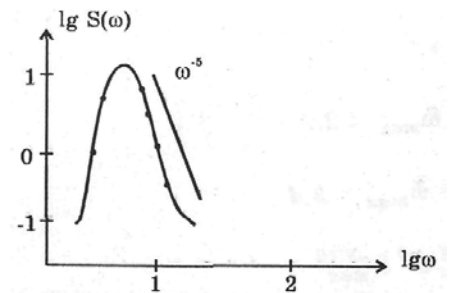


Рис. 6.3.1.

$$S(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} / (2\pi)^4$$

Здесь  $\alpha$  — безразмерная постоянная,  $S(\omega)$  является единственной комбинацией степеней  $g$  и  $\omega$  с размерностью  $S(\omega)$ , коэффициент  $(2\pi)^{-4}$  вводится для удобства. В настоящее время наиболее широкое применение нашла аппроксимация частотного спектра ветрового морского волнения, предложенная Давиданом И. В., учитывающая разделение его гравитационной области на три частотных интервала. Она имеет следующий вид:

$$S(\omega) = \begin{cases} (n+1) m_0(\omega_n) \omega_{max}^n \omega^{-(n+1)} \times \\ \times \exp \left\{ -\left(\frac{n+1}{n}\right) \times \left[ \left(\frac{\omega_{max}}{\omega}\right)^n - \left(\frac{\omega_{max}}{\omega_n}\right)^n \right] \right\} & \text{при } \omega < \omega_n ; \\ S(\omega_n) + \frac{S(\omega_p) - S(\omega_n)}{\omega_p - \omega_n} (\omega - \omega_n) & \text{при } \omega_n \leq \omega < \omega_{p1} ; \\ 7,8 \cdot 10^{-3} g^2 \omega^{-5} & \text{при } \omega_{p1} < \omega < \omega_{p2} . \end{cases}$$

Параметрами в аппроксимации служат: частота основного спектрального максимума  $\omega_{max}$ ; верхняя и нижняя границы переходного интервала гравитационной области  $\omega_{p1}$ ,  $\omega_n$ ; нулевой момент спектра, усеченного на частоте  $\omega = \omega_n$  и величина  $n$ . Через  $\omega_{p2}$  обозначена верхняя граница равновесной области спектра.

На стадии развития волнения четыре из перечисленных параметров  $\omega_n$ ,  $\omega_{p1}$ ,  $m_0(\omega_n)$  и  $n$  связаны с безразмерной частотой основного спектрального максимума  $\tilde{\omega}_{max} = U \omega_{max}/g$  ( $U$  — скорость ветра на высоте 10 м) следующими соотношениями:

$$n = 5 \exp(0,5 \tilde{\omega}_{max} - 0,4)^2$$

$$\omega_{p1} = 2 \omega_{max} \tilde{\omega}_{max}^{-0,7} \text{ при } \tilde{\omega}_{max} < 2,4$$

$$\omega_n = 1,8 \omega_{max} \tilde{\omega}_{max}^{-0,7} \text{ при } \tilde{\omega}_{max} < 2,4$$

$$m_0(\omega_n) = 1,27 \cdot 10^{-3} g^{-2} U^4 \tilde{\omega}_{max}^{-3,19}$$

Из приведенных соотношений видно, что достаточно знать частоту основного спектрального максимума и скорость ветра, чтобы рассчитать частотный спектр ветровых волн.

Полезны и другие статистические распределения волновых полей. Например, важной статистической характеристикой при регистрации волны является распределение амплитуды смещений в анализируемом волновом поле. Это распределение может характеризоваться вероятностью того, что некоторая заданная волна имеет амплитуду, превышающую определенную величину. Аналогичные вероятностные распределения могут быть построены для волновых наклонов или для течений. Такого рода статистические характеристики имеют общепризнанный интерес в области теории и наблюдения гравитационных поверхностных волн.

## 7. ТРОПИЧЕСКИЕ ЦИКЛОНЫ

### 7.1. Классификация тропических циклонов

Тропическими циклонами называются крупные концентрированные атмосферные вихри (высотой 15–20 км и радиусом ~ 1000 километров) с низким давлением в центре, которые возникают и развиваются над тропическими океанами.

В процессе своего развития тропические циклоны проходят несколько стадий, различающихся по интенсивности и внешним проявлениям.

**1. Тропическое возмущение.** На космических снимках наблюдаются беспорядочно разбросанные кучевообразные, слоистые и перистые облака. Постепенно количество облаков увеличивается, мощность их возрастает, появляются облачные полосы. Вся облачная система имеет рыхлую неправильную форму, не симметричную по отношению к центру циклона. На синоптических картах наблюдается область пониженного давления с одной замкнутой изобарой, ветер слабый (до 10 м/с).

**2. Тропическая депрессия.** Постепенно плотность, количество облаков увеличиваются, облачная система приобретает вид «запятой», с выпуклой частью, обращенной к востоку. На картах появляется несколько замкнутых изобар, ветер усиливается до 15–20 м/с.

**3. Тропический шторм.** Облачная система становится более широкой и упорядоченной, образуется центральный облачный массив. В центре возможно образование «глаза» — темного пятна, прикрытого сверху перистой облачностью. Появляется четкая полоса конвективных облаков в виде витка спирали. Скорость ветра  $> 20$  м/с.

**4. Ураганная стадия.** Скорость ветра превышает 32 м/с. Облачная система еще более уплотняется и увеличивается по площади. От центрального облачного массива, который становится более симметричным, могут отходить спиральные полосы (одна или несколько) шириной 100–200 км и длиной ~ 900 км. Полосы перистых облаков указывают на растекание воздуха в верхних слоях тропического циклона. Глаз бури в виде черного пятна отчетливо виден на фоне белого облачного массива.

**5. Угасание (начало заполнения)** циклона на спутниковых снимках обнаруживается по овальной форме облачной системы и по размытости ее границ.

Самые сильные тропические циклоны (ТЦ) в четвертой стадии в разных районах называют по-разному. На Дальнем Востоке их называют тайфунами, в Северной Атлантике — ураганами, в Индийском океане — просто циклонами. Есть и менее распространенные названия: вилли-вилли (Австралия); вилли-вау (Океания), багио (Филиппины). Каждый сильный циклон (уже начиная с третьей стадии) получает свое имя. Раньше им давали только женские имена, в последнее время стали появляться и мужские.

Ежегодно образуются около 80 тропических штормов, из которых примерно 50 развиваются в ураганы. Самые интенсивные ураганы и в наибольшем количестве развиваются в конце лета — начале осени, когда поверхность океана максимально прогрета. Ураганы возникают между  $22^\circ$  ю. ш. и  $35^\circ$  с. ш. (за исключением узкой экваториальной полосы  $2^\circ$  ю. ш. –  $2^\circ$  с. ш.), причем их максимальное количество образуется между  $10^\circ$  и  $20^\circ$  широты. Около 75% всех ТЦ происходят в Северном полушарии.

Анализ статистических данных показывает, что основными условиями появления и дальнейшего развития ТЦ, по-видимому, являются:

— наличие большой области океана с достаточно высокой температурой поверхности ( $T_s > 27^\circ\text{C}$ );

— превышение параметром Кориолиса  $f = 2\omega \sin \varphi$  некоторого критического значения (этим объясняется отсутствие ТЦ при  $\varphi < 2^\circ$ ).

Как показывают данные наблюдений, только эти факторы не являются достаточными для развития ТЦ и требуют целого ряда дополнительных условий, выявление которых составляет одну из основных задач в изучении тропических циклонов.

## **7.2. Последствия тропических циклонов**

Наибольшую опасность и максимальные потери создают ТЦ в 3 и 4 стадиях, когда они выходят на сушу. В среднем один циклон за сутки выделяет энергию  $\sim 5 \cdot 10^{19}$  Дж (энергия атомной бомбы, сброшенной на Хиросиму  $\sim 10^{14}$  Дж).

Наиболее разрушительными факторами ТЦ являются:

- штормовые ветры (до 100 м/с);
- штормовые нагоны: при выходе на сушу циклон вызывает подъем воды до 10 м, а в узких заливах может быть и больше;
- сильные осадки, которые приводят к большим наводнениям.

Наибольший ущерб ТЦ наносят странам, расположенным на берегах тропических океанов: США, страны Юго-Восточной Азии, Мексика, Индия, Бангладеш и т. д. В США средний ураган наносит ущерб в 100 млн. долларов, наиболее сильные ураганы — по несколько миллиардов долларов.

Людские жертвы максимальны в прибрежных странах с высокой плотностью населения и малой высотой над уровнем моря (например, ураган в 1970 г. унес 100 000 жизней в Бангладеш).

Следует, однако, отметить и другие стороны последствий тропических ураганов. ТЦ оказывают влияние на общую циркуляцию атмосферы, являясь проводниками энергии от поверхности океана в тропиках в верхние слои атмосферы, где эта энергия разносится воздушными потоками в высокие широты. Тропические циклоны малой и средней интенсивности приносят больше пользы, чем вреда, являясь основными источниками влаги для многих засушливых районов планеты.

## **7.3. Структура тропического циклона в зрелой стадии**

### **7.3.1. Приземное давление**

Атмосферное давление в центре ТЦ составляет обычно 950–960 мбар (нормальное давление — 1013 мбар). Отмечались случаи падения давления до 890 мбар (рекорд составляет 877 мбар).

### **7.3.2. Динамическая структура (поле ветра)**

**Горизонтальная структура.** В зрелом ТЦ можно выделить две области: центральную часть ( $r \leq 100$  км) — ядро вихря, и внешний район (радиус до 1000 км). В ядре зрелого ТЦ обычно существует «глаз» — центральный, относительно спокойный безоблачный район ( $r \sim 5\text{--}50$  км). Для него характерны самое низкое приземное давление и самые высокие температуры.

«Глаз» окружен кольцевым районом шириной  $\sim 20$  км, получившим название «стена глаза», который характеризуется сильной облачностью, максимальными осадками и самыми сильными ветрами. Здесь же наблюдаются мощные конвективные (восходящие) потоки воздуха.



Во внешнем районе от стены до периферии происходит постепенное уменьшение скорости ветра, интенсивности осадков, температуры воздуха до фоновых значений. В частности, скорость ветра быстро убывает и на расстояниях от глаза  $r > 200\text{--}300$  км уменьшается до уровня среднего ветра.

**Вертикальная структура.** По высоте ТЦ простирается от поверхности океана до тропопаузы (15–20 км). ТЦ — циклонический вихрь (в Северном полушарии ветры дуют против часовой стрелки, давление в центре пониженное). В циркуляции преобладает сильный циклонический поток, наибольшую величину в вихре имеет тангенциальная составляющая скорости ветра  $v_\phi$ .

По высоте ТЦ можно условно разделить на 3 слоя:

1) *Слой входного потока* (0–3 км). Здесь ветер направлен по спирали к центру циклона. По мере приближения к центру скорость ветра возрастает (согласно закону сохранения момента импульса). Входной поток доходит до границы глаза и в стене глаза переходит в восходящий поток. В области стены глаза расположена зона максимальных ветров ( $v_\phi \leq 100$  м/с). В глазе скорость ветра спадает до нуля (см. рис. 7.3.1).

2) *Средний уровень* (3–10 км). Входного потока практически нет. Движение воздуха представляет собой циклоническое вращение.

3) *Верхний слой, или слой выходящего потока* (10–12 км). Восходящий поток в стене глаза переходит в выходящий поток, в котором по мере удаления от центра циклона вращение замедляется и на некотором расстоянии (несколько сотен километров) циклоническое вращение переходит в антициклоническое.



Рис. 7.3.1. Горизонтальное распределение скорости ветра в слое входного потока.

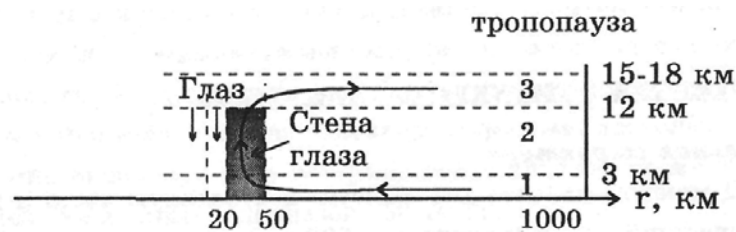


Рис. 7.3.2. Динамическая структура ТЦ (поперечный разрез).

Максимальные вертикальные скорости (в стене глаза) могут достигать нескольких метров в секунду. В самом глазе наблюдается слабый нисходящий поток воздуха.

### 7.3.3. Поле температуры

Практически на всех высотах в центре ТЦ существуют большие положительные аномалии температуры по сравнению с окружающей атмосферой. Например, на высоте ~ 6 км в глазе температура превышает среднюю температуру окружающей атмосферы примерно на  $10^\circ\text{C}$ . Наибольшие градиенты  $\partial T/\partial r$  наблюдаются в стене глаза. Максимальные аномалии температуры в центральном районе наблюдаются на средних уровнях. В нижнем и верхнем слоях эти перепады становятся меньше. Поэтому в литературе часто встречается термин «теплое ядро», которое существует в центре урагана на средних высотах.

Считается, что именно оно создает низкое приземное давление в центре урагана, которое определяет его интенсивность.

Существование теплого ядра обеспечивается выделением скрытой теплоты конденсации, которое происходит, когда влажный воздух поднимается в стене глаза. Этим объясняется тот факт, что ураганы зарождаются и развиваются только над океанами, а при выходе на сушу быстро затухают.

#### 7.3.4. Осадки и влажность

Соответственно с тем, что сказано в предыдущем абзаце, максимальное количество осадков выпадает именно в стене глаза.

Во время прохождения среднего ТЦ выпадает порядка 500 мм осадков (бывает до 2500 мм). В большинстве же районов умеренной зоны годовое количество осадков составляет 600–800 мм.

Максимальная влажность воздуха в ТЦ наблюдается в районе стены глаза (практически 100%). В глазе влажность существенно меньше.

#### 7.3.5. Параметры, определяющие интенсивность ТЦ

Основными параметрами, определяющими интенсивность ТЦ, являются  $v_{\phi max}$  и  $r_{max}$  — расстояние, на котором наблюдается максимальная тангенциальная скорость ветра. Как и  $v_{\phi max}$ ,  $r_{max}$  также влияет на кинетическую энергию вихря, т. к. от значения  $r$  зависит размер центральной зоны наиболее интенсивных скоростей. Для оценки интенсивности ТЦ, как правило, используют эмпирическую формулу вида:

$$U = k (p_{\infty} - p_0)^a \quad (7.3.1)$$

где  $p_{\infty}$  и  $p_0$  — приземные атмосферные давления на периферии ТЦ и в центре глаза соответственно, а эмпирические коэффициенты  $k$  и  $a$  зависят от многих факторов (района зарождения ТЦ, географической широты, размеров ТЦ и т. д.). Среднее время жизни ТЦ составляет порядка 4 недель (от возникновения до затухания). За это время ТЦ перемещается со средней скоростью  $\sim 20$  км/ч. Траектории движения ТЦ в основном криволинейные, сложной формы, и их предсказание является весьма трудной задачей.

### 7.4. Динамика и энергетика ТЦ

ТЦ являются уникальным явлением в том смысле, что, возникнув как слабое начальное возмущение, они при определенных условиях саморазвиваются, отбирая от теплого океана необходимую энергию. Академик В. В. Шулейкин назвал ТЦ «тепловой машиной 5-го рода», в которой нагревателем является океан, а холодильником верхние слои атмосферы. В этой машине тепловая энергия океана превращается в механическую (кинетическую и потенциальную) энергию воздушных масс. При этом от 2 до 4% тепловой энергии циклона превращается в его кинетическую энергию.

Существенной особенностью структуры ТЦ является наличие нижнего слоя входного потока, где воздух, двигаясь в сторону более низкого давления, ускоряется и насы-

щается влагой за счет испарения воды с поверхности океана. Силы градиента давления совершают положительную работу, увеличивая кинетическую энергию воздушных масс.

В центральном ядре теплый влажный воздух поднимается вверх в стене глаза. Происходит конденсация водяного пара и выделение тепла. В результате центральный столб воздуха становится теплее, а его плотность уменьшается. Это способствует уменьшению падения  $\Delta p$  и дальнейшему усилению входного потока.

В верхнем слое выходного потока силы градиента давления совершают отрицательную работу над выходным потоком и уменьшают его кинетическую энергию. Однако вследствие наличия теплого ядра лишь на средних уровнях,  $\Delta p$  в верхнем слое значительно меньше, чем в слое входного потока. В результате суммарная работа сил градиента давления в циклоне положительна, т. е. происходит увеличение кинетической энергии. С другой стороны, силы трения воздуха о водную поверхность и силы внутреннего трения всегда совершают отрицательную работу и уменьшают кинетическую энергию ТЦ. В результате развитие или затухание ТЦ определяется балансом указанных выше факторов, зависящим от внешних условий. Так, например, выход урагана на сушу сразу нарушает этот баланс, т. к. резко уменьшается приток влажного воздуха снизу (основной источник тепловой энергии) и возрастает трение о поверхность. Однако, из-за большой инерционности системы ТЦ, его затухание не происходит мгновенно, занимая, как правило, несколько дней.

## **7.5. Тропические циклоны и другие атмосферные вихри**

Тропические циклоны существенно отличаются от других вихрей, наблюдаемых в атмосфере.

1. Отличия ТЦ от циклонов и антициклонов средних и высоких широт (Ц и А).

— ТЦ, в отличие от Ц и А, возникают и развиваются только над теплыми океанами;

— не существует ТЦ с антициклоническим вращением;

— структура Ц и А не концентрированная, в ней нет центрального теплого ядра с глазом;

— Ц и А не являются саморазвивающимися системами, они возникают, как правило, на достаточно высоких широтах в результате столкновения атмосферных фронтов и сразу приобретают большую энергию, которую затем постепенно расходуют на преодоление силы трения.

2. Отличие ТЦ от вихрей малого горизонтального размера.

Вихри малого горизонтального размера (смерчи, пыльные вихри, торнадо) представляют собой узкие вертикальные вихри диаметром от нескольких сотен метров до 1–2 км, высотой от поверхности до облаков (т. е. порядка километров). Скорость ветра в таких вихрях может достигать 150 м/с. Они возникают в условиях жаркой погоды, когда поверхность суши (или моря) сильно нагревается. Смерчи появляются случайно и движутся по очень сложной траектории.

Структура смерча похожа на структуру ТЦ наличием центрального концентрированного ядра с узким максимумом скорости, в их динамике также много общего. Основные отличия заключаются в размерах, условиях и основных механизмах существования (в частности, роль конденсации водяного пара в смерчах существенно меньше, чем в ТЦ).

## 7.6. Проблемы и методы изучения тропических циклонов

Центральной проблемой изучения ТЦ является проблема прогноза их появления и развития. Современные методы прогнозов ТЦ еще далеки от совершенства. Средняя ошибка прогноза положения центра циклона за 24 часа составляет 200–300 км. Размеры наиболее опасной центральной части циклона прогнозируются с погрешностью несколько сотен километров.

В настоящее время используются несколько методов прогноза движения ТЦ:

1) формальная экстраполяция: используют несколько положений ТЦ за последние сутки через 6 часов и экстраполируют в будущее;

2) климатологический метод («метод проторенной дорожки»). В основе метода лежит идея о том, что данный циклон будет перемещаться так же, как и циклон, наблюдавшийся ранее в этом месте в такое же время года;

3) методы, основанные на корреляции между направлением ветра на некоторой высоте и перемещением центра циклона;

4) теоретические методы, основанные на решении системы динамических уравнений, реализующих определенные физические механизмы, управляющие движением.

Как показывает сравнение, для одних и тех же ситуаций различные методы дают отличающиеся прогнозы. При этом наименее совершенными остаются пока теоретические прогнозы.

Разработка методов прогноза ТЦ требует наличия надежных и подробных данных измерений основных параметров, определяющих его характеристики. Очевидно, что в связи со спецификой изучаемого явления, получение таких данных представляет собой сложную, а порой и опасную задачу. Перечислим вкратце основные методы экспериментального исследования ТЦ.

1. Исследования при помощи специальных самолетов.

До середины 40-х годов основными источниками сведений о структуре ТЦ были нерегулярные сообщения с кораблей и метеостанций, попавших в область действия ТЦ. Надо еще учесть, что при сильном ветре  $> 30$  м/с обычные метеоприборы выходили из строя.

В 40-х годах в США были организованы первые пролеты через центр урагана на специально оборудованных самолетах-лабораториях. До сих пор этот метод является самым полным и достоверным из всех. Исследование ТЦ включает, как правило, 6–10 пролетов через центр циклона на 3-х различных высотах по нескольким радиальным направлениям. Иногда таким образом ураган исследуется в течение нескольких дней. По результатам таких исследований строятся профили основных термогидродинамических параметров ( $v$ ,  $T$ ,  $q$ ,  $p$ ). В качестве недостатка метода можно указать на то, что самолеты в основном получают данные в центральном районе ( $r < 100$  км), а трех уровней по высоте недостаточно для построения вертикальных профилей.

2. Метод падающих зондов, сбрасываемых с самолетов, восполняет эти недостатки. Число зондов, сбрасываемых в один ТЦ, достигает нескольких десятков. В основном зонды попадают на периферию циклона.

3. Методы дистанционного зондирования ТЦ со спутников. Используются видимый, ИК и СВЧ диапазоны. Пространственное разрешение видимого диапазона составляет десятки метров, ИК-диапазона — сотни метров и километры, СВЧ-диапазона — километры и десятки километров. Видимый и ИК-диапазоны, в которых облачность непрозрачна, дают информацию о верхней границе облаков. СВЧ-диапазон, в котором облачность является полупрозрачной, позволяет построить вертикальные профили температуры и влажности воздуха, а также измерить температуру поверхности океана.

## КОНТРОЛЬНЫЕ ЗАДАНИЯ

1. Уравнение теплового баланса.
2. Параметризация потоков длинноволновой и коротковолновой радиации.
3. Расчет альбедо водной поверхности.
4. Расчет ослабления лучистой энергии в морской воде.
5. Параметризация противоизлучения атмосферы.
6. Параметризация эффективного излучения поверхности океана.
7. Параметризация контактного потока тепла в приповерхностном слое атмосферы.
8. Параметризация потока влаги в приповерхностном слое атмосферы.
9. Зависимость параметров «холодной пленки» на поверхности океана от метеорологических условий.
10. Микроконвекция в приповерхностном слое воды.
11. Микроконвекция в приповерхностном слое воздуха.
12. Дистанционная регистрация температуры водной поверхности ИК-радиометром.
13. Пленки поверхностно-активных веществ (ПАВ) на поверхности океана.
14. Нефтяные пленки на поверхности океана.
15. Слики на поверхности океана.
16. Дистанционная регистрация цвета моря.
17. Дрейфовые течения на глубокой и мелкой воде.
18. Градиентные течения.
19. Волны бесконечно малой амплитуды.
20. Методы регистрации поверхностного волнения.
21. Понятие о спектральном анализе поверхностных волн.
22. Внутренние волны.
23. Проявление внутренних волн на поверхности океана.
24. Исследование тропических циклонов по данным дистанционного зондирования.
25. Лабораторное моделирование интенсивного атмосферного вихря.
26. Частотные спектры волнения.
27. Обрушивание волн, барашки, пена.
28. Расчет параметров энергомассообмена на границе раздела океан–атмосфера по данным дистанционного зондирования.
29. Термическая структура поверхности воды.
30. Ледовый режим Мирового океана.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гусев А. М. Основы океанологии. Изд. Московского университета, 1983.
2. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение в Мировом океане. Л., Гидрометеиздат, 1985.
3. Ерлов Н. Г. Оптика моря. Л., Гидрометеиздат, 1980.
4. Ильин Ю. А., Кузнецов А. А., Малинников В. А. Методика дистанционного определения потоков тепла, влаги и эффективного излучения в системе «океан–атмосфера». «Известия вузов. Геодезия и аэрофотосъёмка», 1988, № 3.
5. Криксунов Л. З. Справочник по основам инфракрасной техники. М., Советское радио, 1978.
6. Кузнецов А. А., Попов Н. Н. Экспериментальные исследования микроконвекции на границе раздела «вода–воздух». «Водные ресурсы», 1990, № 5.
7. Лакомб А. Физическая океанография. М., Мир, 1974.
8. Монин А. Е., Красицкий В. П. Явления на поверхности океана. Л., Гидрометеиздат, 1985.
9. Пивоваров А. А. Термика пограничных слоев океана и атмосферы. Изд. Московского университета, часть 1, 1988, часть 2, 1987.
10. Федоров К. Н., Гинзбург А. И. Приповерхностный слой океана. Л., Гидрометеиздат, 1988.