

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ПО ВЫСШЕМУ ОБРАЗОВАНИЮ

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

РЕГИОНАЛЬНЫЙ УЧЕБНЫЙ ЦЕНТР
ВСЕМИРНОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ОРГАНИЗАЦИИ

С. М. Гордеева, П. П. Провоторов

ОБЩАЯ ОКЕАНОЛОГИЯ

ЧАСТЬ 1. ГИДРОФИЗИКА ОКЕАНА.

ПРАКТИКУМ

Санкт-Петербург

1996

Сергею Посировичу!

с благодарностью за
сотрудничество и помощь
с надеждой на будущее.

И.И. 96



ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ПО ВЫСШЕМУ ОБРАЗОВАНИЮ

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

РЕГИОНАЛЬНЫЙ УЧЕБНЫЙ ЦЕНТР
ВСЕМИРНОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ОРГАНИЗАЦИИ

С. М. Гордеева, П. П. Провоторов

ОБЩАЯ ОКЕАНОЛОГИЯ

ЧАСТЬ I. ГИДРОФИЗИКА ОКЕАНА.

ПРАКТИКУМ

Санкт-Петербург

1996

УДК 551.46.09(075.8)

С.М.Гордеева, П.П.Провоторов. Общая океанология. Часть I. Гидрофизика океана. Практикум. - СПб.: изд. РГГМИ, 1996. - 60 с.

Рецензенты: И.П.Карпова, доцент, канд. геогр. наук (Научно-внедренческое предприятие "Система-А");

В. В. Клепиков, доцент, канд. геогр. наук. (Санкт-Петербургский государственный университет, кафедра океанологии).

В соответствии с программой дисциплины "Общая океанология" представлены практические работы: общие сведения о рельефе дна Мирового океана, физические свойства морской воды, вертикальная устойчивость, конвективное перемешивание, тепловой баланс, термохалинная структура, физические характеристики морского льда. Каждая работа содержит краткие теоретические пояснения, методику выполнения и пример расчета, контрольные вопросы и задачи, список литературы. Большая часть необходимых расчетов может быть осуществлена по данным "Океанографических таблиц".

Практикум предназначен для студентов-океанологов.

The manual compiled in accordance with the standard programme for the subject "General oceanography", presents practical works on general information on the relief of the World Ocean floor; physical properties of sea water; vertical stability; convective mixing; heat budget; thermohaline structure; physical properties of sea ice. Each work contains a brief theoretical explanation, procedure for its execution, sample calculation, questions and problems for control, list of recommended sources. The major portion necessary calculations can be made on the basis of the data in "Oceanographic Tables".

The manual is intended for oceanography students.

Российский государственный гидрометеорологический институт
(РГГМИ), 1996

ISBN 5-86813-101-0 ©

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие		4
Глава 1.	Общие сведения о Мировом океане. Физические свойства морской воды	6
Работа 1.	Физико-географическое районирование Мирового океана. Особенности рельефа дна и водообмена океанов и морей	6
Работа 2.	Определение физических характеристик морской воды и анализ их распределения	14
Глава 2.	Стратификация и перемешивание в океане. Понятие о термохалинной структуре	26
Работа 3.	Определение вертикальной устойчивости. Типизация термохалинных условий стратификации в океане	26
Работа 4.	Расчет конвективного перемешивания в осенне-зимний период по методу Н. Н. Зубова	35
Глава 3.	Теплообмен между океаном и атмосферой. Термохалинный анализ вод океана. Морские льды	45
Работа 5.	Определение годового хода составляющих теплового баланса поверхности океана	45
Работа 6.	Анализ вертикальной структуры водных масс по T,S-кривым	55
Работа 7.	Морской лед. Контрольные вопросы и задачи	64

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий Практикум представляет собой учебное пособие по дисциплине "Общая океанология", читаемой студентам 2-го курса океанологического факультета РГГМИ. Он содержит краткие теоретические пояснения, постановку и методику выполнения практических работ, контрольные вопросы и задачи по основным разделам физической океанологии. Необходимость подобного рода издания назрела уже давно: аналогичное по назначению пособие М. А. Валериановой и Л. А. Жукова вышло в свет еще в 1974 г. За истекшее время не только существенно обновилась учебная программа дисциплины, но и в ряде случаев изменились наши представления о жидкой оболочке Земли, усложнились методы решения общеокеанологических задач, сменилась система единиц измерений и т. п.

Осталась неизменной лишь главная цель - дать студенту возможность закрепить материал лекционного курса, приобрести навыки решения простейших задач, осмыслить данные натуральных наблюдений и результаты их первичной обработки, а в конечном счете - послужить базой для последующего углубленного изучения физики, динамики океана и смежных с ними океанологических дисциплин.

В соответствии с учебным планом весь материал Практикума делится на две части, по три главы в каждой из них. Такое разделение имеет несколько условный характер и связано прежде всего с последовательностью изложения лекционного курса, читаемого в течение двух семестров. Первая часть охватывает материал первого семестра и условно может быть названа "Гидрофизикой океана", вторая - посвящена гидродинамическим аспектам общей океанологии, изучаемым во втором семестре.

В данной первой части представлены семь практических работ, имеющих сходную структуру: задачи работы, исходные данные, пояснения, порядок выполнения работы, контрольные вопросы и задачи, список литературы. По каждой работе приводится конкретный пример необходимых расчетов, выполняемых в основном с помощью "Океанографических таблиц". Отдельные вопросы и задачи, хотя и не относятся непосредственно к той или иной работе, иллюстрируют соответствующие разделы лекционного курса. Содержание и оформление отчета по каждой работе должны отвечать общепринятым требованиям, так чтобы было заметно умение студента соединять теоретические знания и практические навыки. Практикум может быть использован студентами как очной, так и заочной форм обучения, но ни в какой мере не подменяет собой более полных учебников.

Авторы старались включить в данный Практикум те вопросы, которые иллюстрируют (с учетом учебной программы) наиболее общие

подходы, используемые на современном этапе развития физической океанологии. Мы будем признательны за критические замечания и советы по улучшению структуры и содержания Практикума. Основная работа по написанию и составлению его первой части осуществлена С. М. Гордеевой и П. П. Провоторовым. Общую компоновку и редактирование выполнил П. П. Провоторов. Компьютерный макет для печати подготовил С. И. Виленкин. Авторы благодарят студентов А. В. Данышину и Б. В. Талантова за помощь в наборе рукописи на компьютере.

ГЛАВА I. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МИРОВОМ ОКЕАНЕ. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ

Работа I. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МИРОВОГО ОКЕАНА. ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ДНА И ВОДООБМЕНА ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Задачи работы. Исходные данные

1. Ознакомиться с принципами деления Мирового океана на объекты (океаны, моря, заливы, проливы), а также с классификацией морей.
2. Составить представление об основных чертах рельефа дна (хребтах, порогах, глубоководных впадинах) и особенностях водообмена между океанами и морями, связанных с рельефом дна, глубиной и шириной проливов.
3. Очертить на контурной карте полушарий границы океанов, определить положение главных водных объектов и элементов рельефа дна в соответствии с присвоенными им номерами.
4. Проанализировать основные особенности географического расположения морей, рельефа дна океанов, оценить степень водообмена морей между собой.

Пояснения

Мировой океан подразделяют на отдельные океаны на основании следующих признаков: расположение среди материков, рельеф дна, степень самостоятельности течений и приливов, характерные особенности горизонтального и вертикального распределения температуры и солености воды.

В настоящее время официально принято деление Мирового океана на *Тихий, Атлантический, Индийский* и *Северный Ледовитый* океаны [1, 4, 6].

Атлантический океан вытянут в меридиональном направлении, его восточная и западная границы определены побережьем континентов: на западе — Северной и Южной Америки, Европы и Африки на востоке. Северная граница проходит по восточному входу Девисова пролива (70° с.ш.), вдоль южной оконечности Гренландии до м. Нансен ($68^{\circ}15'$ с.ш., $29^{\circ}30'$ в.д.). От м. Нансен водная граница идет к северо-западной оконечности Исландии и далее через Фарерские острова к Шетландским островам и по параллели 61° с.ш. до берегов Норвегии. В южном полушарии западная граница Атлантического океана проходит через пролив Дрейка по меридиану м. Горн (68° з.д.) до побережья

Антарктиды, а восточная — по меридиану м. Игольного (20° в.д.) также до побережья Антарктиды.

Западной границей Тихого океана является побережье Азии. С Индийским океаном граница проходит по северному входу в Малакский пролив, западному берегу о. Суматра, южному берегу о. Ява к о. Тимор. Далее граница идет к м. Лондондерри на побережье Австралии, западному входу в Бассов пролив между Австралией и о. Тасмания, западному берегу Тасмании к м. Южный и по меридиану м. Южного (147° в.д.) доходит до побережья Антарктиды. Восточной границей Тихого океана служит побережье Северной и Южной Америки и далее по меридиану м. Горн (68° з.д.) до Антарктиды. Граница с Северным Ледовитым океаном проходит по наиболее узкой и мелководной части Берингова пролива от м. Дежнева к м. Принца Уэльского.

Водные границы Индийского и Северного Ледовитого океанов по сути определены их границами с Тихим и Атлантическим океанами.

В пределах океана выделяются более мелкие объекты: моря, заливы, проливы [4, 7].

Море — достаточно обширный район океана, ограниченный берегами материков, островов, повышениями дна (порогами) и обладающий собственным гидрологическим режимом. По степени отчлененности от океана и конфигурации моря подразделяются на средиземные, окраинные и межостровные.

Средиземные моря — глубоко вдающиеся в сушу водные акватории, сообщающиеся с океаном или прилегающими морями одним или несколькими проливами. Они могут быть внутриматериковыми, расположенными внутри одного материка, и межматериковыми, расположенными между разными материками.

Окраинные моря — примыкающие к матерiku части океана, обособленные от него полуостровами, грядами островов или поднятиями дна.

Межостровные моря — части океана, окруженные кольцом островов, поднятия дна между которыми препятствуют свободному водообмену с открытым океаном.

Залив — часть моря или океана, вдающаяся в сушу, но не отделенная от океана или моря островами или поднятиями дна и не имеющая собственного гидрологического режима.

Проливы — относительно узкая часть Мирового океана, простирающаяся между двумя участками суши и соединяющая два смежных водоема с различным гидрологическим режимом.

Морфометрические характеристики проливов по сути определяют степень подобия отдельных объектов Мирового океана между

собой. Чем больше ширина и глубина пролива, тем лучше водообмен между бассейнами.

Рельеф дна океанов делится на три топографические зоны [3,5]:

- подводные окраины материка;
- океанические котловины;
- срединно-океанические хребты.

Подводные окраины материка располагаются между континентами и океанами и занимают 20 % площади дна океанов. По особенностям рельефа их обычно разделяют на *шельф*, *материковый склон* и *материковое подножие*.

Выделяют два типа подводных окраин материка: *атлантический* и *тихоокеанский*. В отличие от атлантического, тихоокеанский тип включает в себя глубоководный желоб и делится на два подтипа: *чилийский*, с узким шельфом и желобом перед материковым склоном, и *маринанский*, с относительно мелководным окраинным морем, отделяющим континент от системы островной дуги и желоба.

Материковые окраины атлантического типа часто называют асейсмичными или пассивными, так как они сейсмически не активны и развились в ходе раскола континентов и образования океанов путем спрединга (разрастания океанического дна). Окраины тихоокеанского типа называют сейсмичными или активными из-за их сейсмической активности, так как они находятся в зонах субдукции (подвига литосферных плит) [5].

Шельф представляет собой продолжение материка в сторону моря до линии, называемой бровкой, или краем шельфа, где обычно происходит заметное увеличение крутизны склонов. Средняя глубина бровки — 130 м. Поверхность шельфа очень полого наклонена (уклоны 1 м на 1 км) и слабо расчленена, а ширина колеблется от нескольких километров до 400 км и более (шельф Северного Ледовитого океана). Самые глубоководные шельфы (до 350 м) окружают Антарктиду.

За бровкой шельфа начинается *материковый склон* и глубина океана резко увеличивается от 100—200 до 1500—3500 м. Континентальный склон кругой, уклоны превышают 1 м на 40 м, в некоторых районах крутизна превышает 35°. Ширина склона небольшая, около 200 км.

Между материковым склоном и дном океанических котловин находится *материковое подножие*. Оно представляет собой полого наклоненную в сторону океана поверхность. Материковое подножие сложено из осадков (их толщина достигает нескольких километров), накопившихся у основания материкового склона за счет сноса с континен-

тов. В осадочное тело подножия врезаны подводные каньоны, которые служат путями переноса осадочного материала. Каньоны могут продолжаться вверх на материковый склон и шельф. К материковому подножию приурочены глубоководные конусы выноса, формирующиеся в результате остановки спускающихся по каньону потоков наносов.

Глубоководные желоба — узкие ущелья с крутыми бортами, почти параллельные материковым окраинам. Они расположены либо у основания континентов, либо у подножия островных дуг и присутствуют только у тихоокеанского типа материковых окраин. Желоба имеют большую протяженность — до 6000 км. Они очень узки (ширина не превышает 100 км), а их глубина от уровня моря достигает 11 км, а от уровня близлежащего ложа океана — 2—4 км. К желобам приурочены максимальные глубины Мирового океана. Глубоководная впадина Челленджер (11 034 м) является частью Марнаниского желоба.

Срединно-океанические хребты проходят через все океаны, имеют общую длину около 80 тыс. км и среднюю глубину над гребнем около 2500 м. Они располагаются в центральной части всех океанов, кроме Тихого, где срединно-океанический хребет сдвинут на восток.

Срединно-океанический хребет представляет собой широкое подводное горное сооружение с максимальной относительной высотой в осевой части и с опускающимися в обе стороны склонами, рельеф которых симметричен.

Вдоль оси хребта протягивается центральная *рифтовая долина* глубиной 1—2 км и шириной в несколько десятков километров. Долину с обеих сторон обрамляют рифтовые горы. С рифтовой зоной связаны сильные тектонические процессы.

Склоны срединно-океанического хребта до их подножия пересекают *зоны разломов*, иногда простираясь дальше на дно океанических котловин. Разломы — протяженные, линейно вытянутые зоны расчлененного рельефа с уступами, горами и т.п. Длина зон разломов достигает 3500 км, а ширина от 10 до 100 км. Они рассекают кору на блоки, находящиеся на разном уровне, амплитуды вертикального смещения варьируют от 100 до 4000 м.

Океанические котловины расположены между материковыми окраинами и срединно-океаническими хребтами. В их пределах выделяются: абиссальные равнины, глубоководные возвышенности и подводные горы.

Абиссальные равнины относятся к наиболее выровненным поверхностям в рельефе Земли; уклон дна менее 1 м на 1 км. Они примыкают к нижнему краю континентального подножия на глубине 3000—6000 м и простираются по горизонтали на расстоянии 200—2000 км. Абиссальные равнины сложены мощными осадочными толщами. Самые выровненные из них приурочены к районам, где поступает много

терригенного материала с континентов. Иногда над уровнем абиссальных равнин (не более 1000 м) выступают абиссальные холмы;

Подводные горы — это вулканы высотой более 1000 м, разбросанные поодиночке, а чаще в виде цепей по всему ложу океана. Большинство подводных гор имеет коническую форму со склонами крутизной 1—15°. Вершины подводных гор, поднимающихся выше уровня океана, со временем размываются эрозией. Последующее их погружение приводит к образованию плосковершинных гайотов или столовых гор, находящихся на глубине до 2 км. В тропических районах после погружения горы на ее месте нарастает коралловый атолл.

Особенности рельефа дна океанов хорошо подтверждают положения единой теории глобальной тектоники плит. Ее основная идея состоит в следующем. Вся кора Земли разбита на серию внутренне жестких, не подвергающихся деформации пластин — плит. Преобладающая часть земной коры занята семью главными плитами, одна из которых охватывает почти все дно Тихого океана. Кроме того, имеется несколько малых плит, например, зона Турции. Плиты находятся в постоянном движении друг относительно друга, "плавая" в расплаве мантии. Хотя сами плиты весьма асейсмичны, границы между ними имеют очень высокую сейсмичность.

С границами плит и связаны непосредственно основные формы рельефа дна океанов. В срединно-океанических хребтах, в рифтовой долине происходит излияние горячего вулканического вещества. Это вещество становится частью плиты после того, как оно в результате охлаждения приобретет механическую прочность. Срединно-океанические хребты являются центрами расхождения, или *спрединга*, двух плит и зонами их наращивания [5].

Глуководные желоба представляют собой зону схождения (конвергенции) двух плит, из которых одна подгалькивается под другую и уничтожается путем расплавления при погружении в мантию. Это зона *субдукции*. Желоба асимметричны, часто изогнуты выпуклостью в сторону поддвигающейся плиты.

Трансформные разломы разделяют две плиты, движущиеся параллельно друг другу с разной скоростью или в противоположном направлении. Плиты при этом не наращиваются и не разрушаются, а скользят друг относительно друга. Это консервативные края плит.

Порядок выполнения работы

1. С помощью карт "Атласа океанов" и других пособий очертить границы между океанами. В соответствии с приведенной ниже нумерацией обозначить на контурной карте следующие объекты Мирового океана:

Моря. 1. Белое, 2. Баренцево, 3. Карское, 4. Лаптевых, 5. Восточно-Сибирское, 6. Чукотское, 7. Бофорта, 8. Норвежское, 9. Гренландское, 10. Балтийское, 11. Северное, 12. Уэдделла, 13. Баффина, 14. Скотия (Скоша), 15. Карибское, 16. Ирландское, 17. Лабрадорское, 18. Саргассово, 19. Средиземное, 20. Мраморное, 21. Черное, 22. Азовское; 23. Берингово, 24. Охотское, 25. Японское, 26. Желтое, 27. Восточно-Китайское, 28. Южно-Китайское, 29. Коралловое, 30. Банда, 31. Яванское, 32. Сулу, 33. Сулавеси, 34. Молуккское, 35. Филиппинское, 36. Тасманово, 37. Росса, 38. Беллинсгаузена, 39. Амундсена, 40. Красное, 41. Аравийское, 42. Андаманское, 43. Арафурское, 44. Тиморское.

Проливы. 45. Маточкин Шар, 46. Карские ворота, 47. Югорский шар, 48. Вилькицкого, 49. Лаптева, 50. Лонга, 51. Берингов, 52. Датский, 53. Девиса, 54. Ла-Манш, 55. Скагеррак, 56. Каттегат, 57. Большой и Малый Бельт, 58. Гибралтар, 59. Босфор, 60. Дарданеллы, 61. Флоридский, 62. Окатанский, 63. Дрейка, 64. Татарский, 65. Лаперуза, 66. Корейский, 67. Сангарский, 68. Торресов, 69. Магелланов, 70. Мозамбикский, 80. Баб-эль-Мандебский.

Заливы. 81. Бискайский, 82. Гвинейский, 83. Св. Лаврентия, 84. Гудзонов, 85. Фанди, 86. Мексиканский, 87. Финский, 88. Ботнический, 89. Рижский, 90. Анадырский, 91. Пенжинский, 92. Петра Великого, 93. Аляскинский, 94. Анива, 95. Корейский, 96. Калифорнийский, 97. Бенгальский, 98. Аденский, 99. Оманский, 100. Персидский, 101. Большой Австралийский, 102. Карпентария.

Хребты. 103. Ломоносова, 104. Менделеева, 105. Гаккеля, 106. Рейкьянес, 107. Китовый, 108. Срединно-Атлантический, 109. Западно-Индийский, 110. Аравийско-Индийский, 111. Централно-Индийский, 112. Восточно-Индийский, 113. Кергелен, 114. Южно-Тихоокеанское поднятие, 115. Восточно-Тихоокеанское поднятие.

Желоба. 116. Пуэрто-Риканский, 117. Южно-Сандвичев, 118. Филиппинский, 119. Марнанский, 120. Японский, 121. Курило-Камчатский, 122. Алеутский, 123. Централно-Американский, 124. Перуано-Чилийский, 125. Новогбридский, 126. Тонга-Кермадек, 127. Яванский.

Разломы. 128. Романш, 129. Мендосино, 130. Императорский, 131. Пасхи.

Подводные горы. 132. Императорские, 133. Гавайские.

Абиссальные равнины. 134. Аргентинская, 135. Ангольская, 136. Мадейра, 137. Гаттрас.

Подводные возвышенности. 138. Бермудская, 139. Азорская, 140. Большая Ньюфаундлендская банка, 141. Риу-Гранди, 142. Агульяс.

2. С помощью [1, 2] выяснить глубину и ширину приведенных в п. 1 проливов Мирового океана. Затем на основании полученных данных оценить водообмен между соседними бассейнами, указать бассейны с хорошим и плохим водообменом, определить степень водообмена между океанами (по проливам или по батиметрическим картам), сравнить между собой.
3. Выделить цветом границы наиболее активной толщи океанов и морей — материковой отмели (желтым), подводные пороги и хребты (черным), глубоководные впадины (синим).
4. Составить отчет, который должен содержать:
 - принципы разделения Мирового океана на объекты;
 - классификацию морей по их обособленности от океана, примеры морей на каждый тип классификации;
 - основные формы рельефа дна океана, зоны спрединга и субдукции;
 - бассейны с хорошим и плохим водообменом.

Контрольные вопросы

1. По какому принципу проводят границы между океанами?
2. Охарактеризуйте типы морей по их конфигурации и обособленности от океана.
3. Чем отличается море от залива? Почему Мексиканский залив называют заливом, а Карибское море — морем?
4. Почему Саргассово море считается морем, если оно без берегов?
5. Назовите окраинные моря России. Омывают ли Россию средиземные моря? Назовите их.
6. Является ли Каспийское море морем?
7. Укажите, в каких районах океана подводные окраины материка велики, а в каких очень малы.
8. Есть ли в Северном Ледовитом океане срединно-океанический хребет?
9. Какую роль играют срединно-океанические хребты в тектонике Земли? А глубоководные желоба?
10. Почему на дне океанов так много разломов?
11. Почему срединно-океанические хребты и глубоководные желоба являются самыми сейсмически активными районами Мирового океана?

12. Где находятся самые спокойные во всех отношениях районы океана?

13. Что такое зоны спрединга и субдукции литосферных плит?

Литература

1. *Атлас океанов*: Тихий океан, 1974; Атлантический и Индийский океаны, 1977; Северный Ледовитый океан, 1980; Проливы Мирового океана, 1993 — Изд. МО СССР, ВМФ.

2. *Термины. Понятия. Справочные таблицы.* — М.: Изд. МО СССР—ВМФ, 1980. — 156 с.

3. *Кеннет Дж.* Морская геология. т. 1 / Пер.с англ. — М.: Мир, 1987. с.34—44, 133—136.

4. *Степанов В.Н.* Природа Мирового океана. — М.: Просвещение, 1982 с.3—33.

5. *Нешиба С.* Океанология. — М.: Мир, 1991, с.47—83, 356—376.

6. *Жуков Л.А.* Общая океанология. — Л.: Гидрометеоздат, 1976, с.15—55.

7. *Мотрохов В.А.* Введение в военно-морскую географию. — Спб, ВВМ учил. им. М. В. Фрунзе, 1992, с.16—33.

Работа 2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОЙ ВОДЫ И АНАЛИЗ ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Задачи работы. Исходные данные

1. Ознакомиться с "Океанографическими таблицами", альбомами, номограммами, атласами и другими справочными пособиями, рекомендованными преподавателем и используемыми для определения физико-химических свойств морской воды и выполнения различных океанологических расчетов.
2. По данным гидрологических наблюдений определить численные значения основных физических характеристик морской воды: плотности, удельного объема и других, связанных с ними, параметров.
3. Выявить особенности вертикального распределения вычисленных характеристик на одной из станций и в плоскости разреза.

В качестве исходных используются данные о температуре T и солености S воды на стандартных горизонтах не менее пяти глубоководных океанографических станций, составляющих пространственный или временной гидрологический разрез. Эти же данные послужат исходными для выполнения ряда последующих практических работ.

Пояснения

Как однофазовая термодинамическая система, морская вода характеризуется определенным набором физических свойств, количественные признаки которых называют параметрами, или характеристиками состояния системы. К первичным для морской воды относятся следующие параметры [1]: масса m , объем V , давление P , температура T и соленость S . Первые три — механические, температура — термодинамический, соленость — физико-химический параметр. Вместо m и V удобнее использовать их удельные величины: удельный вес γ , плотность ρ и обратную ей величину — удельный объем α .

Температура T в океанологии измеряется в градусах шкалы Цельсия ($^{\circ}\text{C}$) со стандартной точностью не менее 0.01°C . Согласно общепринятой в настоящее время системе единиц измерений СИ, температуру выражают в единицах абсолютной (термодинамической) шкалы Кельвина (К). Градусы шкалы Кельвина и Цельсия совпадают, но первые исчисляются от абсолютного нуля, равного 273.15 K ниже 0 стогоградусной шкалы, т.е.

$$T\text{ K} = T^{\circ}\text{C} + 273.15.$$

Различают *T in situ* (в данном месте) и потенциальную температуру θ , т.е. температуру частицы, адиабатически (без теплообмена с окружающей средой) приведенной к нормальному атмосферному давлению.

Соленость S — отношение массы растворенного твердого вещества в морской воде к ее массе, измеряемое в граммах на килограмм — промилле (‰). Непосредственное определение истинной солености затруднительно, поэтому в качестве таковой понимают близкую к ней величину, определяемую либо по содержанию одного из компонентов солевого состава (хлора), либо по электропроводности морской воды. Общепринятой в настоящее время является практическая шкала солености, основанная на эмпирической зависимости S от электропроводности. Точность измерения S с помощью электросолемера не ниже 0.01 ‰.

Давление P — нормальная составляющая силы F , действующей со стороны жидкости на площадку ΔS . В океанографической практике для определения P используется уравнение гидростатики

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

при интегрировании которого по вертикали от поверхности уровня до данной глубины h получаем

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

где P_0 — давление на свободной поверхности, равное атмосферному давлению. Для среднего в слое (0 — h) значения плотности $\bar{\rho}$ и в приближении $\rho_0 = \text{const}$ расчетная формула будет

$$P_h = g \bar{\rho} h. \quad (2.3)$$

Единицей давления в системе СИ является 1 Паскаль [Па]

$$1 \text{ Па} = 1 \frac{\text{кг} \cdot \text{с}^{-2}}{\text{м}^2} = 1 \frac{\text{Н}}{\text{м}^2}; 10^5 \text{ Па} = 1 \text{ Бар}. \quad (2.4)$$

В океанологии для измерения давления используется своеобразная единица, равная одному децибару [дб], получаемая из (2.1), если принять $\Delta Z = 1 \text{ м}$, $\rho = 1.03 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, $g = 9.8 \text{ м/с}^2$, т.е.

$$\delta P = 9.8 \cdot 1.03 \cdot 10^3 \cdot 1 \approx 10^4 \text{ Па} = 1 \text{ дб},$$

так что на глубине h

$$P_h = 10^{-4} g \bar{\rho} h \text{ дБ.} \quad (2.5)$$

При $1010 \leq \rho \leq 1030 \text{ кг/м}^3$ численное соответствие h (в м) и P (в дБ) выдерживается с точностью до 2%. Замена глубины (в м) давлением (в дБ) ныне общепринята в океанографической практике. Однако в ряде случаев такое приближение недопустимо. Так, при расчете скорости звука в море требуется задание более точной зависимости между P и h . Следует также помнить, что истинное давление на глубине h в океане будет складываться из рассчитанного по выражению (2.5) и атмосферного давления, равного примерно $10 \text{ дБ} = 1.01 \cdot 10^5 \text{ Па}$.

Удельный вес, плотность и удельный объем. В отличие от принятых в физике, в океанологии под этими терминами понимают другие (безразмерные) величины, что нередко приводит к путанице в практических расчетах. Удельный вес морской воды γ_m может быть определен как отношение при атмосферном давлении веса единицы объема морской воды данной солености при $T = 0^\circ \text{C}$ к весу единицы объема дистиллированной воды γ_s при 4°C , принятому за эталон:

$$\gamma(0^\circ \text{C}/4^\circ \text{C}) = \frac{\gamma_m}{\gamma_s}. \quad (2.6)$$

Поскольку это отношение для морской воды несколько больше единицы (при $S = 35 \text{ ‰}$, $\gamma_m/\gamma_s = 1.02813$), для сокращения записи чисел принято пользоваться условным удельным весом $\sigma_0 = (\gamma(0^\circ \text{C}/4^\circ \text{C}) - 1) \cdot 10^3$, так что при $S = 35 \text{ ‰}$, $\sigma_0 = 28.13$. Переход от используемого в океанологии удельного веса к истинному (физическому) удельному весу осуществляется по формуле

$$\gamma_m = (\sigma_0 \cdot 10^{-3} + 1) \cdot 9.8 \cdot 10^3 \text{ Н/м}^3. \quad (2.7)$$

Аналогичным образом вводится понятие удельного веса морской воды при $T = 17.5^\circ \text{C}$, т.е. величины

$$\gamma(17.5^\circ \text{C}/4^\circ \text{C}); \quad \sigma_{17.5} = (\gamma(17.5^\circ \text{C}/4^\circ \text{C}) - 1) \cdot 10^3;$$

и плотности морской воды

$$\rho(T^\circ \text{C}/4^\circ \text{C}) = \gamma_m/\gamma_s = \rho_m g / \rho_s g; \quad \sigma_t = (\rho(T^\circ \text{C}/4^\circ \text{C}) - 1) \cdot 10^3, \quad (2.8)$$

так что, например, значению $\rho(T^\circ \text{C}/4^\circ \text{C}) = 1.024781$ (при $T = 20^\circ \text{C}$, $S = 35 \text{ ‰}$) будет соответствовать условная плотность $\sigma_t = 24.781$. Истинная же физическая плотность будет равна

$$\rho_m = (\sigma_t \cdot 10^{-3} + 1) \cdot 10^3 = 1024.781 \text{ кг/м}^3. \quad (2.9)$$

Удельный объем морской воды α — обратная плотности безразмерная величина, всегда меньшая единицы. Поэтому в океанологии используют сокращенную форму записи — условный удельный объем V_t , равный по определению

$$V_t = (\alpha (T \text{ } ^\circ\text{C}/4 \text{ } ^\circ\text{C}) - 0.9) \cdot 10^3, \quad (2.10)$$

так что при $T = 20 \text{ } ^\circ\text{C}$ и $S = 35 \text{ } \text{‰}$, $\alpha = 0.97581$; $V_t = 75.81$. Этому соответствует истинный физический удельный объем $\alpha = 0.975815 \cdot 10^{-3} \text{ м}^3/\text{кг}$.

В системе СИ аналогами σ_t и V_t служат численно совпадающие с ними

— аномалия плотности

$$\rho' \approx \sigma_t = (\rho - 1000) \text{ кг/м}^3, \quad (2.11)$$

— аномалия удельного объема

$$\alpha' \approx V_t = (10^6 \alpha - 900) \text{ м}^3/\text{кг}, \quad (2.12)$$

так что взаимосвязь между величинами ρ' и α' (σ_t и V_t) определяется формулами

$$\rho' = 10^6(\alpha' + 900) - 10^3; \quad \alpha' = 10^6(\rho' + 1000) - 900. \quad (2.13)$$

Для вычисления плотности и удельного объема *in situ* необходимо ввести ряд поправок, учитывающих эффект давления. В частности, на горизонте P условный удельный объем определяется в виде

$$V_{PTS} = V_t + \delta_P + \delta_{TP} + \delta_{SP} + \delta_{PTS}; \quad (2.14)$$

здесь поправки δ учитывают соответственно влияние: δ_P — только давления, δ_{TP} — совместного эффекта T и P ; δ_{SP} — совместного эффекта S и P ; δ_{PTS} — совместного эффекта P , T и S .

Изменение объема воды при изменении ее температуры от T_1 до T_2 может быть выражено формулой [2]

$$V_2 = V_1(1 + \beta \Delta T), \quad (2.15)$$

где $\Delta T = T_2 - T_1$, $\beta = (1/V)(dV/dT)$ — коэффициент объемного расширения, принимающий для пресной воды отрицательные значения при T от 0 до 4 $^\circ\text{C}$ и положительные при $T > 4 \text{ } ^\circ\text{C}$. Хотя сжимаемость воды невелика, на больших океанских глубинах она всё же сказывается на плотности. Так, на каждые 1000 м глубины плотность вследствие влия-

ния столба воды возрастает на 4,5 — 4,9 кг/м³. В придонном слое Марианской впадины ($h = 11\,022$ м) плотность будет на 48 кг/м³ больше, чем на поверхности, и при $S = 35$ ‰ составит около 1076 кг/м³. Если бы вода была совершенно несжимаемой, средний уровень Мирового океана повысился бы приблизительно на 30 м по сравнению с действительным. В практических расчетах зависимость удельного объема от давления определяют с помощью среднего коэффициента сжимаемости μ

$$\alpha_P = \alpha_0(1 - \mu P), \quad (2.16)$$

значения которого в зависимости от P , T и S за tabулированы в [3].

Важной физической характеристикой морской воды является скорость звука C , представляющая по сути скорость распространения продольных колебаний в сплошной упругой среде:

$$C = \sqrt{\frac{\gamma}{K_P \cdot \rho}} \approx \frac{1}{\sqrt{K_P \cdot \rho}}, \quad (2.17)$$

где $\gamma = C_P / C_V = 1$ — отношение теплоемкостей воды при постоянном давлении и объеме; K_P — истинный коэффициент барической сжимаемости; ρ — плотность. На практике для расчета C используют различные, дающие меньшую погрешность по сравнению с (2.17), эмпирические формулы:

$$C = C_0 + \Delta C_T + \Delta C_S + \Delta C_P + \Delta C_{TPS}, \quad (2.18)$$

где $C_0 = 1449.14$ м/с — скорость звука в пресной воде при $T = 0$ °C и $P = P_0$; остальные слагаемые в правой части (2.18) — поправки на температуру, соленость, давление и их совместный эффект. С увеличением T , S и P скорость звука в океане возрастает. Важнейшим структурным элементом поля C является подводный звуковой канал (ПЗК) — слой воды, в котором C минимальна, а звуковые лучи вследствие многократного внутреннего отражения распространяются на сверхдальние расстояния.

Порядок выполнения работы

1. По соответствующим таблицам из [3] определить на всех горизонтах станций значения σ_θ , $\rho_{17.5}$, σ_t , V_t и C . По формуле (2.5) вычислить давление P . Результаты определений и вычислений свести в таблицу, аналогичную табл. 2.1.
2. Построить графики вертикального распределения T , S , σ_t , P , C для одной (центральной) станции разреза. Все кривые разместить на одном рисунке, как на рис. 2.1.

Таблица 2.1

Физические характеристики морской воды

Станция 158, $\varphi = 65^{\circ}40'c.$, $\lambda = 1^{\circ}00'z.$, 20 апреля 1988 г.

Горизонт, м	$T^{\circ}C$	$S\text{‰}$	σ_{θ} (1.5)	$\rho_{17.5}$ (1.5)	σ_t усл.ед. (1.7)	${}^{\circ}V_t$ усл.ед. (1.8)	P дб	C м/с (1.41— 1.42а)
0	7.10	35.10	28.14	26.74	27.52	73.22	0	1479.0
20	7.08	35.10	28.14	26.74	27.52	73.22	20.14	1479.3
50	6.87	35.11	28.14	26.74	27.53	73.21	50.35	1479.8
100	6.74	35.10	28.14	26.74	27.56	73.18	100.70	1480.6
200	5.37	35.03	28.13	26.73	27.64	73.10	201.42	1474.2
300	3.03	34.89	28.03	26.65	27.81	72.94	302.18	1467.4
400	1.58	34.92	28.06	26.67	27.94	72.82	402.95	1464.9
500	0.70	34.94	28.08	26.69	28.00	72.76	503.70	1462.1
600	0.11	34.99	28.12	26.73	28.12	72.65	604.53	1459.2
800	-0.33	34.98	28.12	26.73	28.14	72.63	806.06	1462.5
1000	-0.53	34.99	28.12	26.73	28.15	72.62	1007.58	1461.3
1200	-0.68	34.99	28.12	26.73	28.16	72.61	1209.11	1464.7
1500	-0.80	35.01	28.14	26.74	28.16	72.61	1511.39	1469.7

Примечание. Здесь и в таблице 2.2 в скобках даны номера таблиц из [3]. При выборе значений характеристик из этих таблиц следует предварительно изучить пояснения к ним и приведенные в них примеры. Это необходимо делать и во всех других случаях использования "Океанографических таблиц" [3].

- По соотношению (2.14) для той же станции определить V_{PTS} . Поправки ξ к V_t выбрать из [3]. Вычисление V_{PTS} удобно вести по схеме, приведенной в табл. 2.2.
- Построить распределение в плоскости разреза величин T , S , σ_t и C . Масштабы глубины и расстояний между станциями выбрать такими, чтобы поместить два разреза на стандартном листе миллиметровки (см. пример на рис. 2.2). Изолинии (линии равных значений) характеристик провести через целочисленные интервалы так, чтобы рисунки давали четкое представление об особенностях распределения во всей водной толще.
- Составить пояснительную записку (отчет) с изложением смысла и методики определения каждой характеристики, закономерностей их распределения на соответствующих рисунках и в таблицах. Особо отметить характер их зависимости от определяющих факторов, а также соответствие их распределения средним условиям в районе разреза.

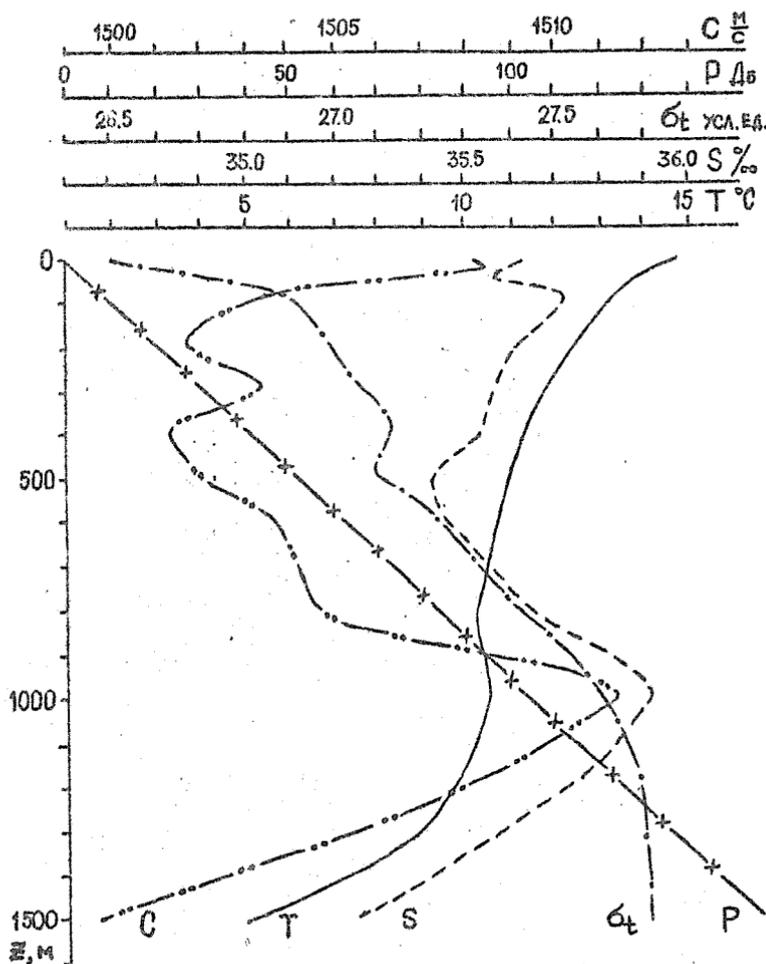


Рис. 2.1. Вертикальное распределение T , S , σ_t , P и C на одной из станций в Атлантическом океане

Таблица 2.2

Пример определения условного удельного объема V_{PTS} (с учетом поправок к V_i)Станция: $\varphi = 66^{\circ}40'S$, $\lambda = 10^{\circ}00'W$. Апрель 1988 г.

Горизонт, м	V_i усл.ед.	$\delta\rho$ (1.11)	δ_{TP} (1.12)	δ_{SP} (1.13)	δ_{PTS} (1.14)	$\Sigma\delta$	V_{PTS}
0	73.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	73.17
20	73.16	-0.09	0.00	0.00	0.00	-0.09	73.07
50	73.13	-0.22	0.01	0.00	0.00	-0.21	72.92
200	72.99	-0.90	0.02	0.00	0.00	-0.88	72.11
500	72.67	-2.24	0.01	0.00	0.00	-2.23	70.44
800	72.63	-3.57	-0.01	0.00	0.00	-3.58	69.05
1000	72.62	-4.45	-0.02	0.00	0.00	-4.47	68.15

Контрольные вопросы и задачи

Вопросы:

1. Почему температура и соленость измеряются совместно? Диапазон их изменения в Мировом океане?
2. Зачем определяют потенциальные температуру и плотность? Могут ли они превосходить значения T и ρ *in situ*?
3. Почему океанологи стремятся к высокой точности измерений температуры и солености?
4. Что такое σ_t и V_t ? Как получены выражения (2.13), или зависимости $\sigma_t = f(V_t)$, $V_t = f(\sigma_t)$?
5. В чем состоят принципиальные различия в перемещивании (с учетом аномалии плотности воды) и замерзания воды в Балтийском и Баренцевом морях?
6. Назовите следствия высокой теплоемкости воды во взаимодействии океана и атмосферы.
7. Зачем строятся вертикальные профили и разрезы в полях гидрофизических характеристик? Основные правила их построения?
8. В чем разница между сухим и влажным воздухом? Какой из них тяжелее?
9. Назовите важнейшие аномалии физических свойств морской воды. Причины и примеры их глобального проявления.
10. Что такое эффект уплотнения при смешении (УПС)? Возможно ли разуплотнение смеси при смешении двух водных масс?

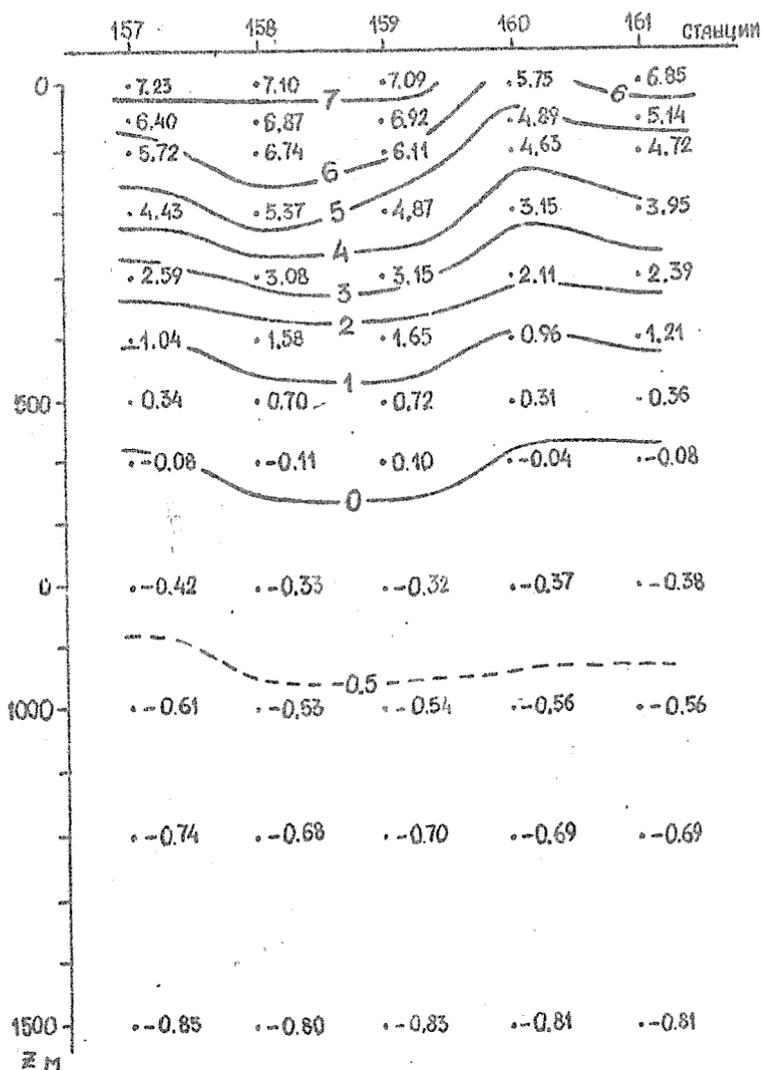


Рис. 2.2.а. Распределение температуры на разрезе

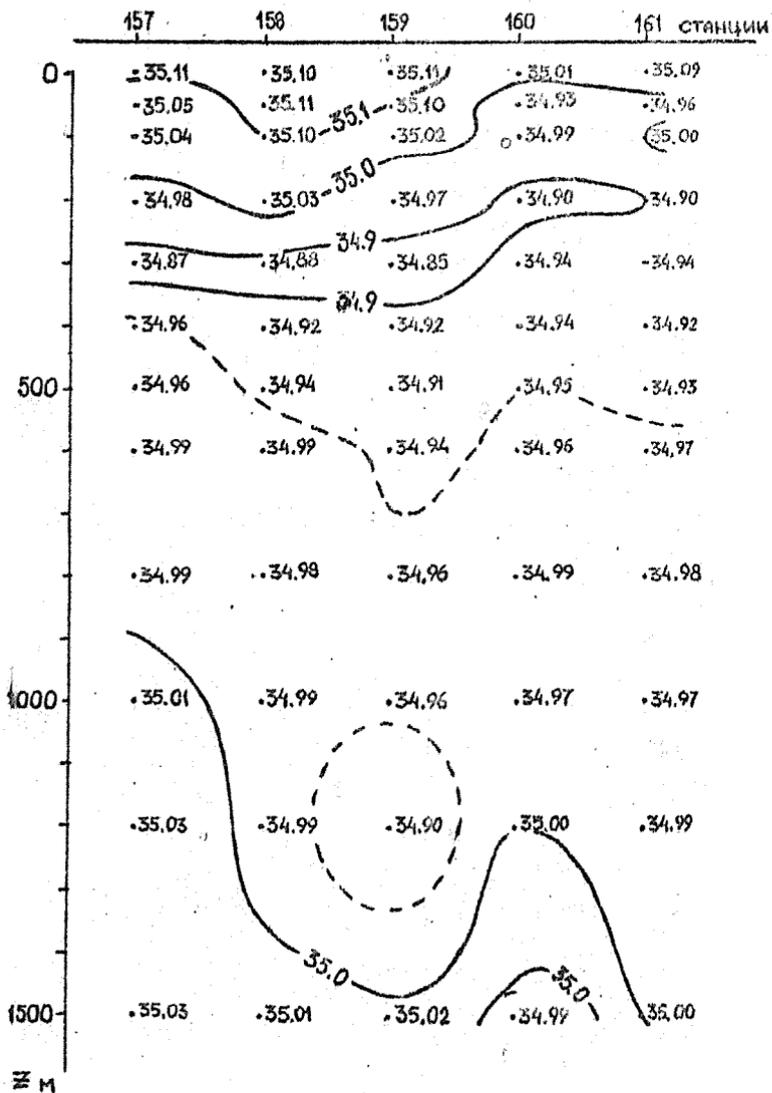


Рис. 2.2.6. Распределение солености на разрезе

11. Докажите утверждение: если бы вода была совершенно несжимаемой, то средний уровень Мирового океана оказался бы примерно на 30.4 м выше действительного. Значения необходимых для оценки параметров принять средними.
12. Чем примечателен подводный звуковой канал?
13. На основе анализа выражения (2.17) докажите, что скорость звука увеличивается с ростом T, S, P .
14. Почему помещенная в пресную воду морская рыба разбухает, а пресноводная рыба, помещенная в морскую воду, обезвоживается?

Задачи

1. На сколько надо:
 - а) нагреть воду с $T = 8.5 \text{ }^\circ\text{C}$ и $S = 34.60 \text{ } \text{‰}$, чтобы V_l стал равным 74.00 усл. ед.?
 - б) то же, но распреснить воду ($T = 8.5 \text{ }^\circ\text{C}$)?
2. Какую температуру примет частица воды, если ее адиабатически поднять с глубины 8000 м на 2000 м? На глубине 8000 м $T = 0.5 \text{ }^\circ\text{C}$, $S = 34.85 \text{ } \text{‰}$?
3. Чему будут равны плотность и удельный объем морской воды в системе СИ, если $T = 19.5 \text{ }^\circ\text{C}$, $S = 34.5 \text{ } \text{‰}$?
4. Определить изменение объема ΔV_l при смешении двух водных масс с индексами $T_1 = 19.5 \text{ }^\circ\text{C}$, $S_1 = 34.80 \text{ } \text{‰}$; $T_2 = 8.1 \text{ }^\circ\text{C}$, $S_2 = 32.5 \text{ } \text{‰}$.
5. Какой высоты столб атмосферного воздуха нагреется на $5 \text{ }^\circ\text{C}$ при охлаждении на $2 \text{ }^\circ\text{C}$ 5-метрового столба воды в океане? Значения необходимых для оценки параметров взять средними. Влиянием осложняющих факторов пренебречь.
6. На какой глубине $P = 9 \cdot 10^6 \text{ Па}$, если $T = 2.5 \text{ }^\circ\text{C}$, $S = 34.5 \text{ } \text{‰}$?
7. На какой глубине давление в океане будет больше атмосферного в 10 раз, если вода имеет $T = 5 \text{ }^\circ\text{C}$, $S = 35 \text{ } \text{‰}$?
8. Какова длина звуковой волны на глубине 2000 м, если $f = 12 \text{ кГц}$, а $T = 4.5 \text{ }^\circ\text{C}$, $S = 35.2 \text{ } \text{‰}$?
9. Какова глубина моря, если сигнал эхолота пришел через 3 с, а $T = 4.5 \text{ }^\circ\text{C}$, $S = 35.2 \text{ } \text{‰}$?
10. Найти расстояние, на котором за счет поглощения и рассеяния световая энергия уменьшится в e раз при длине волны $\lambda = 0.640 \text{ мкм}$.

Литература

1. Жуков Л.А. Общая океанология. — Л.: Гидрометеониздат, 1976, с.3—95.
2. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая гидрология. — М.: Высшая школа, 1991, с.3—40, 269—283, 293—295, 303—307.
3. Океанографические таблицы. — Л.: Гидрометеониздат, 1975, с.21—188.
4. Нешиба С. Океанология. Современные представления о жидкой оболочке Земли. — М.: Мир, 1991, с.85—125.

ГЛАВА 2. СТРАТИФИКАЦИЯ И ПЕРЕМЕЩЕНИЕ В ОКЕАНЕ. ПОНЯТИЕ О ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЕ.

Работа 3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ УСТОЙЧИВОСТИ. ТИПИЗАЦИЯ ТЕРМОХАЛИННЫХ УСЛОВИЙ СТРАТИФИКАЦИИ В ОКЕАНЕ

Задачи работы. Исходные данные

1. Усвоить физический смысл критериев вертикальной устойчивости водных слоев и применяемых для их расчета формул.
2. Рассчитать компоненты устойчивости и связанные с ними характеристики термохалинной стратификации.
3. Составить представление о типах стратификации и фоновых условиях, благоприятных для развития тонкой термохалинной структуры.
4. Проанализировать особенности вертикального распределения критериев устойчивости на одной из станций и в плоскости разреза.

В качестве исходных использовать те же данные по T и S , что и в работе 2.

Пояснения

Под вертикальной (гидростатической) устойчивостью, или плотностной стратификацией, понимают расслоение океана по плотности в поле силы тяжести, возможное благодаря зависимости $\rho = \rho(T, S, P)$. В соответствии с распределением плотности и ее вертикального градиента $\Delta\rho_z$ возможны три типа стратификации, или равновесия, водных слоев (рис. 3.1):

- 1) *устойчивое* ($\Delta\rho_z > 0$), если при получении частицей жидкости вертикального смещения возникает возвратная (архимедова) сила, заставляющая ее вернуться на исходный уровень;

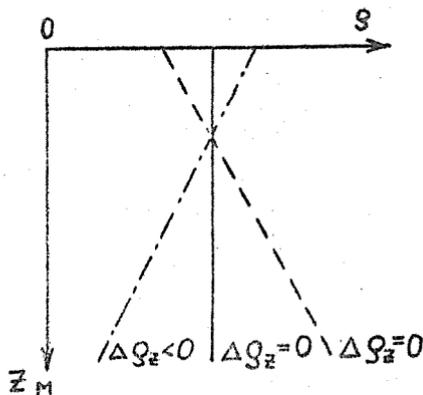


Рис. 3.1. Типы изменения плотности воды с глубиной

- 2) *неустойчивое* ($\Delta\rho_z < 0$), если частица после воздействия на нее внешней силы продолжает ускоренно удаляться от своего начального уровня;
- 3) *безразличное, или нейтральное* ($\Delta\rho_z = 0$), состояние достигается в случае, когда на новом уровне, занятом частицей, ни в одном из направлений архимедова сила не возникает.

В целом океан устойчиво стратифицирован, ибо в отличие от атмосферы он нагревается сверху. Кроме того, в поле силы тяжести водная толща сама по себе стремится к созданию устойчивого равновесия: с глубиной давление увеличивается, что приводит к уплотнению воды за счет ее сжимаемости. В океане противоборствуют процессы, создающие и уничтожающие градиенты плотности, а следовательно, препятствующие или способствующие перемешиванию вод.

Критерием вертикальной устойчивости является полная производная плотности по глубине за вычетом адиабатической поправки $d\rho_a/dz$

$$E = d\rho/dz - d\rho_a/dz = d\rho/dz - (d\rho/dP)_{T,S} \quad (3.1)$$

если же выразить градиент ρ через градиенты T и S , то

$$E = \alpha(dT/dz - dT_a/dz) + \beta dS/dz = E_T + E_S \quad (3.2)$$

Такой критерий называется критерием Хессельберга - Свердрупа. В (3.2) введены обозначения: $\alpha = d\rho/dT$, $\beta = d\rho/dS$ — коэффициенты термического расширения и соленостного сжатия соответственно; dT/dz , dS/dz — вертикальные градиенты T и S *in situ*; dT_a/dz — адиабатический градиент T ; E_T , E_S — температурный и соленостный компоненты устойчивости. При использовании в расчетах потенциальной температуры θ вместо первого слагаемого правой части (3.2) будет $\alpha_T d\theta/dz$.

Наряду с E в качестве параметра плотностной стратификации используют критерий Вэйсяля — Брента N^2 , определяемый как

$$N^2 = \frac{g}{\rho} \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{\Delta\rho}{\Delta z} = \frac{g}{\rho} E, \quad (3.3)$$

имеющий размерность квадрата (C^{-2}) частоты колебаний, возбуждаемых в устойчиво стратифицированных слоях ($N^2 > 0$). Чем сильнее переслоен океан (больше $\Delta\rho/\Delta z$), тем чаще в пикноклине могут совершаться свободные затухающие колебания, период которых τ (в мин) определяется соотношением

$$\tau = \frac{\sqrt{\frac{1}{N^2}}}{60} = \frac{\sqrt{\frac{\rho}{gE}}}{60} \quad (3.4)$$

Связь критерия N^2 со скоростью звука C определяется формулой Поляка [1]

$$N^2 = \frac{g}{\rho} \left(\frac{d\rho}{dz} - \frac{\rho g}{C^2} \right) = \frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz} - \frac{g^2}{C^2} \quad (3.5)$$

Относительный вклад T и S в устойчивость характеризуется плотностным соотношением R_ρ [2]

$$R_\rho = \frac{\alpha \frac{\Delta\theta}{dz}}{\beta \Delta S} = \frac{\alpha \Delta T}{\beta \Delta S} = - \frac{E_T}{E_S} \quad (3.6)$$

где ΔT , ΔS — перепады T и S в рассматриваемом слое. Параметр R_ρ служит также критерием тонкоструктурной активности за счет эффекта дифференциально-диффузионной конвекции (ДДК).

Формирование тонкой термохалинной структуры (ТТС) в океане эффектами ДДК связано с различием значений коэффициентов молекулярной теплопроводности и диффузии соли. Реализуется этот механизм при положительной общей устойчивости $E = (E_T + E_S) > 0$, значениях R_ρ в интервале $2 < R_\rho < 20$ и распределениях T и S по типу "солевых пальцев" (одновременное их уменьшение с глубиной) или же по типу "послойной конвекции" (увеличение T и S с глубиной). При $R_\rho < 0$ и одновременном $E_T, E_S < 0$ эффекты ДДК в развитии тонкой ступенчатой структуры не проявляются.

В зависимости от значений E_T, E_S и R_ρ , определяемых в конечном счете вертикальными градиентами T и S , в океане можно выделить четыре (исключая тривиальный случай безразличного состояния) типа термохалинных условий фоновой стратификации:

- 1) ПУ — полная устойчивость: $\Delta T < 0, \Delta S, E_T, E_S, E > 0, R_\rho < 0$;
- 2) СП — солевые пальцы: $\Delta T, \Delta S < 0, E_T, E > 0, E_S < 0, R_\rho > 0$;
- 3) ПК — послойная конвекция: $\Delta T, \Delta S > 0, E_T < 0, E_S, E > 0, R_\rho > 0$;
- 4) АН — абсолютная неустойчивость: $\Delta T > 0, \Delta S < 0, E_T, E_S, E, R_\rho < 0$.

Все эти возможные состояния наглядно отображаются на диаграмме Федорова, координатными осями которой служат компоненты устойчивости [2].

Порядок выполнения работы

1. Используя те же данные, что и в работе 2, по формулам (3.2), (3.4) и (3.6) рассчитать температурную E_T , соленостную E_S и общую E устойчивости, плотностное соотношение R_ρ , период (в мин) собственных термохалинных колебаний τ (только для случаев $E > 0$), определить тип стратификации. Ввиду малости адиабатической поправки dT_a/dz при расчете E_T можно пренебречь. При выборе коэффициентов $\alpha = f(\bar{T}, \bar{S})$ и $\beta = f(\bar{T}, \bar{S})$ из [3] не забыть перевести их значения в размерность СИ. Результаты вычислений представить в виде таблицы, аналогичной табл. 3.1.
2. Построить графики вертикального распределения T , S , E_T , E_S , E для одной из станций разреза (рис. 3.2) и распределение E_T , E_S и E в плоскости разреза (пример картины E см. на рис. 3.3).
3. По результатам расчета E_T и E_S для всех слоев и станций разреза построить диаграмму Федорова (рис. 3.4), на которой точки разнятся в соответствии со значениями E_T , E_S .
4. Составить отчет, обратив особое внимание на закономерности изменения характеристик устойчивости с глубиной, соотношения вкладов E_T и E_S в общую устойчивость, повторяемость преобладающего типа стратификации, возможность развития тонкой термохалинной структуры по типу СП и ПК.

Контрольные вопросы и задачи

Вопросы

1. Почему при расчете температурного компонента устойчивости градиент dT_a/dz вычитается из градиента *in situ* dT/dz ?
2. Каков физический смысл критериев стратификации Хессельберга-Свердрупа E и Вэйсяля-Брента N^2 . В чем их различие?
3. В каких слоях океана и в какие сезоны значения критерия E наибольшее?
4. Изобразите профили T и S для всех возможных типов термохалинных условий плотностной стратификации в океане.
5. Поясните физический смысл и информативность плотностного соотношения R_ρ .

Таблица 3.1

Пример расчета вертикальной устойчивости и
характеристик стратификации

Станция: $\varphi = 42^\circ$ с., $\lambda = 15^\circ$ з., 20 апреля 1988 г.

z м	T °С	S ‰	\bar{T} °С	\bar{S} ‰	$\frac{\Delta T}{\Delta z} \cdot 10^4$ °С/м	$\frac{\Delta S}{\Delta z} \cdot 10^4$ (‰)/м	$\alpha \cdot 10^1$ кг/(м ³ ·град)	$\beta \cdot 10^1$ кг/(м ³ ·‰)	E_T ·10 ⁵ кг/м ⁴	E_S ·10 ⁵ кг/м ⁴	E ·10 ⁵ кг/м ⁴	τ мин	R_p	Тип страти- фика- ции
0	14.78	35.69	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	14.63	35.73	14.71	35.71	-75	20	-2.182	7.704	163.65	154.08	317.73	3.026	-1.06	ПУ
50	13.79	35.72	14.21	35.73	-280	-3.3	-2.136	7.714	598.08	-25.46	572.62	2.954	23.49	СП
100	13.33	35.73	13.56	35.73	-92	2	-2.075	7.726	190.90	15.45	206.35	3.756	-12.36	ПУ
200	12.65	35.63	12.99	35.68	-68	-10	-2.026	7.737	137.77	-77.37	60.40	6.942	1.78	СП
300	12.27	35.57	12.46	35.60	-38	-6	-1.976	7.748	75.09	-46.49	28.60	10.089	1.61	СП
400	11.50	35.48	11.89	35.53	-77	-9	-1.916	7.759	147.53	-69.83	77.70	6.121	2.11	СП
500	11.05	35.47	11.28	35.48	-45	-1	-1.856	7.772	83.52	-7.77	75.75	6.200	10.75	СП
600	10.75	35.39	10.90	35.43	-30	-8	-1.817	7.780	54.51	-62.24	-7.73	-	0.88	НС
800	10.98	35.74	10.87	35.57	11.5	17.5	-1.818	7.781	-20.36	136.17	115.81	5.014	0.15	ПК
1000	10.90	35.94	10.94	35.84	-4	10	-1.836	7.781	7.34	77.81	85.15	5.848	-0.94	ПУ
1200	9.61	35.82	10.26	35.88	-64.5	-6	-1.763	7.797	113.71	-46.78	66.93	6.597	2.43	СП
1500	7.10	35.39	8.36	35.61	-83.7	-14.3	-1.561	7.838	130.66	-112.08	18.58	12.521	1.17	СП

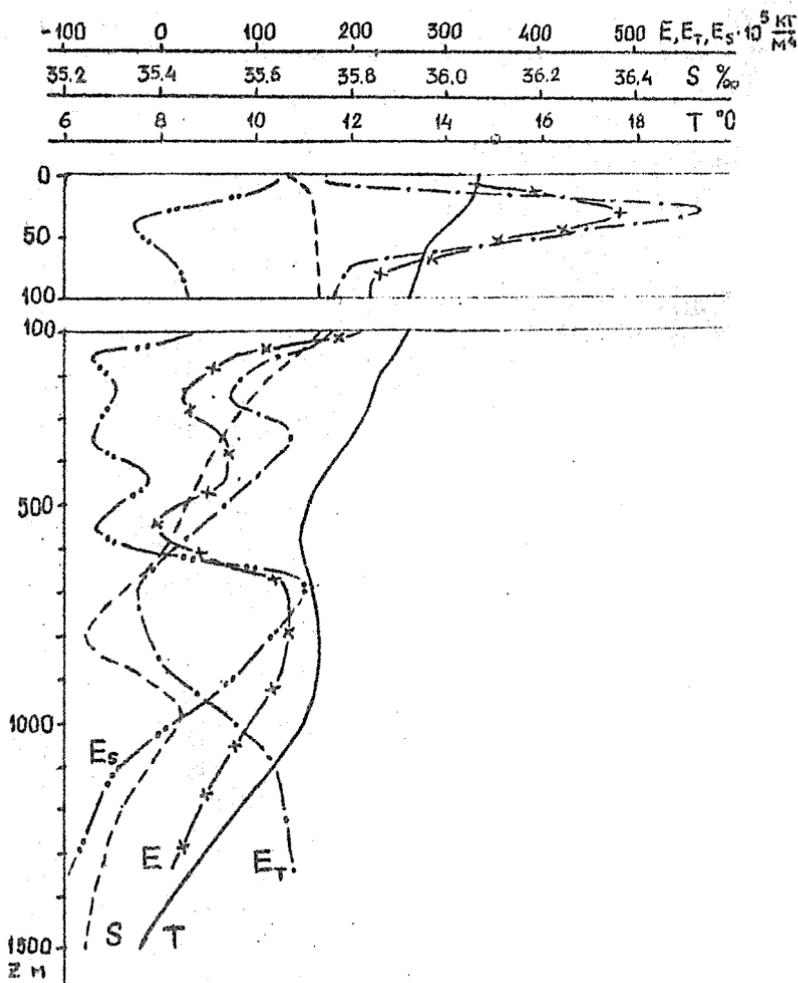


Рис. 3.2. Вертикальные профили температуры T , солёности S , термической E_T , солёностной E_S и общей устойчивости E на океанографической станции ($\varphi = 42^\circ \text{с.}$, $\lambda = 15^\circ \text{з.}$, 20 апреля 1988 г.)

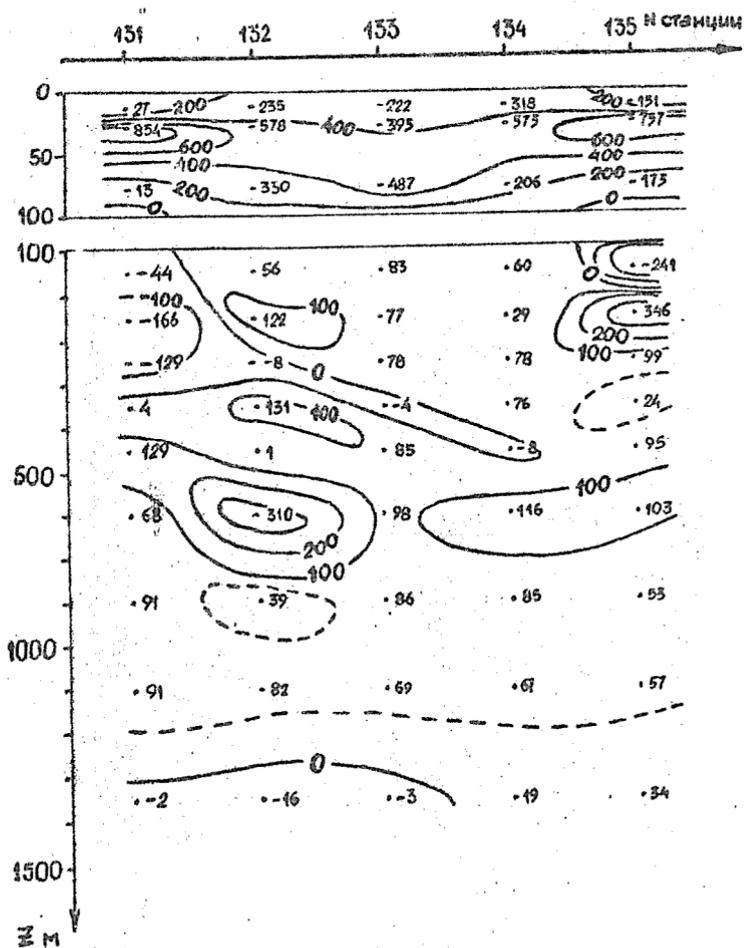


Рис. 3.3. Распределение устойчивости ($E \cdot 10^5 \text{ кг/м}^4$) на разрезе по 15° ш. в Северной Атлантике ($\varphi = 41^\circ 5' \pm 42^\circ 5' \text{ с.}$)

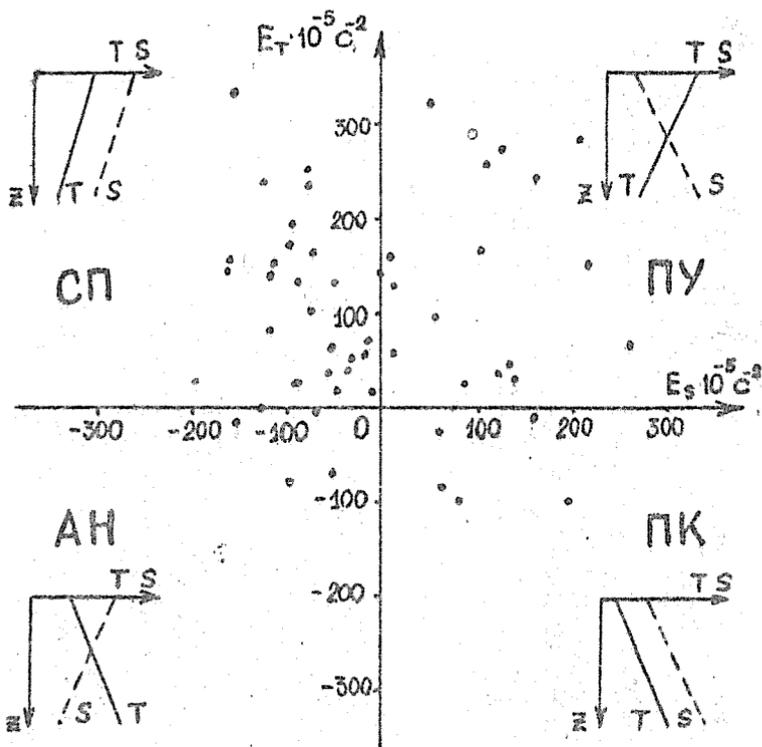


Рис. 3.4. Повторяемость типов стратификации (диаграмма Федорова)

6. Как строится и что показывает диаграмма Федорова?
7. Охарактеризуйте фоновые условия стратификации, благоприятные для развития тонкой структуры.

Задачи

1. Определить компоненты устойчивости E_T , E_S и период колебаний τ_N в слое 0-50 м, если

z м	0	50
T °С	10.5	8.5
S ‰	35.50	35.90

2. Чему равен критерий устойчивости E , если период собственных термохалинных колебаний $\tau_N = 5$ мин, $\rho = 1030$ кг/м³?

3. Определить тип стратификации и плотностное соотношение, если $T_1 = 10.00\text{ }^\circ\text{C}$, $S_1 = 35.50\text{ }‰$, $T_2 = 15.00\text{ }^\circ\text{C}$, $S_2 = 36.00\text{ }‰$.
4. Определить устойчивость E в слое 100—200 м по формуле Поляка, если $\Delta\rho/\Delta z = 0.5\text{ кг/м}^3$, $T = 10.00\text{ }^\circ\text{C}$, $S = 35.00\text{ }‰$.
5. Вертикальные профили T и S в слоях 1—4, имеют вид, показанный на рис. 3.5. Определить знаки компонентов устойчивости и тип стратификации в каждом слое.

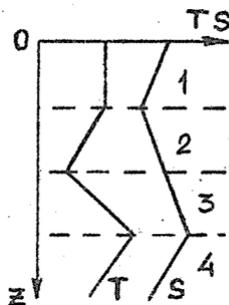


Рис. 3.5.

Литература

1. Мамаев О.И. Океанографический анализ в системе α -S-T-P. — М.: Изд. МГИ, 1963, с. 126—142.
2. Федоров К.Н. Избранные труды по физической океанологии. — Л.: Гидрометеонздат, 1991, с. 122—135.
3. Океанографические таблицы. — Л.: Гидрометеонздат, 1975, с. 139—158.
4. Жуков Л.А. Общая океанология. — Л.: Гидрометеонздат, 1976, с. 101—104.

Работа 4. РАСЧЕТ КОНВЕКТИВНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД ПО МЕТОДУ Н.Н.ЗУБОВА

Задачи работы. Исходные данные

1. Составить представление о развитии свободной конвекции (плотностного перемешивания) в океане, условиях возникновения и факторах ее вызывающих.
2. Рассчитать элементы *непроникающей* зубовской конвекции, т.е. на основе связи между глубиной ее проникновения и теплоотдачей с поверхности определить ее главные характеристики; сопоставить вертикальные T, S -профили (начальные, к середине и к концу развития конвекции).
3. Проанализировать результаты, обратив внимание на особенности чисто термической и соленостной стадий конвекции, соответствие полученных значений элементов термохалинной структуры их средним (климатическим) значениям для заданного района.

Исходными данными для расчетов служат вертикальные профили T и S непосредственно перед началом процесса конвекции и значения теплового баланса поверхности моря за все месяцы осенне-зимнего выхолаживания.

Пояснения

В широком смысле слова под термином *конвекция* понимают перенос массы и энергии в движущейся и перемешивающейся жидкости. Среди ее многообразных форм в океане наибольшую роль играет свободная, или естественная, конвекция, обусловленная неустойчивостью плотностной стратификации ($E < 0$) за счет выхолаживания (чисто термическая стадия) и осоления при ледообразовании (соленостная стадия). В тропических широтах мелкомасштабная конвекция развивается в поверхностном слое моря за счет осоления при испарении.

В простейшей постановке процесс конвективного перемешивания при осенне-зимнем охлаждении (зимняя вертикальная циркуляция) без учета различного рода осложняющих факторов рассчитывается по методу Н. Н. Зубова [1]. Несмотря на ряд недостатков, этот метод позволяет получить все основные элементы конвекции. Из-за своей простоты и физичности он до сих пор находит широкое применение на практике. Вычислительные аспекты схемы конвекции по Зубову сводятся к следующему.

Толща моря разбивается на горизонтально-однородные (по T, S, V) слои, обозначенные на рис. 4.1 номерами $1, 2, 3, \dots, n+1$, заключенные между горизонтами $z_0, z_1, z_2, \dots, z_{n+1}$. Чтобы перемешался первый слой $z_{0,1}$, его удельный объем после полного перемешивания $\alpha_{0,1}$ должен стать равным удельному объему на нижней границе этого слоя α_1 .

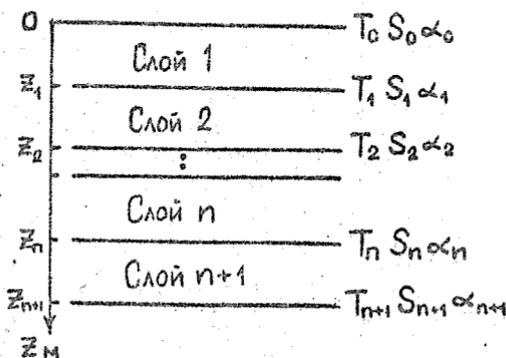


Рис. 4.1. К расчету развития конвективного перемешивания (по Н.И. Зубову)

Понижение $\Delta\alpha_{0,1}$ удельного объема достигается за счет уменьшения средней температуры слоя $\bar{T}_{0,1} = (T_0 + T_1)/2$ в конце перемешивания на величину $\Delta T_{0,1}$. Соленость слоя при этом остается равной средней солености $\bar{S}_{0,1} = (S_0 + S_1)/2$. Соответствующее индексам $(\alpha_1, S_{0,1})$ значение $\tilde{T}_{0,1}$ (температура после действительного перемешивания) удобно определить по T, S -диаграмме [2]. Следовательно, необходимое для конвективного перемешивания понижение температуры $\Delta T_{0,1}$ будет равно

$$\Delta T_{0,1} = \tilde{T}_{0,1} - \bar{T}_{0,1}, \quad (4.1)$$

а вызывающая ее теплоотдача с поверхности составит величину $q_{T0,1}$ (Дж/м²)

$$q_{T0,1} = \rho C_p z_{0,1} \Delta T_{0,1} \approx 4 \cdot 10^6 z_{0,1} \Delta T_{0,1}. \quad (4.2)$$

Далее полагаем, что перемешивание теперь уже однородного первого слоя $z_{0,1}$ со вторым слоем $z_{1,2}$ должно произойти при условии $\alpha_{0,2} = \alpha_2$. Соленость $S_{0,2}$ вновь образовавшейся однородной толщи $z_{0,2}$ определится по формуле смешения

$$\tilde{S}_{0,2} = \bar{S}_{0,2} = \frac{\tilde{S}_{0,1} z_{0,1} + \bar{S}_{1,2} z_{1,2}}{z_{0,2}}, \quad (4.3)$$

где $\bar{S}_{1,2}$, $z_{1,2}$ — средние солёность и толщина второго слоя. Соответствующую индексам (α_2 , $\bar{S}_{0,2}$) температуру $\bar{T}_{0,2}$ опять-таки определяем по T, S -диаграмме, а охлаждение $\Delta T_{0,2}$ и теплоотдачу $q_{T 0,2}$ — по аналогичным (4.1), (4.2) соотношениям

$$\Delta T_{0,2} = \bar{T}_{0,2} - \bar{T}_{0,2}; q_{T 0,2} = 4 \cdot 10^6 \Delta T_{0,2} z_{0,2}, \quad (4.4)$$

где

$$\bar{T}_{0,2} = \frac{\bar{T}_{0,1} z_{0,1} + \bar{T}_{1,2} z_{1,2}}{z_{0,2}}, \quad (4.5)$$

т.е. средневесовая (с учетом толщины перемешивающихся слоев) температура толщи $z_{0,2}$.

Перемешивание теперь уже однородного слоя $z_{0,2}$ с третьим слоем $z_{2,3}$ рассчитывается аналогично. Подобный расчет чисто термической стадии конвекции производится до тех пор, пока при перемешивании очередного n -го слоя с вышележащей однородной толщиной температура $\bar{T}_{0,n}$ не станет равной температуре заморзания $\theta = f(\bar{S}_{0,n})$, а для пресных и солоноватых вод — температуре наибольшей плотности θ_p [3]. С этого момента $\bar{T}_{0,n}$ остается равной θ . В случае продолжающейся теплоотдачи дальнейшее конвективное перемешивание сопровождается ледообразованием, осолением и уплотнением подледной водной толщи. Другими словами, реализуется солёностная стадия конвекции, на которой солёность перемешавшейся толщи $\bar{S}_{0,n}$ определяется по T, S -диаграмме, исходя из условия

$$\bar{S}_{0,n} = f(\alpha_n, \bar{T}_{0,n} = \theta), \quad (4.6)$$

а температура $\bar{T}_{0,n}$ останется равной θ . Осоление перемешавшейся толщи составит:

$$\Delta S_{0,n} = (\bar{S}_{0,n} - \bar{S}_{0,n}) \approx \frac{0.9 \bar{S}_{0,n} h_n}{z_{0,n}}, \quad (4.7)$$

откуда толщина наростшего льда h_n (м)

$$h_{л} = \frac{1,1 \Delta S_{0,n} z_{0,n}}{\bar{S}_{0,n}} \quad (4.8)$$

Суммарная теплоотдача q будет складываться при этом из двух составляющих: за счет выделения тепла кристаллизации (ледообразования)

$$q_n = \lambda_k \rho_n h_n \approx 300 \cdot 10^6 h_n \text{ (Дж/м}^2\text{)}, \quad (4.9)$$

(где $\lambda_k = 334 \cdot 10^3$ Дж/кг — теплота перехода воды из жидкой фазы в твердую; $\rho_n \approx 0,9 \cdot 10^3$ кг/м³ — плотность льда) и за счет охлаждения слоя, т.е. разности между температурами θ и $T_{0,n}$:

$$q_T = 4 \cdot 10^6 (\theta - T_{0,n}) z_{0,n} \quad (4.10)$$

Таким образом, суммарная теплоотдача моря, благодаря которой конвективное перемешивание достигнет горизонта z_{n+1} , будет равна (Дж/м²)

$$q_{0,n+1} = (q_T)_{0,n+1} + (q_n)_{0,n+1} = 4 \cdot 10^6 (\theta - \bar{T}_{0,n+1}) + 300 \cdot 10^6 (h_n)_{0,n+1}. \quad (4.11)$$

Подобным же образом определяется связь между глубиной конвекции и "потенциальной" теплоотдачей до тех пор, пока последняя не станет равной "фактической" (заданной средней многолетней) теплоотдаче за весь период охлаждения.

Построив затем график зависимости глубины конвекции от потенциальной теплоотдачи и зная ежемесячную и суммарную (последовательно накопленную) фактическую теплоотдачу за весь период охлаждения, можно оценить все основные характеристики конвективного перемешивания. Так, глубина проникновения конвекции на чисто термической стадии — критическая глубина конвекции (до начала ледообразования) $H_{кр}$ определяется точкой пересечения кривых θ и $\bar{T}_{0,n}$ или же кривых $\bar{S}_{0,n}$ и $\bar{S}_{0,n}$ (для солоноватых вод — пересечением кривых θ_n и $\bar{T}_{0,n}$). Соответствующее моменту достижения конвекцией глубины $H_{кр}$ количество отданного морем тепла называется (по Н. Н. Зубову) *показателем замерзания* q_z . Если при этом конвекция проникает до дна (без ледообразования), то необходимая для этого теплоотдача называется *показателем вентиляции*. Максимальная глубина конвекции H_m , ежемесячные толщины льда h_n и вертикальные профили T и S к любому моменту периода охлаждения также определяются по графику связи "фактической" теплоотдачи с глубиной конвективного перемешивания.

Порядок выполнения работы

1. Произвести расчеты развития конвекции по схеме, приведенной в табл. 4.1, графы которой обозначают:
 - 1, 2, 3, 4 — исходные данные (z, T, S, V_l);
 - 5, 6, 7 — номера слоев сверху-вниз, их границы и толщины;
 - 8, 9 — средние для каждого слоя \bar{T} и \bar{S} , определяемые как полусуммы характеристик на границах слоя;
 - 10, 11 — средневзвешенные значения $\bar{T}_{0,n}$, $\bar{S}_{0,n}$ перемешивающихся слоев, определяемые по формулам (4.3), (4.5);
 - 12 — температура замерзания $\theta = f(S_{0,n})$;
 - 13 — общая температура перемешавшихся слоев после действительного перемешивания $\tilde{T}_{0,n}$. Определяется по T, S -диаграмме из условия $\tilde{T}_{0,n} = f(\alpha_n, \bar{S}_{0,n})$, а с момента начала ледообразования (соленостной стадии конвекции) $\tilde{T}_{0,n} = \theta$;
 - 14 — общая соленость слоев после их полного перемешивания $\tilde{S}_{0,n}$. До момента ($\tilde{T}_{0,n} > \theta$, $\tilde{S}_{0,n} = \bar{S}_{0,n}$) (формула (4.3)), а после того, как ($\tilde{T}_{0,n+1} = \theta$, $\tilde{S}_{0,n+1} = f(\alpha_{n+1}, \theta)$) — по T, S -диаграмме;
 - 15, 16 — понижение температуры $\Delta T_{0,n}$ перемешавшейся толщи относительно средневесовой ее температуры (формула (4.1)) и количество отданного при этом тепла q_T (формула (4.2));
 - 17, 18, 19 — осоление $\Delta S_{0,n}$ перемешавшейся толщи после момента $\tilde{T}_{0,n} = \theta$ (на чисто термической стадии конвекции $\Delta S_{0,n} = 0$), толщина h_n образовавшегося при этом льда (формула (4.8)) и количество отданного при этом тепла q_n (формула (4.9));
 - 20 — общее количество отданного морем тепла q при достижении данной глубины конвекции.

Таблица 4.1

Расчет конвективного перемешивания. Белое море, станция 22/93.
 $\varphi = 66^{\circ}13',5 \text{ с.}; \lambda = 35^{\circ}19' \text{ з.}$ 23 августа 1970 г.

z м	Наблюденные величины			№ слоя	Границы слоя	H м	\bar{T} °C	\bar{S} ‰	$\bar{T}_{0,n}$ °C	$\bar{S}_{0,n}$ ‰	θ °C	$\tilde{T}_{0,n}$ °C	$\tilde{S}_{0,n}$ ‰	ΔT °C	q_T МДж/м ²	ΔS ‰	h_z м	q_n МДж/м ²	$q = q_T + q_n$ МДж/м ²
	T °C	S ‰	V_t усл.																
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
0	14.46	26.09	81.08	0	—	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	14.50	26.09	81.11	1	0-5	5	14.48	26.09	14.48	26.09	-1.41	14.48	26.09	0	0	0	0	0	0
10	14.46	26.31	81.00	2	5-10	5	14.48	26.20	14.48	26.14	-1.41	14.40	26.14	-0.08	-3.2	0	0	0	-3.2
15	14.32	26.31	80.81	3	10-15	5	14.39	26.31	14.45	26.20	-1.42	13.82	26.20	-0.63	-37.8	0	0	0	-39.8
20	6.96	27.07	78.70	4	15-20	5	10.64	26.69	13.50	26.32	-1.43	6.75	26.32	-6.75	-539.8	0	0	0	-539.8
25	4.16	27.25	78.85	5	20-25	5	5.56	27.16	11.91	26.49	-1.42	-1.43	26.96	-13.34	-1334.2	0.47	0.49	-1.47	-1481.2
30	2.29	27.88	78.34	6	25-30	5	3.225	27.565	10.46	26.67	-1.44	-1.44	27.20	-11.90	-1428.5	0.53	0.66	-1.98	-1626.5
40	0.62	28.03	78.01	7	30-40	10	1.455	27.955	8.21	26.99	-1.46	-1.46	27.75	-9.67	-1547.2	0.76	1.24	-372	-1919.2
50	-0.40	28.28	77.79	8	40-50	10	0.11	28.155	6.59	27.22	-1.47	-1.47	28.10	-8.06	-1612.6	0.88	1.77	-531	-2143.6
60	-0.61	28.42	77.63	9	50-60	10	-0.505	28.35	5.41	27.41	-1.48	-1.48	28.35	-6.89	-1653.6	0.94	2.26	-678	-2331.6

Таблица 4.2

Фактическая теплоотдача

Месяц	Q МДж/(м ² ·мес)	ΣQ_i	H_i м	h_n м	Месяц	Q МДж/(м ² ·мес)	ΣQ_i	H_i м	h_n м
Сентябрь	-67.2	-67.2	15	0	Январь	-399.0	-1491.0	26	0.42
Октябрь	-239.4	-306.6	18	0	Февраль	-176.4	-1667.4	28	0.60
Ноябрь	-357.0	-663.6	21	0	Март	-121.8	-1789.2	36	0.95
Декабрь	-428.4	-1092.0	24	0	Апрель	-37.8	-1827.0	37	1.05

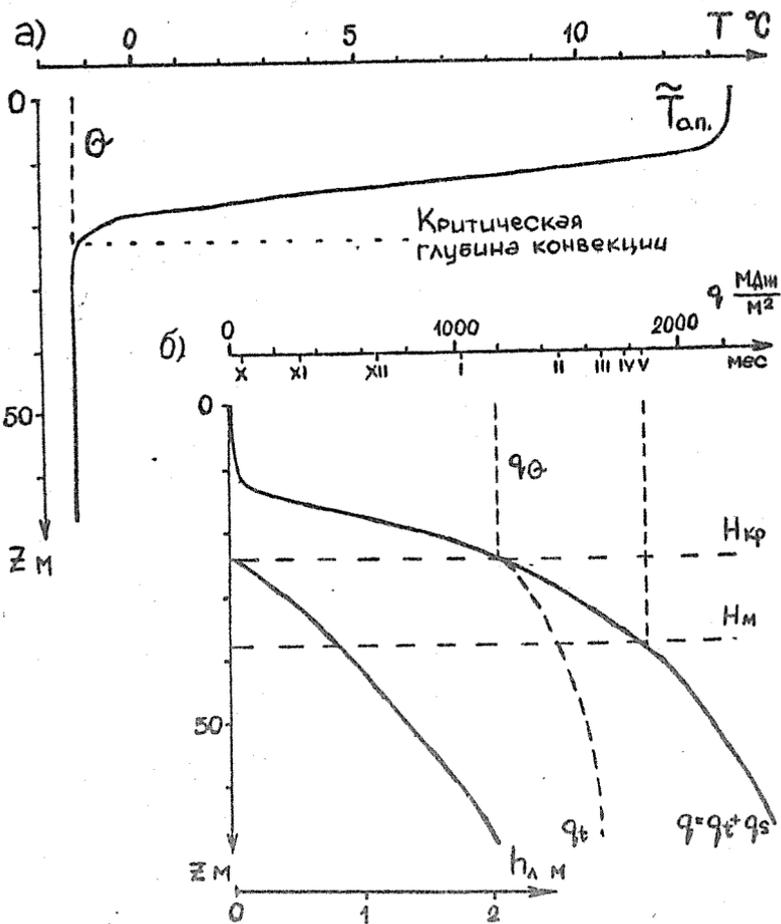


Рис. 4.2. Графики для определения характеристик конвекции: критической глубины (а) и зависимости теплоотдачи от глубины проникновения (б)

2. Определить критическую глубину конвекции $H_{кр}$, построив для этого графики изменения θ и $\bar{T}_{0,n}$ в зависимости от глубины конвекции (рис. 4.2 а) или же кривые $\bar{S}_{0,n}$ и $\bar{S}_{0,n}$.
3. По графику зависимости количества отданного морем тепла от глубины проникновения конвекции (рис. 4.2 б) определить (входя в график с фактической теплоотдачей) глубину конвективного перемешивания к началу каждого холодного месяца H_i (табл. 4.2), максимальную глубину конвекции H_m (соответствующую $\Sigma Q_{факт}$), показатель замерзания Q , и, если это возможно, показатель вентиляции Q_e .
4. На этом же рисунке (см. врезку к рис. 4.2 б) построить кривую нарастания льда h_n (в зависимости от H). Максимальная фактическая толщина льда будет соответствовать H_m . Определить приблизительную дату появления льда (по моменту достижения $H_{кр}$).
5. Построить профили T и S - начальные, к середине и концу периода развития конвекции (рис. 4.3).

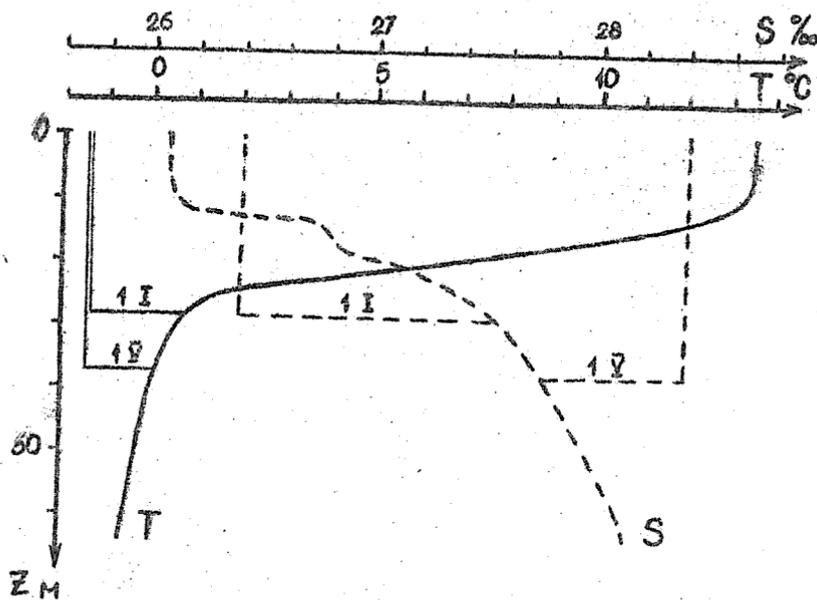


Рис. 4.3. Профили температуры T и солёности S : исходные, к середине, (I I) и концу (I V) периода развития конвекции.

6. Подготовить отчет, включив в него основы методики расчета конвекции по Н. И. Зубову, анализ рассчитанных характеристик конвективных соответствия климатическим условиям исследуемого района.

Контрольные вопросы и задачи

Вопросы

1. Охарактеризуйте условия, необходимые для возникновения свободной конвекции. Назовите вызывающие ее факторы.
2. Возможна ли свободная и вынужденная конвекция в невесомости?
3. Как оценить теплоотдачу на чисто термической и соленостной стадиях "зубовской" конвекции?
4. Что такое критическая глубина конвекции, показатели замерзания и ветвления?
5. Как определить критическую и максимальную глубину конвекции, дату начала ледообразования в морской и солоноватой воде?
6. От чего зависит глубина проникновения конвекции и чем обусловлены ее различия в тропической, умеренной и полярной зонах океана?
7. Что такое боковая и глубокая зимняя конвекция?
8. Что такое теплый и холодный промежуточные слои? Как они формируются?
9. Изобразите характерные профили T , S , σ_t в открытом океане в летний и зимний периоды?
10. Что такое деятельный слой океана? Его основные структурные элементы?

Задачи

1. Используя законы сохранения массы и солей для слоя воды толщиной z , получите соотношение, связывающее осолнение слоя ΔS с толщиной льда h_n (формула (4.8)).
2. Определить суммарную теплоотдачу слоя 0—50 м при конвекции, если после действительного перемешивания понижение температуры $\Delta T = 10^\circ\text{C}$, а повышение солености $\Delta S = 2\text{‰}$, при этом $\bar{S} = 34\text{‰}$.

3. Определить T и S после действительного перемешивания слоя 0—20 м, если

z м	0	5	20
T °C	10.40	8.20	6.60
S ‰	34.60	34.20	34.00

4. Какой толщины образуется лед, если конвекция дойдет до горизонта 25 м при следующих значениях T и S :

z м	0	25
T °C	4.20	2.00
S ‰	25.20	26.10

5. Какие факторы вызывают турбулентное перемешивание в поверхностном и придонном слоях океана?
6. Каков физический смысл критериев Re , Ri и Ra ?
7. Сформулируйте три закона Фурье периодических колебаний температуры в деятельном слое океана?
8. Оценить критерий Ri и режим течения, если $N^2 = 2 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-2}$, $dU/dz = 0.04 \text{ с}^{-1}$.
9. Определить средний для слоя 0—100 м коэффициент турбулентной теплопроводности, если отношение амплитуд годовых колебаний температуры $A_0/A_T = 5$.

Литература

1. Жуков Л.А. Общая океанология. — Л.: ГИДрометеониздат, 1976, с. 104—123, 277—304.
2. Зубов Н.А., Сиротов К.М. Альбом океанографических графиков. — Л.: ГИДрометеониздат, 1941.
3. Мамаев О.И. Океанографический анализ в системе α - S - T - P . — М.: Изд. МГИ, 1963, с. 142—154.

Глава 3. ТЕПЛООБМЕН МЕЖДУ ОКЕАНОМ И АТМОСФЕРОЙ. ТЕРМОХАЛИННЫЙ АНАЛИЗ ВОД ОКЕАНА. МОРСКИЕ ЛЬДЫ

Работа 5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГОДОВОГО ХОДА СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛООВОГО БАЛАНСА ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

Задачи работы. Исходные данные

1. Выяснить физический смысл уравнения теплового баланса, различные формы его записи и ознакомиться с методиками расчета главных его составляющих для поверхности открытого океана.
2. По методике ГГО для заданного пункта определить среднемесячные значения (годовой ход) составляющих теплового баланса: радиационного бюджета R , явного Φ и скрытого LE турбулентных потоков тепла, а также адвекцию тепла течениями A (как остаточный член уравнения теплового баланса).
3. Построить графики годового хода вычисленных значений R , Φ , LE , их сумму и A ; проанализировать полученные результаты, сопоставив их с климатическими значениями.

В качестве исходных используются данные метеонаблюдений на одной из станций судов погоды (например, из [1]) и значения необходимых для расчета параметров, заимствованные из "Океанографических таблиц" (ОТ) [2].

Пояснения

Уравнение теплового баланса, записанное для какой-либо термодинамической системы, отображает количественное соотношение между приходом и расходом тепла в процессе ее теплообмена с окружающей средой. Применительно к системе океан — атмосфера вид этого уравнения, как и методы определения учитываемых им составляющих, зависят от пространственно-временного масштаба. Алгебраическая сумма потоков тепла, пересекающих единичную площадку поверхности открытого (свободного ото льда) океана, выражается уравнением

$$R + LE + \Phi + B = 0,$$

где $B = A + C$ включает адвекцию тепла течениями A и теплотами глубинами C .

Радиационный баланс (бюджет) морской поверхности R складывается из поглощенной части коротковолновой солнечной радиации и результирующего потока длинноволнового излучения $I_{\text{эф}}$

$$R = (Q + q)_0(1 - \alpha)f(n) - I_{\text{эф}}, \quad (5.2)$$

где $(Q + q)_0$ — суммарная (прямая Q и рассеянная q) солнечная радиация при безоблачном небе; $f(n)$ — поправочный множитель, учитывающий влияние общей облачности; α — альбедо водной поверхности (отношение отраженной радиации к падающей); $I_{\text{эф}}$ — эффективное излучение, представляющее собой разность излучения океана и противозлучения атмосферы.

В конечном счете радиационный бюджет морской поверхности зависит от широты места, склонения солнца, состояния атмосферы (облачности, прозрачности) и отражательной способности подстилающей поверхности (альбедо). Все необходимые для расчета R параметры определяются по полуэмпирическим зависимостям, полученным на основе статистической обработки большого числа измерений на акватории Мирового океана. Их среднемесячные значения и связь с метеоэлементами приводного слоя приводятся в методических рекомендациях [3] и в [2].

Явный Φ и скрытый LE турбулентный теплообмен океана с атмосферой происходит вследствие контакта воды и воздуха, различающихся соответственно по температуре и парциальному давлению водяного пара. Определение турбулентных потоков тепла и влаги может производиться различными методами. Реализация каждого из них требует использования соответствующей исходной информации [4]. В рамках простейшего варианта методики ГГО [2; 5] оценка потоков Φ и LE осуществляется с использованием стандартных наблюдений по балк-формулам

$$\Phi = -A_{10}U(T_0 - T_a), \quad (5.3)$$

$$LE = -L B_{10}U(e_0 - e_a), \quad (5.4)$$

где T_0, T_a — температура поверхности воды и воздуха; U — скорость ветра в приводном слое атмосферы; e_0, e_a — насыщающая влажность при температуре воды T_0 и фактическая влажность воздуха соответственно; E — турбулентный поток влаги (скорость испарения); L — теплота испарения; A_{10}, B_{10} — соответственно коэффициенты теплообмена и испарения, являющиеся функциями скорости ветра и так называемого эффективного перепада температуры $\Delta T_{\text{эф}}$

$$\Delta T_{\phi} = (T_0 - T_a) + 0.108 (e_0 - e_a). \quad (5.5)$$

Размерности A_{10} , B_{10} таковы, что при измерении скорости ветра в м/с, температуры в °С, влажности в гПа (мбар), потоки тепла Φ и влаги E получаются в кал/(см²·мин) и г/(см²·мин) соответственно. Для их перевода в систему СИ (Вт/м²) необходимо полученные с помощью ОТ значения Φ и LE домножить на переводные коэффициенты (698 и 0.167 соответственно). Индекс "10" при коэффициентах A и B означает, что метеопараметры измеряются на высоте 10 м над поверхностью моря. Если это не так, то в расчетные формулы вводится поправка.

Коэффициенты A_{10} , B_{10} есть по сути числа Стенгтона $St = A_{10} \rho C_p$ и Дальтона $Sc = B_{10} / \rho$ (ρ , C_p — плотность и теплоемкость воздуха), представляющие собой отношение истинных вертикальных турбулентных потоков к их значениям, полученным по "банк-формулам" [4]. Отношение Φ/LE называется числом Боуэна Bo

$$Bo = \Phi/LE \approx 0.65(T_0 - T_a) / (e_0 - e_a). \quad (5.6)$$

Для открытого океана, как правило $Bo \leq 1$, т.е. большая часть расходуемого океаном тепла приходится на испарение. В среднем для океана расходуемые составляющие его внешнего теплового баланса находятся в соотношении: $LE: I_{\phi}: \Phi = 51: 42: 7(\%)$. Следовательно, скрытый турбулентный поток тепла LE играет ключевую роль во взаимодействии океана с атмосферой. По климатическим оценкам, с поверхности океана ежегодно испаряется слой воды толщиной 1.2 м.

Потери тепла и осоление (за счет испарения) поверхностного слоя океана приводят к направленному вглубь потоку массы, конвективному перемешиванию и развитию разномасштабных систем циркуляции в деятельном слое океана. В целом Мировой океан аккумулирует тепло, т.е. $R > (\Phi + LE)$ в тропических широтах, откуда оно разносится течениями в высокие широты.

При известных за год величинах R , LE и Φ оценку адвективного переноса тепла получают путем "замыкания" уравнения теплового баланса (5.1), поскольку в годовом цикле изменение теплоемкости $C \approx \rho_0 C_p h \delta T / \delta t$ деятельного слоя толщиной h равно нулю. Следовательно, можно записать

$$B = A = -(\Phi + R + LE), \quad (5.7)$$

или в пересчете на среднемесячную величину

$$A = -\frac{1}{12} \sum_1^{12} (\Phi + R + LE). \quad (5.8)$$

Такое вычисление адвекции весьма грубое, поскольку в нее автоматически включаются теплообмен с глубинами, ошибки определения составляющих внешнего теплового бюджета и исключается возможность получить представление о ее годовом ходе.

Если же располагать данными о годовом ходе средней температуры в деятельном слое, то среднемесячную величину A можно оценить в виде разности

$$A = \rho_0 C_p h dT/dt - (\Phi + R + LE), \quad (5.9)$$

Наиболее корректная оценка приносимого течениями тепла возможна при наличии синхронных наблюдений за скоростями течений и температурой воды в заданном районе [6]

$$A = \bar{U} h \rho_0 C_p \bar{\delta T} / \delta l, \quad (5.10)$$

где \bar{U} — средняя по глубине скорость течения в столбе толщиной h ; $\bar{\delta T} / \delta l$ — горизонтальный градиент средней температуры в этом слое.

Для оценки эффектов уплотнения (или понижения плотности) поверхностных вод океана при их охлаждении (нагревании) или осолении (распреснении) можно использовать создаваемый этими процессами вертикальный поток массы M_0 , определяемый формулой [7]

$$M_0 = \beta Q_s + \alpha_T Q_t = \beta S_0 (E - O) + (\alpha_T / C_p)(R + \Phi + LE), \quad (5.11)$$

где Q_s , Q_t — потоки соли и тепла в глубь океана; α_T , β — коэффициенты теплового расширения и солёностного сжатия; E , O — скорость испарения и выпадения осадков; S , C_p — солёность и теплоемкость воды.

Если $M_0 > 0$, поток массы направлен вниз, так что он уменьшает плавучесть и содействует термохалинному опусканию поверхностных вод (неустойчивая плотностная стратификация). Результирующие годовые значения M_0 положительны в тропических и полярных широтах и отрицательны в экваториальной зоне океана. Типичным значениям $M_0 \approx 50 \text{ кг/(м}^2 \cdot \text{год)}$ [7] соответствует скорость генерации кинетической энергии термохалинной циркуляции

$$dE/dt = (g/\rho_0) M_0 \approx 1.5 \cdot 10^{-4} \text{ Вт/кг},$$

что обуславливает опускание вод и формирование общей (климатической) термохалинной циркуляции. Очаги ее генерации с максимальными положительными значениями M_0 локализованы на зимних картах M_0 в морях Уэдделла и Гренландском.

Порядок выполнения работы

1. Определить составляющие уравнения теплового баланса поверхности океана (5.1). Расчеты произвести по схеме, приведенной в табл. 5.1, графы которой обозначают:
 - 1 — месяцы I, II, ..., XII;
 - 2 — 6 — исходные данные из [1]: T_0 , T_a — температуры воды и воздуха; U — скорость ветра (м/с); n — балл общей облачности;
 - 7 — коэффициент прозрачности атмосферы P_2 . Вычисляется по соотношению $P_2 \approx 0.79 - 0.003 T_a$;
 - 8 — сумма возможной суммарной солнечной радиации над водной поверхностью на 15-е число каждого месяца (кал/см²·сут) $Q_0 = (Q+q)_0$. Выбирается из табл. 5.22 [2];
 - 9 — полуденные высоты солнца на 15-е число каждого месяца h_0 . Выбираются из табл. 5.3 [2];
 - 10 — отношение суммарной радиации к возможной над водной поверхностью с учетом общей облачности и высоты солнца $f(n)$. Выбирается из табл. 5.23 [2];
 - 11 — средние месячные значения альбедо водной поверхности α . Выбираются из табл. 5.27 [2];
 - 12 — поглощенная часть приходящей коротковолновой солнечной радиации $Q_{\Pi} = Q_0(1 - \alpha)f(n)$;
 - 13 — эффективное излучение поверхности океана (результатирующий поток длинноволнового излучения в кал/(см²·сут)). Выбирается из табл. 5.28 [2];
 - 14 — радиационный баланс морской поверхности (сумма граф 12 и 13);
 - 15 — то же в системе СИ (Вт/м²), т.е. умноженные на коэффициент 0.485 значения графы 14;
 - 16 — эффективный перепад температуры $\Delta T_{эф}$ (формула (5.5)). Выбирается из табл. 5.31 [2];
 - 17 — коэффициент теплообмена $A_{10} \cdot 10^3$ между поверхностью океана и приземным слоем воздуха. Выбирается из табл. 5.30 [2];
 - 18 — явный турбулентный поток тепла $\Phi \cdot 10^3$ (кал/(см²·мин)). Рассчитывается по формуле (5.3);
 - 19 — то же в системе СИ (Вт/м²), т.е. умноженные на множитель 698 значения графы 18;

Таблица 5.1

Пример расчета составных тепловых балансов поверхности океана. Судно погоды "М".

 $\varphi = 66^\circ \text{с.}, \lambda = 02^\circ \text{в.}, 1966 \text{ г.}$

Ме- сц	$T_0^\circ \text{C}$	$T_a^\circ \text{C}$	$(e_{\sigma e_2})$ мб	$U \text{ м/с}$	n балл	P_2	Q_0 (5.22)	h_0 (5.3)	$f(\bar{h})$ (5.23)	α (5.27)	Q_{II}	L_{sp}	R	R Вт/м^2	T_{sp} (5.31)	A_{10} 10^3 (5.30)	Φ 10^3	Φ Вт/м^2	B_{10} 10^6 (5.36)	E 10^6	LE Вт/м^2	$B = \Phi$ $+R+$ LE
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
I	6.9	4.2	2.8	12.4	8.1	0.777	21	2.8	0.68	0.2	11.14	-107	-95.8	-46.49	2.99	2.57	-86.04	-60.06	6.54	218.96	-37.92	-144.47
II	6.7	3.8	3.1	9.4	8.5	0.773	79	11.2	0.64	0.1	-40.95	-103	-62.0	-30.10	3.41	2.54	-69.24	-8.33	6.47	139.88	-31.49	-199.92
III	6.5	5.7	2.3	9.3	7.2	0.773	172	21.8	0.77	0.1	112.57	-111	15	0.76	1.05	2.45	-18.28	-12.72	6.25	46.5	-22.33	-34.29
IV	7.1	5.3	2.7	8.0	7.8	0.774	354	33.7	0.73	0.1	229.99	-101	128.9	62.56	2.09	2.49	-35.66	-25.03	6.23	91.15	-22.83	14.7
V	7.8	6.6	2.1	8.5	8.4	0.770	468	42.8	0.67	0.0	283.34	-83	202.3	98.14	1.43	2.465	-23.14	-17.55	6.29	63.95	-18.69	61.9
VI	8.8	7.6	3.7	8.0	8.3	0.767	516	47.3	0.70	0.08	330.14	-92	238.1	115.20	1.66	2.47	-23.71	-16.55	6.29	60.38	-31.09	67.86
VII	9.9	9.3	1.4	8.1	8.8	0.762	442	45.6	0.61	0.0	245.35	-61	184.3	89.36	0.76	2.41	-11.71	-8.17	6.14	29.84	-11.63	69.26
VIII	10.7	9.7	2.9	7.4	7.1	0.761	310	32.2	0.79	0.1	220.41	-112	108.4	52.59	1.31	2.45	-18.13	-12.66	6.25	46.25	-22.40	17.53
IX	9.6	8.1	2.9	8.7	8.4	0.766	198	27.1	0.63	0.1	108.52	-84	245	11.89	1.81	2.48	-32.36	-22.59	6.23	82.09	-26.50	-37.2
X	8.5	7.7	1.7	7.8	8.2	0.767	81	15.5	0.66	0.1	44.37	-92	-7.6	-23.10	0.99	2.43	-15.16	-10.58	6.19	38.63	-13.71	-7.59
XI	7.4	5.0	3.1	10.6	8.2	0.775	34	5.6	0.67	-0.2	17.77	-116	-98.2	-47.64	1.79	2.51	-63.83	-44.57	6.26	161.80	-34.90	-127.11
XII	6.9	3.4	3.3	11.3	8.5	0.780	14	0.7	0.75	0.2	80.85	-118	-109.9	-53.31	3.85	2.56	-101.25	-70.67	6.54	238.66	-10.79	-164.71
Σ														230.16				-349.48			-314.22	-433.99

$$A = -\frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} B_i = -\frac{1}{12} \cdot (-433.57) = 36.1 \text{ Вт/м}^2$$

- 20 — коэффициент испарения $B_{10} \cdot 10^6$ с водной поверхности. Выбирается из табл. 5.36 [2];
- 21 — скорость испарения $E \cdot 10^6$ ($\text{г}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$). Рассчитывается по формуле (5.4);
- 22 — скрытый турбулентный поток тепла, или затраты тепла на испарение LE ($\text{Вт}/\text{м}^2$). Вычисляется путем умножения графы 21 на теплоту испарения $L \approx 2.5 \cdot 10^6$ ($\text{Дж}/\text{кг}$) и переводной множитель 0.167;
- 23 — внешний тепловой бюджет $B = (\Phi + R + LE)$;

Среднемесячная (постоянная в течение года) адвекция A тепла течениями вычисляется по формуле (5.8);

2. Построить годовой ход составляющих теплового баланса R , Φ , LE , $B = (\Phi + R + LE)$ и в виде прямой линии величину A (рис. 5.1);
3. Составить отчет, изложив методику расчета составляющих теплового баланса, особенности их годового хода и соответствие вычисленных характеристик климатическим значениям для заданного района.

Контрольные вопросы и задачи

Вопросы

1. Чем отличаются уравнения теплового баланса поверхности и деятельного слоя океана?
2. Куда расходуется падающая на поверхность океана солнечная энергия?
3. Какие метеосъемки надо знать, чтобы рассчитать по методике ГГО годовой ход составляющих теплового баланса поверхности океана?
4. Докажите утверждение: атмосфера нагревается снизу, а океан сверху.
5. В чем отличие турбулентного теплообмена между океаном и атмосферой в случае: а) холодный воздух над теплой водой; б) теплый воздух над холодной водой;
6. Почему потеря тепла океаном при испарении называется скрытым турбулентным потоком?
7. При каких условиях потоки тепла из океана в атмосферу будут максимальными?
8. Как определить глубину слоя, глубже которого океан "не чувствует" происходящих на поверхности сезонных колебаний температуры?

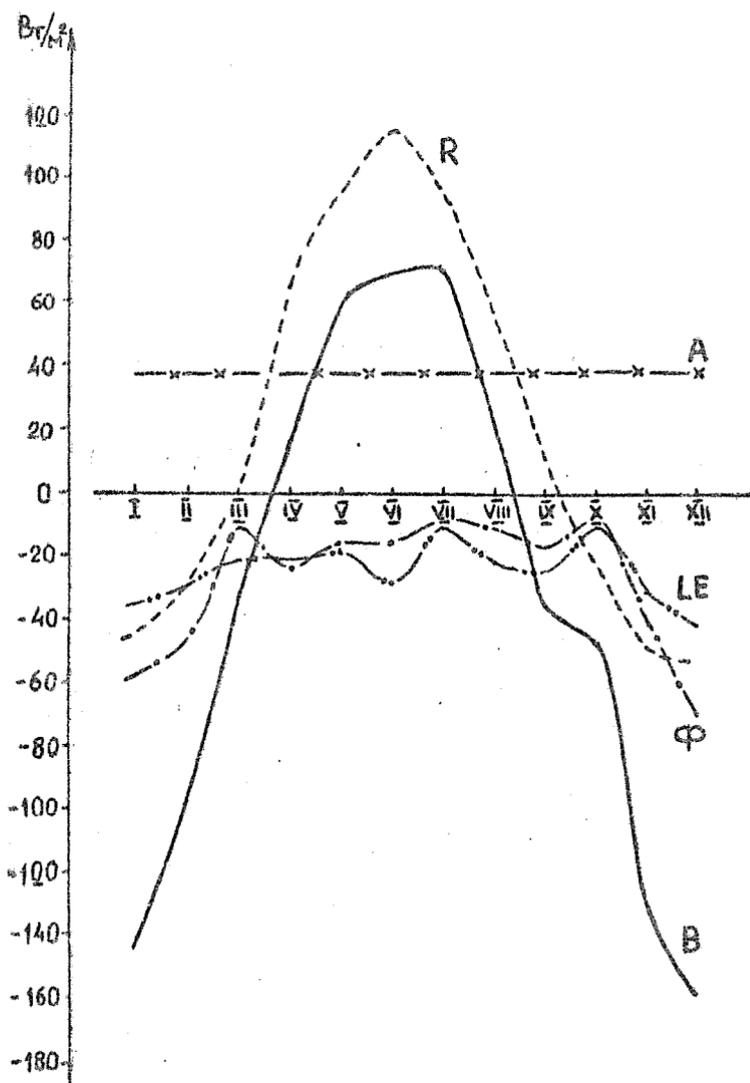


Рис. 5.1. Годовой ход составляющих теплового баланса поверхности океана. Судно погоды "М", 1966 г.

9. Какая существует взаимосвязь между теплосодержанием деятельного слоя океана и тепловым балансом на годовом и месячном масштабах?
10. При каких условиях адвекция тепла течениями будет наибольшей? Методы ее оценки.
11. Какая существует взаимосвязь между водным и солевым балансами?
12. В чем смысл уравнения вертикального потока массы через поверхность океана?

Задачи

1. Оценить среднemesячную адвекцию тепла течениями, если:
 - а) годовые потоки тепла на поверхности океана составляют (Вт/м²): $R = 100$, $\Phi = 37$, $LE = -93$;
 - б) месячное значение внешнего теплового баланса $B = 120$ Вт/м², а средняя температура 100 м слоя за месяц повысилась на 1 °С.
2. Чему равно число Боуэна, если $(T_0 - T_n) = -2,0$ °С, $(e_0 - e_n) = 5$ мбар. Результат прокомментировать.
3. Чему равен годовой теплооборот деятельного слоя океана толщиной 200 м, если средняя температура изменилась от 15 до 5 °С?
4. Оценить поток массы на поверхности океана, если $(\Phi + R + LE) = 50$ Вт/м², $(E - O) = 5$ мм/ч, $T_0 = 20$ °С, $S = 35,2$ ‰.
5. Используя уравнения водного и солевого балансов, оценить объем V_0 и соленость S_0 вытекающих через пролив вод, если известно: $S_n = 20$ ‰, $V_n = 40$, $O = 15$, $E = 25$, $V_{cm} = 30$ км³/год.

Литература

1. *Характеристики энергообмена океан — атмосфера (по данным станций погоды Северной Атлантики)* / Арнелъ Н. З. и др. — Л.: Гидрометиздат, 1984. — 79 с.
2. *Океанографические таблицы*. — Л.: Гидрометеоиздат, 1975. — 477 с.
3. *Рекомендации по расчету составляющих радиационного баланса поверхности океана*. — Л., Изд. ГГО, МФ, ААНИИ, 1982. — 92 с.
4. *Взаимодействие океана и атмосферы*. Лабораторный практикум / Под ред. Кагана Б.А. — Л.: Гидрометеоиздат, 1989, с.124—141.

5. *Расчет турбулентных потоков тепла, влаги и количества движения над морем.* Методические указания. — Л.: Изд.ГГО, 1981. — 56 с.
6. *Жуков Л. А. Общая океанология.* — Л.: Гидромеосондизт, 1976, с. 237—276.
7. *Мошин А. С. Введение в теорию климата.* — Л.: Гидромеосондизт, 1982, с.111—124.

Работа 6. АНАЛИЗ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ВОДНЫХ МАСС ПО T, S -КРИВЫМ

Задачи работы. Исходные данные

1. Выяснить геометрический и физический смысл формул смешения для двух, трех и более компонентов смешивающихся типов вод, ознакомиться с методикой построения T, S -кривых и правилами выделения по ним водных масс.
2. Для двух станций гидрологического разреза построить T, S -кривые, выделить по ним водные массы, определить основные характеристики и составить схемы их вертикального распределения.
3. Объяснить происхождение каждой водной массы и особенности вертикальной термохалинной структуры водной толщи, в том числе меру ее изопикничности и дипикничности на различных участках T, S -кривой. Исходными для построения T, S -кривых и выделения по ним водных масс служат данные о вертикальном распределении T и S на двух крайних гидрологических станциях того же разреза, что и в работе 2.

Пояснения

При соприкосновении различающихся по своим характеристикам вод и в результате действия всех видов перемешивания в океане формируется совокупность водных масс, находящихся в непрерывном движении и взаимодействии. В классическом представлении термин *водная масса* означает сравнительно большой объем воды, формирующийся в определенном районе океана — очаге или источнике, — обладающий почти постоянным и непрерывным распределением физико-химических характеристик, составляющий единый комплекс и распространяющийся как единое целое [3]. Таким образом, водная масса есть понятие прежде всего географическое и характеризуется набором показателей или индексов, главными из них являются температура и соленость.

В каждой водной массе выделяется ее ядро с отчетливо выраженными индексами и внешние границы, по направлению к которым значения индексов изменяются по законам смешения. По мере распространения водных масс из очагов формирования происходит изменение их характеристик за счет: перехода из одной климатической зоны в другую (зональная трансформация); временных изменений (сезонная трансформация) и эффектов смешения с соседними водными массами. Трансформация смешения может происходить плавно, если между водными массами нет резкой границы, или же скачком, когда пограничная зона выделяется (по сравнению с фоном) обостренными горизонталь-

ными градиентами океанографических параметров, т.е. имеет фронтальное строение. Сочетание в пространстве водных масс и наклонных между ними пограничных слоев (фронтов) образует гидрологическую (термохалинную) структуру океана. Вертикальная термохалинная структура характеризуется прежде всего кривыми вертикального распределения T , S , σ_t , а также T,S -кривой, отражающей расслоение океана, а следовательно, переслоенность водных масс.

Для построения T,S -кривой в поле координат T и S (рис. 6.1) каждый горизонт станций по значениям на нем T и S изображается точкой с надписанной около нее глубиной (маркой), а затем через все точки (начиная с верхнего горизонта) проводится плавная кривая.

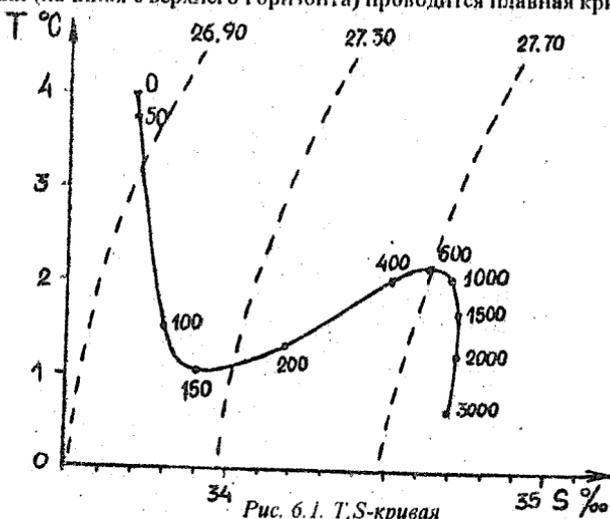


Рис. 6.1. T,S -кривая

Очевидно, что однородная водная масса в поле T,S -координат отобразится точкой (или совокупностью тесно сгруппированных точек), а наложенные друг на друга две водные массы — двумя конечными точками на прямой смешения (рис. 6.2). Значения $T_{1,2}$ и $S_{1,2}$ смеси в любой точке прямой смешения связаны с индексами исходных водных масс T_1, S_1 и T_2, S_2 так называемым T,S -соотношением [1, 2]:

$$\frac{T_{1,2} - T_2}{T_1 - T_{1,2}} = \frac{S_{1,2} - S_2}{S_1 - S_{1,2}} = \frac{m_1}{m_2} = \frac{h_1}{h_2}, \quad (6.1)$$

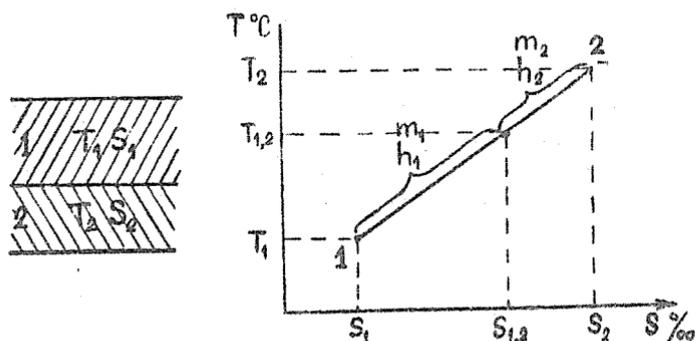


Рис. 6.2. Схема смешения двух водных масс

где m_1, m_2 — массы (или объемы) взаимодействующих типов вод; h_1, h_2 — их толщины (если взаимодействие происходит по вертикали).

Таким образом, каждая пара соприкасающихся водных масс вместе с результатом их частичного перемешивания в поле T, S -координат изображается прямой, а значение индекса смеси, например солёности $S_{1,2}$, определится (в пренебрежении эффектом УПС) формулой смешения:

$$S_{1,2} = \frac{S_1 h_1 + S_2 h_2}{h_1 + h_2}, \quad (6.2)$$

т.е. как средневзвешенное (с учетом толщины h_1 и h_2) значение.

Из (6.1) однозначно следует (при известных исходных индексах смешивающихся слоев):

$$T_{1,2} = \frac{S_2 T_1 - S_1 T_2}{S_2 - S_1} + \frac{T_2 - T_1}{S_2 - S_1} S_{1,2}, \quad (6.3)$$

т.е. солёности смеси $S_{1,2}$ соответствует единственное значение температуры смеси $T_{1,2}$, и наоборот. При этом поля T и S как бы взаимно приспособляются, формируя поле плотности. На основании (6.2) можно оценить, в каком процентном соотношении смешаны первичные водные массы с известными характеристиками в месте отбора пробы (в зоне смешения):

$$\frac{b_1}{b_2} = \frac{b_2 - b_{1,2}}{b_{1,2} - b_1} \cdot 100\%, \quad (6.4)$$

где b — любой параметр (T, S, O_2 и т.д.).

При одновременном горизонтальном взаимодействии трех водных масс процентное содержание (в %) каждой из них в данной точке можно определить из треугольника смешения, состоящего из трех прямых смешения. Например, в точке A (рис. 6.3) смешаны три водные массы в пропорции: I — 40%, II — 40%, III — 20%.

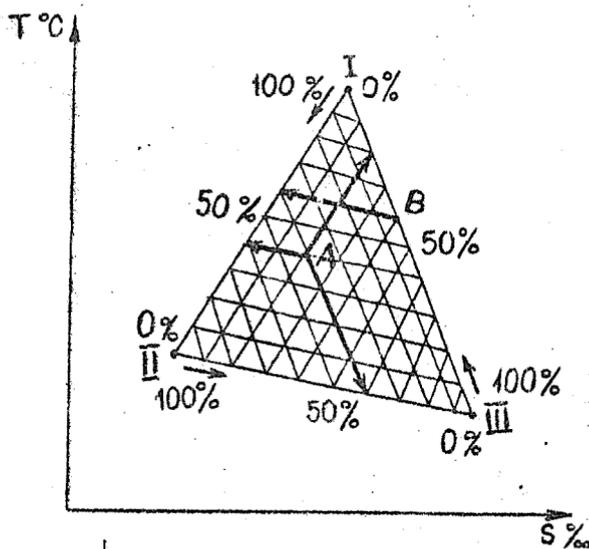


Рис. 6.3. Треугольник смешения трех типов вод. Точка B изображает смесь, состоящую на 60% воды I и 40% воды III .

На T, S, Z - диаграмме наложенные по вертикали три водные массы изобразятся ломаной линией (рис. 6.4), которая по мере перемешивания промежуточной водной массы с крайними будет вырождаться в плавную кривую (штриховые линии на рис. 6.4). При полном смешении среднего слоя его T, S -индексы стремятся к средним между слоями I и 3 (стрелка на рис. 6.4). Итак, если водная толща складывается из трех и более водных масс, то процесс смешения промежуточной (сравнительно

тонкой) водной массы с соседними (сохраняющими постоянными свои индексы) изобразится T,S -кривой, проведенной через точки, соответствующие значениям T и S на горизонтах наблюдений. Выделение и анализ водных масс по T,S -кривым осуществляется по правилам, вытекающим из аналитической теории, разработанной В. Б. Штокманом [1, 2]. Основные из них сводятся к следующему:

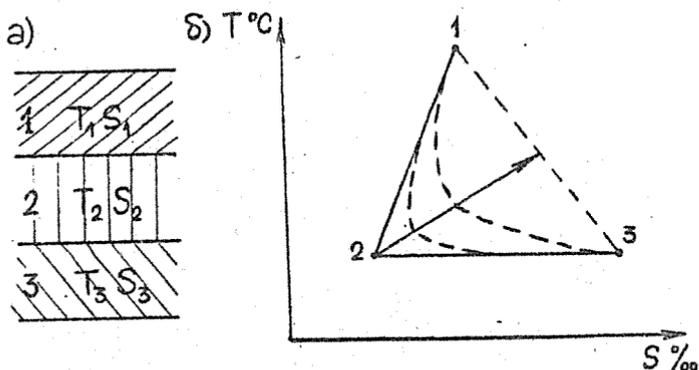


Рис. 6.4. Схема перемешивания трех водных масс (расположенных по вертикали).

- 1) количество водных масс равно количеству экстремумов T,S -кривой плюс два;
- 2) границей между соприкасающимися водными массами считается глубина, где отмечается 50%-ное содержание каждой из них;
- 3) T,S -индексы промежуточных водных масс до начала перемешивания (в их ядрах) определяются точками пересечения касательных к выпрямленным участкам T,S -кривой;
- 4) T,S -индексы и глубина залегания каждой из промежуточных водных масс определяются точкой пересечения главных медиан треугольников смещения с T,S -кривой;
- 5) глубины залегания границ водных масс определяются точками пересечения побочных медиан треугольников смещения с T,S -кривой (рис. 6.5).

Разработано несколько вариантов диагностики термохалинной структуры океанских вод с использованием T,S -соотношений: верти-

кальных T, S, Z - и горизонтальных T, S, X -кривых, объемный, статистический T, S -анализы, метод изопикнического и общего анализа водных

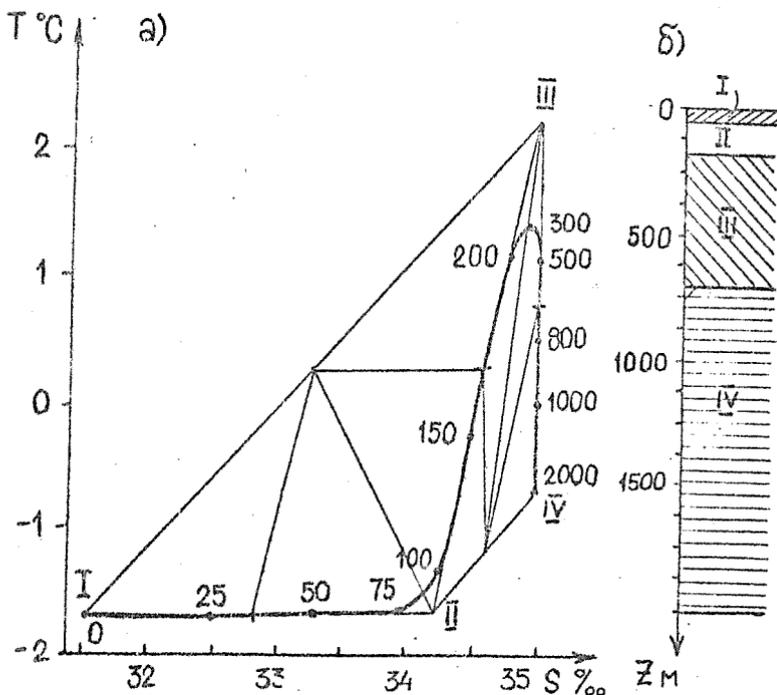


Рис. 6.5. T, S -кривая (а) и схема расположения водных масс (б) для центральной части Северного Ледовитого океана (летний период)

масс [2, 4]. В частности, если на T, S -диаграмму нанести семейство изопикни или изостер (см. рис. 6.1), то их простирание относительно T, S -кривой позволяет сделать вывод о типе движения водных масс. Согласованный ход изопикни и отдельных участков T, S -кривой свидетельствует о преобладании изопикнической адвекции в формировании вертикальной структуры. В этом случае частицы воды перемещаются вдоль поверхностей равной плотности без перемешивания. Изопикничность движения есть следствие того факта, что приложенные к частицам силы не нарушают плотностную стратификацию, а горизонтальные градиенты T и S на глубинах залегания фиксированных изопикни близки к нулевым. Если преобладают вертикальные структурообразующие процессы (конвекция, апвеллинг и др.), частицы воды будут изменять свою плотность, переходя с одной изопикнической поверх-

ности на другую. Этому диапикническому типу движения соответствуют обостренные градиенты T и S вдоль изопикни, пересечение изопикни и T,S -кривых под значительными углами. Чем ближе эти углы к 90° , тем более выражены эффекты вертикального диапикнического перемешивания. Более строгим критерием изопикничности горизонтальных поверхностей в океане является выполнение равенств [5]

$$\Delta\rho = \alpha_T \Delta T + \beta \Delta S = 0 \Rightarrow |R_A| = \frac{\beta \Delta S}{\alpha \Delta T} \approx 1, \quad (6.5)$$

где ΔT , ΔS — перепады T и S между двумя станциями на фиксированной глубине; α_T , $\beta = f(T, S)$ — коэффициенты термического расширения и соленостного уплотнения (сжатия); R_A — коэффициент изопикничности. Если $\Delta\rho \neq 0$, $|R_A| \neq 1$, то можно предполагать неравенство потоков тепла и соли, а следовательно, массы (плаучести). При этом водная масса на своем пути начнет всплывать или тонуть, т.е. диапикнически смещаться. Аналогичным образом можно оценить изопикничность вертикальных движений водных масс. В этом случае параметр R_A подсчитывается по перепадам T и S в слоях фиксированной толщины многократно повторенной станции. Но в обоих вариантах проверки на квазиизопикничность движения градиенты T и S в пересчете на градиент плотности должны быть взаимно скоординированы.

Порядок выполнения работы

1. По данным наблюдений на двух гидрологических станциях разреза построить T,S -кривые и, пользуясь изложенными в пояснении правилами, выполнить графические построения, выделить водные массы, определить их характеристики, составить схему их вертикального распределения (см. пример на рис. 6.5 и табл. 6.1).
2. Произвести идентификацию водных масс по признакам: району формирования, глубине расположения и значениям T,S -индексов. Оценить степень изопикничности для различных слоев и между станциями на фиксированных уровнях.
3. Составить отчет с изложением методики T,S -анализа водных масс, результатов обобщения их вертикальной структуры и выводов об изопикничности вертикальной и горизонтальной трансформации водных масс.

Таблица 6.1

Характеристики водных масс, выделенных по T, S -кривой (рис. 6.5)

Водная масса	Характеристики				Глубина		Толщина слоев, м
	начальные		в момент наблюдения		положения, м		
	$T^{\circ}\text{C}$	$S\text{‰}$	$T^{\circ}\text{C}$	$S\text{‰}$	изяпров	границ	
I	---	---	-1.70	31.60	---	0	40
II	-1.80	34.15	-1.65	34.08	84	40	130
III	2.90	34.95	2.12	34.85	275	170	530
IV	---	---	-0.67	34.80	---	700 - дно	1300

Примечание. I — поверхностная, распределенная ледяным таянием льда, II — подповерхностный холодный соленый слой, III — промежуточная теплая прослойка Атлантических вод, IV — глубинная вода Северного Ледовитого океана.

Контрольные вопросы и задачи

Вопросы

1. Каков геометрический и физический смысл T, S -кривой? Правила выделения водных масс по ней?
2. Что можно сказать о вертикальной структуре водной толщи, если результаты измерений T и S на станции группируются: а) в точку; б) на прямую смещения; в) треугольник смещения; г) в содержащую четыре экстремума T, S -кривую?
3. В чем отличие первичных водных масс от вторичных? Какие факторы вызывают их трансформацию?
4. Почему средиземноморская водная масса погружается по выходе из Гибралтарского пролива на глубину 1500 м, прежде чем начать распространяться в Атлантике на запад?
5. Что такое гидрологические фронты и фронтальные зоны? Критерии и методы их выделения по данным океанографических наблюдений?
6. Охарактеризуйте изопикнический и дипикнический типы движения, критерии и способы их распознавания.

Задачи

1. Определить содержание (в %) каждой из водных масс на прямой смешения, если $S_1 = 34.00\text{‰}$, $S_2 = 35.60\text{‰}$, а в пограничной зоне $S_{1,2} = 34.80\text{‰}$.

2. Изобразите в поле T, S -координат структуру водной толщи, состоящей: а) из однородной воды, б) двух, трех и пяти типов вод.
3. Определите положение точек в треугольнике смещения (см. рис. 6.3), соответствующих содержанию водных масс: а) I=60 %, II=30 %, III=10 %; б) I=20 %, II=50 %, III=30 %.
4. Изобразите T, S -кривую, состоящую из пяти водных масс. На примере одной из них определите T, S -индексы до начала перемешивания и в момент наблюдений.
5. Обладала ли водная масса в своем движении свойством изотропности, если перепад температуры в ее ядре составил $2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а солености $0.50\text{ }‰$, причем $\bar{T} = 10.80\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\bar{S} = 36.20\text{ }‰$.

Литература

1. Жуков Л. А. Общая океанология. — Л.: Гидрометеониздат, 1976, с.96—101, 304—313.
2. Мамаев О.И. Океанографический анализ в системе $\alpha-S-T-P$. — М.: Изд. МГИ, 1963, с. 155—182.
3. Михайлов В.И., Добровольский А.Д. Общая гидрология. — М.: Высшая школа, 1991, с.344—348.
4. Валерианова М. А., Жуков Л. А. Практические работы по курсу "Общая океанология". Учебное пособие. — Л., 1974, с. 48—61.
5. Федоров К.Н. Тонкая термохалинная структура вод океана. — Л.: Гидрометеониздат, 1976, с.74—89.

Работа 7. МОРСКОЙ ЛЕД . КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ И ЗАДАЧИ

По своей структуре эта работа несколько отличается от предыдущих. Не требуя выполнения конкретных методических расчетов, она преследует цель ознакомить студента с миром льда путем прочтения рекомендованной литературы [1—8], размышлений над поставленными вопросами и решения простейших задач по определению физических характеристик морского льда с использованием "Океанографических таблиц" [9]. Другими словами, она призвана дать начальное представление о ледовых процессах и особенностях гидрологического режима полярных вод.

Контрольные вопросы

1. При какой погоде и почему быстрее образуется морской лед: при штилевой или штормовой; при сухой или снежной; при температуре воздуха -20 или -5 °С?
2. При перечисленных выше условиях какой лед будет иметь большую соленость?
3. Какой лед лучше использовать для получения пресной воды — старый или молодой; из верхней или нижней части "кабана"?
4. Почему даже в морозные дни на морском льду иногда образуются лужи?
5. Охарактеризуйте условия, при которых начинаются процессы образования и таяния льда. Что такое равновесная толщина льда?
6. Почему теплота плавления морского льда не является константой?
7. Что такое пористость льда и как она влияет на теплофизические характеристики морского льда?
8. Механические свойства, основные виды и стадии деформации образца морского льда.
9. По каким признакам классифицируются льды в океанах и морях?
10. Какие факторы определяют движение морских льдов? Что такое изобарический дрейф льда?
11. Как образуются айсберги, какой формы и размеров они бывают?
12. Что понимается под ледовитостью моря? Чем определяется толщина и граница распространения морских льдов?
13. Каковы особенности термической, соленостной и плотностной стратификации вод полярных морей?

14. В чем сущность антарктической ледовой машины перемешивания?
15. Каковы причины скудного водообразования биологических систем в Северном Ледовитом океане по сравнению с Южным океаном?
16. При каких условиях однажды уничтоженные арктические льды не восстановятся в своих прежних размерах?

Задачи

Общие указания. Все помещенные ниже задачи решаются с помощью "Океанографических таблиц" [9], номера которых указаны в скобках, например [табл. 3.4], или же с использованием простых соотношений, приведенных в [3]. Результаты определений или вычислений необходимо перевести в размерность СИ. Ответы прокомментировать в соответствии с целевым назначением задачи.

1. Определить количество пресного льда M_n и рассола M_p в 1 кг морского льда при:
 - а) $T_n = -5^\circ\text{C}$, $S_n = 4\text{‰}$;
 - б) $T_n = -10^\circ\text{C}$, $S_n = 8\text{‰}$ [табл. 3.4].

Для оценки искомых величин можно использовать соотношения

$$M_n = M_n + M_p, M_n = M_n \left(1 - \frac{S_n}{S_p}\right), \quad (7.1)$$

где S_p — соленость рассола [табл. 3.3].

2. Определить плотность пресного льда, морского ($S_n = 6\text{‰}$) льда и рассола солевых ячеек, если $T_n = -5^\circ\text{C}$; -20°C . [табл. 3.1, 3.5].
3. Как изменится плотность морского льда ($T_n = -10^\circ\text{C}$, $S_n = 8\text{‰}$), если вытечет: а) половина рассола; б) весь рассол. Решение находится с помощью соотношения

$$\rho_n = \rho_0 \left(1 - \frac{n}{100}\right), \quad (7.2)$$

где ρ_0 — плотность морского льда при отсутствии пузырьков воздуха [табл. 3.5]; n — пористость льда в % [табл. 3.2].

4. Определить эффективную теплоемкость и теплоту плавления морского льда, если $T_n = -15^\circ\text{C}$, $S_n = 5\text{‰}$ [табл. 3.6, 3.7].

5. Сколько нужно затратить тепла, чтобы 5 кг морского льда (при тех же значениях $T_{л}$ и $S_{л}$, что и в предыдущей задаче) превратить в кипящую воду?
6. Определить коэффициент температуропроводности морского льда, если $T_{л} = -6\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S_{л} = 4\text{ }‰$; $T_{л} = -10\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S_{л} = 8\text{ }‰$ [табл. 3.28].
7. Определить прирост льда при числе градусо-дней мороза $R=500$ и начальной толщине льда: а) 0 м; б) 1 м [табл. 3.15].
8. Какой толщины образуется лед, если конвекцией будет охвачен слой 0—25 м, а на нижней его границе $T = 2.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S = 26.40\text{ }‰$.
Указание: см. работу 4 настоящего Практикума.
9. Образуется ли многолетний лед, если число градусо-дней мороза за зиму 1500, а летом сверху стает 0.8 м [табл. 3.15].
10. Определить осадку столбовидного айсберга, если $T_{л} = -5\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S_{л} = 4\text{ }‰$; $T_{в} = -0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S_{в} = 34.5\text{ }‰$ [табл. 3.28].

Литература

1. Бородачев В. Е., Гаврило В. П., Казанский М. М. Словарь морских ледовых терминов. — СПб: Гидрометеондат, 1994. — 126 с.
2. Егоров Н. И. Физическая океанография. — Л.: Гидрометеондат, 1974, с. 119—142.
3. Жуков Л. А. Общая океанология. — Л.: Гидрометеондат, 1976, с. 314—342.
4. Захаров В. Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. — Л.: Гидрометеондат, 1981. — 136 с.
5. Котляков В. М. В мире снега и льда. — М.: Наука, 1994. — 286 с.
6. Михайлов В. Н., Добровольский А. Д. Общая гидрология. — М.: Высшая школа, 1991, с. 297—303.
7. Мотрохов В. А. Введение в военно-морскую географию. — СПб, ВВМ уч. им. Фрунзе, 1992, с. 70—84.
8. Нешиба С. Океанология. — М.: Мир, 1991, с. 336—356.
9. Океанографические таблицы. — Л.: Гидрометеондат, 1975, с. 247—254.

Светлана Михайловна Гордеева

Петр Павлович Провоторов

ОБЩАЯ ОКЕАНОЛОГИЯ.

Часть I. ГИДРОФИЗИКА ОКЕАНА. ПРАКТИКУМ

Редактор *О. Д. Рейнгерц*

Подписано в печать *14.10* Формат 60 х 84 1/16. Бумага кн.-жур. светлая.

Печать офсетная. Печ. л. 4.0 Уч.-изд.л. 4.0

Тир. 300 экз. Зак. *70*

195196, Спб, Малоохтинский пр., 98, РГГМИ

Тип. *ВАС*

