

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ

---

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ  
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ  
КАЗАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

*Факультет географии и экологии*

ЗАДАНИЯ К САМОСТОЯТЕЛЬНЫМ  
ПРАКТИЧЕСКИМ ЗАНЯТИЯМ  
ПО КУРСУ  
ОКЕАНОЛОГИЯ

Часть I

Учебно-методическое пособие

КАЗАНЬ  
2008

Печатается по решению методической комиссии  
факультета географии и экологии  
Казанского государственного университета  
Утверждено на заседании кафедры метеорологии,  
климатологии и экологии атмосферы  
Протокол № 9 от 13 февраля 2008 года

***Составители:***

М.А. Верещагин, Г.Р. Сафина

***Под редакцией***

проф. Ю.П. Переведенцева

**Задания к самостоятельным практическим занятиям по курсу «Океанология».** Часть I: Учебно-методическое пособие. Для студентов, обучающихся по специальностям «Метеорология» и «География» / М.А.Верещагин, Г.Р.Сафина; Под ред. Ю.П.Переведенцева. – Казань: КГУ, 2008. – 17 с.

Учебно-методическое пособие написано в соответствии с требованиями типовой учебной программы дисциплины «Океанология» для студентов, обучающихся по специальности 012600 – «Метеорология». Оно может быть также использовано студентами, обучающимися по специальности 012500 - «География» при углубленном изучении отдельных тем по курсу «Общая гидрология».

## СОДЕРЖАНИЕ

1. СООТНОШЕНИЯ ПЛОЩАДЕЙ ПОВЕРХНОСТЕЙ ОКЕАНОВ И СУШИ	4
2. МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ДНА ОКЕАНОВ	5
3. СОЛЕННОСТЬ И ОСНОВНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОРСКОЙ ВОДЫ	6
3.1. Соленость морской воды	6
3.2. Температура морской воды	7
3.3. Теплоемкость морской воды	8
3.4. Плотность морской воды	9
3.5. Давление в толще воды	10
3.6. Температура замерзания и наибольшей плотности	12
4. ПРОЦЕССЫ ПЕРЕМЕШИВАНИЯ И ОБМЕНА В МОРЯХ И ОКЕАНАХ	14
4.1. Формулы перемешивания	14
4.2. T,S-соотношения	15
4.3. Вертикальная устойчивость водных масс	16
ЛИТЕРАТУРА	17

# 1. СООТНОШЕНИЯ ПЛОЩАДЕЙ ПОВЕРХНОСТЕЙ ОКЕАНОВ И СУШИ

Из общей площади планеты Земля, равной 510 млн км<sup>2</sup>, 361 млн км<sup>2</sup> занимают воды Мирового океана (МО), что составляет около 71% всей ее поверхности. Преобладание водного пространства над сушей определяет многие свойства Земли и в их числе ряд важных проявлений современного глобального климата.

Вместе с тем суша и водное пространство распределены на поверхности Земли весьма неравномерно. Предлагаемое ниже задание ставит своей целью дальнейшее расширение представлений об особенностях распределения вод МО и суши по поверхности планеты.

**З а д а н и е 1.1.** Построить диаграмму распределения вод МО и суши по широтам ( $\varphi$ ) в пределах широтного пространства  $80^\circ$  ю.ш.  $\geq \varphi \leq 85^\circ$  с.ш., начиная с  $\varphi = 0^\circ$ , и далее с шагом по пространству  $\Delta\varphi = 10^\circ$ . Составить краткое описание результатов анализа диаграммы.

**Р е к о м е н д а ц и и к в ы п о л н е н и ю з а д а н и я.** Для широтного круга  $\varphi$  с помощью курвиметра оценить полную длину  $S(\varphi)$  (в делениях шкалы курвиметра). Затем, следуя вдоль того же широтного круга, выполнить оценку суммарной протяженности водной поверхности  $S'(\varphi)$ . Наличием островов небольшой долготной протяженности можно пренебречь. Далее оценить величину отношения:

$$f(\varphi) = [S'(\varphi)/S(\varphi)] 100\% , \quad (1.1)$$

отражающего долю водного пространства в полной длине широтного круга.

Числовое значение  $f(\varphi)$  показать в виде точки в системе координат, в которой вдоль оси абсцисс размещены все возможные значения  $f(\varphi)$  [ $0 \leq f(\varphi) \leq 100\%$ ], а вдоль оси ординат – широты ( $\varphi$ ).

Описанную процедуру далее повторить для всех других широтных кругов. Образовавшуюся систему точек соединить плавной огибающей кривой. Абсциссы  $f(\varphi)$  будут отражать географические особенности распределения водного пространства (и суши) по широтным зонам.

Анализ диаграммы  $f(\varphi)$  сводится к выявлению широтных поясов Земли с наибольшей и наименьшей степенью их охвата водным пространством.

**И с х о д н ы й м а т е р и а л.** Карты [2], с.26-27.

**О т ч е т н ы й м а т е р и а л.** Диаграмма распределения вод МО по широтам и краткое описание результатов анализа.

## 2. МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ДНА ОКЕАНОВ

Совокупность неровностей дна морей и океанов из положительных (выпуклых) и отрицательных (вогнутых) форм, имеющих разнообразные очертания, размеры, возраст и историю развития, определяется как его рельеф.

К основным элементам рельефа дна морей и океанов относят:

- подводные окраины материков,
- ложе океана.

Подводные окраины материков включают в себя шельф или материковую отмель (с глубинами в среднем до  $h \leq 200$  м), материковый склон (с глубинами от 200 до 2000 м), материковое подножие (глубины от 2000 до 2500 м).

На ложе океана выделяют как положительные, так и отрицательные формы рельефа. К первым относятся срединно-океанические хребты (СОХ), подводные плато, отдельные горы-гайоты (в т.ч. потухшие вулканы); ко вторым – котловины, ложбины и океанические желоба ( $h > 6000$  м).

Рельеф дна морей и океанов имеет ключевое значение для понимания таких явлений, свойств и образований водной среды, как глубинная и придонная циркуляция, распределение с глубиной температуры и плотности воды, водные массы и др.

Предлагаемые ниже задания ориентированы на практическое закрепление знаний об особенностях устройства рельефа дна океанов.

**З а д а н и е 2.1.** Выполнить краткое описание рельефа дна северной ( $\varphi \geq 0^\circ$  с.ш.) части Атлантического океана с использованием установившихся общегеографических названий его основных морфоструктурных образований.

**И с х о д н ы й м а т е р и а л.** Карты [2], с.28.

**О т ч е т н ы й м а т е р и а л.** Описание рельефа дна указанной части Атлантического океана.

**З а д а н и е 2.2.** Построить схему профиля дна Атлантического океана в вертикальной плоскости, проходящей через порты Нью-Йорк ( $N$ ) и Рабат ( $R$ ).

**И с х о д н ы й м а т е р и а л.** Карты [2], с.28.

**Р е к о м е н д а ц и и к в ы п о л н е н и ю з а д а н и я.** Подобрать масштаб глубин (и высот островов), достаточный для отображения неровностей дна, фиксируемых на картах [2]. Прочертить (в более мелком масштабе) в виде прямой  $RN$  расстояние между портами. На отрезке  $RN$  показать положения точек, где плоскость сечения пересекается с изобатами с соответствующими отметками глубин. Отметки глубин в принятом масштабе отложить в виде нормалей к прямой  $RN$  (вниз), а затем концы нормалей соединить плавной кривой, которая и будет отображать (приближенно)

профиль дна. Таким же образом воспроизводятся (вверх от прямой  $RN$ ) и вершины островов. В точках  $N$  и  $R$  кривая профиля дна пересекается с прямой  $RN$  и обрывается.

О т ч е т н ы й м а т е р и а л. Схема профиля дна океана.

### 3. СОЛЕННОСТЬ И ОСНОВНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОРСКОЙ ВОДЫ

#### 3.1. Соленость морской воды

Соленость морской воды определяется как масса (в граммах) всех твердых минеральных веществ, содержащихся в 1 кг морской воды при условии, что бром и йод замещены эквивалентным количеством хлора, все углекислые соли переведены в окислы, а все органические вещества сожжены при температуре  $480^{\circ}\text{C}$  [4, 6, 8]. Соленость морских вод (МВ) выражается в г/кг, т.е. в тысячных долях – промилле и обозначается как  $S\text{‰} = S$ .

Соленость МВ определяет многие ее свойства: плотность, температуры замерзания ( $T_z$ ) и наибольшей плотности ( $T_m$ ), гидростатическое состояние. Она оказывает существенное влияние на условия скрытого теплообмена между океаном и атмосферой и рассматривается как важный источник активных ядер конденсации. Пространственная неоднородность полей  $S$  является одним из факторов возникновения термохалинной циркуляции. В связи с этим важно учитывать географические особенности распределения солености на поверхности МО.

З а д а н и е 3.1. Построить кривые широтного распределения средних годовых величин соленостей  $S(\varphi)$  на поверхности Атлантического океана вдоль меридианов  $55^{\circ}$  и  $20^{\circ}$  з.д. в широтной зоне  $15 - 60^{\circ}$  с.ш. Охарактеризовать направленность общих (для обоих меридианов) тенденций в изменениях  $S(\varphi)$  и выявить их индивидуальные отличительные особенности. С использованием [3 – 6, 8] дать объяснения в установленных изменениях  $S(\varphi)$ .

И с х о д н ы й м а т е р и а л. Карты распределения средних годовых величин соленостей [1].

Р е к о м е н д а ц и и к в ы п о л н е н и ю з а д а н и я. Для каждого меридиана с карт [1], начиная с  $\varphi = 15^{\circ}$  с.ш., и с шагом по широте  $\Delta\varphi = 5^{\circ}$  снять интерполированные значения  $S$ , а затем их разместить в виде точек в пространстве координат, в котором вдоль оси абсцисс размещены широты ( $\varphi$ ), а вдоль оси ординат – значения солености [ $S(\varphi)$ ]. Точки, принадлежащие одному и тому же меридиану, соединить плавной огибающей кривой.

О т ч е т н ы й м а т е р и а л. Графики распределения  $S(\varphi)$  на меридианах. Анализ кривых распределения  $S(\varphi)$ .

### 3.2. Температура морской воды

Температура ( $T$ ) морской воды (МВ) является важным индикатором ее теплового состояния и интенсивности теплового взаимодействия океана и атмосферы. Термический режим МО во многом определяет тепловой режим и климат планеты.

Поля температуры морей и океанов формируются под воздействием множества факторов:

- поступления тепла от Солнца и из атмосферы и обратной его отдачи в атмосферу,
- поступления тепла из верхних или нижележащих слоев воды (вертикальный теплообмен),
- горизонтальной адвекции тепла в водной среде и атмосфере.

Для развития представлений о процессах теплового взаимодействия океана и атмосферы чрезвычайно важным является учет особенностей распределения температуры на поверхности МО. На распределение температуры поверхности океана (ТПО) большое влияние оказывают расчлененность водного пространства материками и океаническими течениями.

При отсутствии материков ТПО зависела бы лишь от широты места и ход изотерм совпадал бы с параллелями. В действительности же, за исключением южной части МО, распределение ТПО резко отличается от указанного выше.

З а д а н и е 3.2. Построить кривые долготного распределения ТПО в августе на поверхности Атлантического океана вдоль широтных кругов  $50^\circ$  ю.ш.,  $30^\circ$  и  $55^\circ$  с.ш. Дать оценку направленности изменений ТПО от восточных к западным побережьям океана. С использованием [4 – 6, 8] дать объяснения установленных особенностей изменений ТПО.

И с х о д н ы й м а т е р и а л. Карты распределения ТПО [1].

Р е к о м е н д а ц и и к в ы п о л н е н и ю з а д а н и я. Для указанных широтных кругов с карт [1], начиная с восточных побережий (для  $\varphi=50^\circ$  ю.ш. – с меридиана м.Горн) и вплоть до западных (до меридиана м.Игольный) с шагом по долготе  $\Delta\lambda=10^\circ$  снять интерполированные значения ТПО, а затем их отложить в виде точек в пространстве с осями координат: ось  $OX$  – долготы ( $\lambda$ , град), ось  $OY$  –  $T(\lambda), ^\circ\text{C}$ . Точки, принадлежащие одному и тому же широтному кругу, соединить плавной огибающей кривой.

О т ч е т н ы й м а т е р и а л. Графики распределения  $T(\lambda)$  на заданных широтных кругах. Анализ кривых распределения  $T(\lambda)$ .

З а д а н и е 3.3. Построить кривую широтного распределения ТПО на поверхности Атлантического океана в августе вдоль меридиана  $\lambda=35^\circ$  з.д. в широтной зоне  $60^\circ$  ю.ш. –  $60^\circ$  с.ш. Охарактеризовать направленность изменений  $T(\varphi)$  и выявить их индивидуальные особенности в Северном и Южном полушариях.

Исходный материал. Карты распределения ТПО [1].

Рекомендации к выполнению задания. В плоскости меридиана  $\lambda=35^\circ$  з.д. с шагом по широте  $\Delta\varphi=5^\circ$  снять интерполированные значения  $T(\varphi)$ , а затем отложить их в виде точек в системе координат: ось абсцисс – широты ( $\varphi$ ), ось ординат –  $T(\varphi)$ . Точки соединить плавной кривой.

Отчетный материал. График распределения  $T(\varphi)$  на меридиане  $\lambda=35^\circ$  з.д. Анализ кривой распределения  $T(\varphi)$ .

### 3.3. Теплоемкость морской воды

Удельная теплоемкость дистиллированной воды при постоянном давлении и интервале температур  $19,5 \leq T \leq 20,5^\circ \text{C}$  составляет  $c_p=4,19 \cdot 10^3$  Дж/кг К и принимается за эталон. Теплоемкость МВ зависит от ее солености (табл. 3.1).

Таблица 3.1

**Удельная теплоемкость МВ [ $c_p \cdot 10^3$  Дж/кг К] при постоянном давлении**

S, ‰	0	10	20	30	40
$c_p$	4,18	4,053	3,982	3,932	3,902

Теплоемкость воды выше, чем у большинства веществ (кроме водорода, для которого  $c_p=14,28 \cdot 10^3$  Дж/кг К и жидкого аммиака с  $c_p=5 \cdot 10^3$  Дж/кг К), и выше, чем у сухого воздуха ( $c_p=1,005 \cdot 10^3$  Дж/кг. К).

Указанное обстоятельство имеет большое значение для сложившегося термического режима атмосферы. В осеннее-зимний период, когда поверхность океана теплее соприкасающегося с ним воздуха, последний нагревается.

Пусть  $\rho_w, v_w, c_{pw}$  – соответственно плотность МВ, ее некоторый объем и удельная теплоемкость. На буквенные переменные  $\rho, v, c_p$  запишем те же показатели для сухого воздуха. По закону сохранения энергии можно записать

$$\rho_w v_w c_{pw} = \rho v c_p. \quad (3.1)$$

Положим далее  $V_w=1 \text{ м}^3$ , тогда при его охлаждении на  $1^\circ \text{C}$  будет достигнуто нагревание на  $1^\circ \text{C}$

$$V = \frac{\rho_w * 1 * c_{pw}}{\rho c_p} = \frac{\rho_w * c_{pw}}{\rho c_p} \quad (3.2)$$

объемов воздуха. Можно принять при этом, что  $\rho = 1,25 \text{ кг/м}^3$ . Поскольку  $\rho_w \gg \rho$ ,  $c_{pw}/c_p \cong 4$ , то окажется, что произойдет нагревание большого ( $v \gg v_w=1 \text{ м}^3$ ) числа объемов воздуха. Это показывает, что при осенне-



зимнем охлаждении океан передает атмосфере огромное количество тепла, смягчая тем самым климат, в особенности над самим океаном и в прибрежных областях материков [4].

**З а д а н и е 3.4.** Температура МВ понизилась на 1°C. Какой объем (м<sup>3</sup>) приводного слоя воздуха при этом может оказаться прогретым на 1°C, если соленость МВ принимает значения 10, 20, 30, 35 ‰?

О т ч е т н ы й м а т е р и а л. Оценки величин  $v_{10}, v_{20}, v_{30}, v_{35}$ .

### 3.4. Плотность морской воды

Плотность МВ ( $\rho$ ) является одной из важнейших характеристик ее физического состояния. Она представляет собой массу воды, заключенную в единице объема

$$\rho = m/v. \quad (3.3)$$

Здесь  $m$  – масса,  $v$  – объем. В Международной системе единиц измерений (СИ) плотность задается в кг/м<sup>3</sup>, в системе СГС – в г/см<sup>3</sup>.

Плотность МВ является сложной функцией ее солености ( $S$ ), температуры ( $T$ ) и давления ( $P$ )

$$\rho = f(S, T, P). \quad (3.4)$$

Равенство (3.4) определяется как уравнение состояния МВ. Сложный вид зависимости (3.4) не позволяет составить достаточно простое уравнение состояния. Поэтому было предложено множество приближенных уравнений состояния. Примерами такого рода уравнений могут быть формулы В.Ф.Бончковского, Ф.Д.Бублейникова

$$\rho = 1,0295 - 4,02 \cdot 10^{-5} T - 6 \cdot 10^{-6} T^2 + 7,7 \cdot 10^{-4} (S - 35), \quad (3.5)$$

П.С.Линейкина

$$\rho = 1 + 10^{-3} (\varepsilon_1 S + \varepsilon_2 T - \varepsilon_3 ST - \varepsilon_4 T^2 + \varepsilon_5 P) \quad (3.6)$$

и многих других (Кнудсена, Экмана, Свердруп, Хессельберга).

В формулах (3.4) – (3.6)  $T$  и  $S$  – температура (°C) и соленость (‰) соответственно;  $\varepsilon_1 = 0,82$ ;  $\varepsilon_2 = 6,89 \cdot 10^{-2}$ ;  $\varepsilon_3 = 3,90 \cdot 10^{-3}$ ;  $\varepsilon_4 = 9,88 \cdot 10^{-4}$ ;  $\varepsilon_5 = 5 \cdot 10^{-8}$ ;  $P$  – давление (децибары) в водной толще;  $\rho$  – в г/см<sup>3</sup>.

В практических расчетах числовые оценки  $\rho$  рекомендуется осуществлять до 5-го знака после запятой если она оценивается в г/см<sup>3</sup>, и до 2-го знака после запятой, если  $[\rho] = \text{кг/м}^3$ . Однако оперировать большими числами, изменяющимися лишь в последних знаках (например,  $\rho = 1029,57$

кг/м<sup>3</sup>) неудобно. Поэтому для упрощения вычислений вводится понятие условной плотности

$$\sigma_T = (\rho - 1000) \text{ кг/м}^3, \quad (3.7)$$

если  $[\rho] = \text{кг/м}^3$  или

$$\sigma_T = (\rho - 1) * 10^3, \quad (3.8)$$

если в качестве  $\rho$  принимается удельный вес МВ, при этом  $\sigma_T$  не имеет физической размерности.

Если плотность воды рассматривается с учетом всех действующих факторов (3.4), условная плотность записывается с индексами  $\sigma_{стр}$ . Если давление воды не учитывается, то условная плотность записывается в виде  $\sigma_{ст}$  или просто  $\sigma_T$  (с учетом малого влияния  $S$ ).

Для быстрого определения  $\rho$  и связанных с нею других физических характеристик МВ (ее удельный вес и удельный объем) рекомендуется использование таблиц [7].

**З а д а н и е 3.5.** С использованием формулы (3.5) и ПЭВМ построить номограмму, адаптированную для быстрого (графического) определения  $\rho$  по заданным значениям температуры ( $T$ ) и солёности ( $S$ ) МВ‰.

**Р е к о м е н д а ц и и к в ы п о л н е н и ю з а д а н и я.** Предлагаемая для машинного построения номограмма должна представлять собой плоское пространство координат (ось абсцисс –  $T(^{\circ}\text{C})$ ,  $0 \leq T \leq 35^{\circ}\text{C}$ ; ось ординат –  $\rho$  (г/см<sup>3</sup>),  $(0,990 \leq \rho \leq 1,035 \text{ г/см}^3)$ , в котором чертится система равноотстоящих изогалин  $S = 0,5, 10, 15 \text{ ‰}$  и далее до  $S = 40 \text{ ‰}$  с шагом  $\Delta S = 5 \text{ ‰}$ .

**О т ч е т н ы й м а т е р и а л.** Номограмма для расчетов плотности МВ по задаваемым значениям  $T$  и  $S$ .

**З а д а н и е 3.6.** С использованием ранее (задание 3.5) построенной диаграммы  $\rho(T, S)$  оценить значения условных плотностей воды  $\sigma_{ст}$  при нижеследующих величинах ее температуры ( $T$ ) и солёности ( $S$ ) (табл. 3.2).

Таблица 3.2

**Плотность МВ (кг/м<sup>3</sup>) при различных значениях  $T$  и  $S$**

$T, ^{\circ}\text{C}$	10	15	20
$S, \text{‰}$	5	10	15
$\sigma_{ст}, \text{кг/м}^3$			

### 3.5. Давление в толще воды

Давление  $P(h)$  в водной толще на глубине  $h$

$$P(h) = P_o + g \int_0^h \rho(T, S) dh \quad (3.9)$$

зависит от особенностей вертикального распределения температуры, солёности в вышележащем слое воды, атмосферного давления  $P_o$  и является

также одним из важнейших показателей ее физического состояния. Здесь  $g = 9,81 \text{ м/с}^2$  – ускорение свободного падения, остальные обозначения прежние.

Если из результатов определений плотности  $\rho$  на различных уровнях найти среднее ее значение  $\rho$  в слое  $0 - h$ , то для расчетов  $P(h)$  получаем линейную зависимость

$$P(h) = P_0 + g \rho h. \quad (3.10)$$

Единицами измерений  $P(h)$  могут быть:  $\text{Н/м}^2$ , бары ( $1 \text{ б} = 10^5 \text{ Н/м}^2$ ), децибары ( $1 \text{ дб} = 10^4 \text{ Н/м}^2$ ), числа атмосфер ( $1 \text{ атм} = 1,01325 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$ ) и др. Поверхности  $P = \text{const}$  определяются как изобарические.

Неоднородность полей давления в горизонтальной плоскости является одним из источников возникновения геострофической составляющей циркуляции водных масс. Циркуляция глубинных и придонных водных масс создается в основном за счет горизонтальной неоднородности полей давления.

Задание 3.7. Положив в качестве характерного значения плотности  $\rho = 1.03 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$  [4, 5], построить график распределения давления  $P(h)$  (в атм) в водной толще.

Рекомендации к выполнению задания. Прямая  $P(h)$  строится в системе координат: ось  $X - P$  (атм), ось  $Y -$  глубины  $h$  ( $0 \leq h \leq 12 \text{ км}$ ).

Отчетный материал. График функции  $P(h)$ .

Задание 3.8. В точках  $A, B, C, D$  гидрологических наблюдений, лежащих на одинаковом расстоянии друг от друга, вдоль одного меридиана и в порядке убывания их широт [ $\varphi(D) > \varphi(C) > \varphi(B) > \varphi(A)$ ], получены оценки условных плотностей  $\sigma_t$  на разных глубинах (табл. 3.3).

Таблица 3.3

### Распределение $\sigma_t(h)$ в точках наблюдений

h (м)	A	B	C	D	h (м)	A	B	C	D
0	24.0	25.5	26.7	27.5	300	26.5	26.2	27.1	27.8
100	24.5	26.2	27.1	27.1	400	27.0	27.0	27.0	27.8
200	26.0	26.5	27.2	27.8	500	27.1	27.0	27.1	27.8

Построить вертикальный разрез поля давления в толще  $0 - 500 \text{ м}$ . Оценить направление (по странам света) наклона изобарических поверхностей и геострофической составляющей движения водной массы.

Рекомендации к выполнению задания. Пересчитать все значения  $\sigma_t$  (табл. 3.2) в полные значения плотностей  $\rho$ . На поверхности воды ( $h = 0$ ) для всех точек положить  $P_0 = 1 \text{ атм}$ . В плоской системе координат (ось  $X -$  точки  $A, B, C, D$ ; ось  $Y -$  глубины  $h$ ) в точках,

образованных пересечением абсцисс ( $A, B...$ ) с ординатами  $h$  проставить величины давления  $P(x, y)$  в атм. В образовавшемся поле давления  $P(x, y)$  провести изолинии  $P = const$  с шагом  $\Delta P = 5$  атм:  $P = 5, 10, 15, 20...$ , 50 атм. Указанные изолинии следует рассматривать как изобары. Далее следует переходить к выполнению заключительной части задания.

**О т ч е т н ы й м а т е р и а л.** Вертикальный разрез поля давления (чертеж). Анализ направленности наклона и геострафической составляющей движения водной массы.

### 3.6. Температуры замерзания и наибольшей плотности

Температура замерзания ВМ ( $T_3$ ) представляет собою пороговый показатель ее теплового состояния, начиная с которого берет свое начало процесс льдообразования. Согласно [4-6, 8],  $T_3$  имеет тенденцию понижаться с увеличением солёности. Указанная зависимость описывается формулой Б.Хелланда-Хансена

$$T_3, ^\circ\text{C} = -0,003 - 0,0527 S - 0,00004 S^2 - 0,0000004 S^3. \quad (3.11)$$

Если при этом пренебречь 3-м и 4-м членами правой части равенства (3.7), получим более простую зависимость

$$T_3, ^\circ\text{C} = -0,003 - 0,0527 S. \quad (3.12)$$

Пресная вода имеет наибольшую плотность при температуре  $T_m = 4$  °C [3]. С повышением солёности температура наибольшей плотности  $T_m$  быстро понижается, что следует из эмпирической формулы Кнудсена-Крюммеля

$$T_m, ^\circ\text{C} = 3,95 - 0,25 S - 0,0001 S^2 + 0,000002 S^3 \quad (3.13)$$

и ее несколько приближенного представления

$$T_m, ^\circ\text{C} = 3,95 - 0,25 S. \quad (3.14)$$

В формулах (3.7) – (3.10) солёность  $S$  задается в промилле (‰).

Прямые (3.12), (3.14) целесообразно рассматривать в единой системе координат с осями:  $OX - S$  ‰,  $OY - T$  °C. При этом можно убедиться, что указанные прямые пересекаются в точке с координатами:  $S = 24,695$  ‰,  $T = -1,332$  °C. При  $S \leq 24,695$  ‰  $T_m > T_3$ , что свойственно пресной (распресненной) воде. При  $S > 24,695$  ‰  $T_m < T_3$ . По предложению Н.М.Книповича эти два типа вод называются солоноватыми и морскими.

Совместный анализ зависимостей  $T_3$  и  $T_m$  позволяет вскрыть существенные различия в протекании плотностной (свободной) конвекции,

условий льдообразования и прогрева поверхностного слоя воды в весенний период.

**З а д а н и е 3.9.** Построить в описанной выше единой системе координат прямые  $T_3(S)$  и  $T_m(S)$  (3.14).

**Р е к о м е н д а ц и и к в ы п о л н е н и ю з а д а н и я.** При построении осей единой системы координат подобрать такие масштабы их построения, которые бы обеспечивали воспроизводство  $S$  и  $T_3$  ( $T_m$ ) с точностью до десятых долей от их целых значений.

**О т ч е т н ы й м а т е р и а л.** Графики зависимостей  $T_3(S)$  и  $T_m(S)$ .

**З а д а н и е 3.10.** С использованием построенных ранее (задание 3.6) графиков  $T_3(S)$  и  $T_m(S)$  и величин соленостей на поверхности отдельных морей (табл. 3.4) оценить соответствующие им значения  $T_3$  и  $T_m$ . Определить части морей, где имеются наиболее (наименее) благоприятные условия для начала осенне-зимнего льдообразования.

Таблица 3.4

**Солености (‰) морей и соответствующие им  $T_3$  и  $T_m$  (°С)**

Моря	Части морей	$S$ , (‰)	$T_3$ °С	$T_m$ °С
Балтийское	Западная	11		
	Центральная	7-8		
	Финский залив (о.Котлин)	2		
Белое	Вход в пр.Горло	34-34,5		
	Пролив Горло	29-30		
	Центральная часть	27,5-28		
Черное	Средняя	18,3		
	Северо- Западная	19-17		

**О т ч е т н ы й м а т е р и а л.** Заполненная таблица 3.4. Указание морей (их частей), где имеются наиболее (наименее) благоприятные условия для начала осенне-зимнего льдообразования.

**З а д а н и е 3.11.** В некоторой точке гидрологических измерений в момент начала осеннего охлаждения температура поверхности воды составляла 8° С, а соленость – 10 ‰. С помощью графиков  $T_3(S)$  и  $T_m(S)$  (задание 3.9) определить:

- диапазон последующих изменений температуры поверхности воды, при которых в поверхностном слое разовьется процесс конвективного перемешивания;
- температуру слоя, охваченного конвекцией, при которой она прекратится.

## 4. ПРОЦЕССЫ ПЕРЕМЕШИВАНИЯ И ОБМЕНА В МОРЯХ И ОКЕАНАХ

### 4.1. Формулы перемешивания

Процессы перемешивания представляют собою проникновение частиц водных масс из одного слоя в другой. При этом обеспечивается перенос тепла, солей, газов и других субстанций между слоями и происходит выравнивание их физических свойств. Это осуществляется за счет действия следующих механизмов:

- молекулярной (броуновской) диффузии,
- турбулентного обмена (при волновых движениях и действии сил вязкости),
- плотностной (свободной или гравитационной) конвекции.

Из указанных основных видов перемешивания наибольшее значение в естественных условиях имеют турбулентное и конвективное перемешивание. Последнее достигает наибольшей интенсивности при осенне-зимнем охлаждении поверхностного слоя воды.

При соприкосновении водных масс, значительно различающихся по своим физическим характеристикам, образуется граничная зона, представляющая собой смесь отдельных компонент в различных соотношениях [4].

Для количественного определения компонент в образовавшейся смеси по измерениям температуры, солености и других характеристик используются формулы смешения.

Пусть в некотором районе расположены соприкасающиеся между собой два однородных слоя воды. Протяженность одного из них равна  $h_1$ , другого –  $h_2$ . Состояние первого слоя описывается характеристикой  $b_1$  (температура, соленость), второго –  $b_2$ . Требуется определить, в каком соотношении ( $h_1/h_2 = ?$ ) смешаны первичные водные массы, если в итоге перемешивания в граничной зоне будет наблюдаться значение характеристики  $b_{12}$ ?

Следуя [4], можно записать:

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{b_2 - b_{12}}{b_{12} - b_1}. \quad (4.1)$$

Равенство (4.1) определяется как формула смешения. Формула (4.1) пригодна для решения и другой задачи. Если показатели соприкасающихся водных масс заранее известны, то можно оценить и само значение характеристики  $b_{12}$ , которую следует ожидать в результате их смешения

$$b_{12} = \frac{(b_1 h_1 + b_2 h_2)}{(h_1 + h_2)}. \quad (4.2)$$

Формула (4.2) определяет среднее взвешенное значение характеристики  $b_{12}$ , для которой весовыми множителями являются толщины  $h_1$  и  $h_2$ . При  $h_1 = h_2$  формула преобразуется в формулу для определения средней арифметической величины.

Как следует из [4], формула смешения неточна при определении плотности ВМ ( $\rho_{12}$ ) вследствие явления уплотнения при процессах смешения.

З а д а н и е 4.1. В некотором районе МО соприкасаются два неоднородных слоя воды. В одном из них  $T_1 = 18^\circ\text{C}$ , в другом –  $T_2 = 24^\circ\text{C}$ . Измерения в граничной зоне показывают температуру (поверхности воды)  $T_{12} = 20^\circ\text{C}$ . Определить, в каком соотношении ( $h_1/h_2$ ) смешаны первичные массы вод в месте измерения температуры воды?

О т ч е т н ы й м а т е р и а л. Оценка отношения  $h_1/h_2$ .

З а д а н и е 4.2. Слой воды с вертикальной протяженностью  $h_1 = 10$  м при температуре  $26^\circ\text{C}$  и солёности  $S = 36\text{ ‰}$  интенсивно перемешивается с нижележащим слоем ( $h_2 = 20$  м,  $T_2 = 15^\circ\text{C}$ ,  $S_2 = 34\text{ ‰}$ ). Оценить значение температуры ( $T_{12}$ ) и солёности ( $S_{12}$ ) в образующейся смеси.

О т ч е т н ы й м а т е р и а л. Оценки  $T_{12}$  и  $S_{12}$ .

#### 4.2. $T, S$ - соотношения

Процесс смешивания МВ предполагает одновременный обмен между соприкасающимися слоями всеми их свойствами. Главными из них являются температура и солёность. Следуя равенству (4.1), для случая смешивания двух разнородных типов вод можно записать

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{T_2 - T_{12}}{T_{12} - T_1} = \frac{S_2 - S_{12}}{S_{12} - S_1}. \quad (4.3)$$

Отсюда следует, что температура ( $T_{12}$ ) и солёность ( $S_{12}$ ) смеси связаны между собою  $T, S$ -соотношением [4]

$$T_{12} = \frac{(S_2 T_1 - S_1 T_2)}{(S_2 - S_1)} + \frac{(T_2 - T_1)}{(S_2 - S_1)} S_{12}. \quad (4.4)$$

Таким образом, определенной температуре смеси двух вод соответствует строгое знание солёности, и наоборот.

З а д а н и е 4.3. Проба воды, образовавшейся в результате смешения двух слоев с начальными характеристиками  $T_1 = 15^\circ\text{C}$ ,  $S_1 = 32\text{ ‰}$  и  $T_2 = 20^\circ\text{C}$ ,  $S = 34\text{ ‰}$ , имеет температуру  $T_{12} = 18^\circ\text{C}$ . Определить ее солёность  $S_{12}$ .

О т ч е т н ы й м а т е р и а л. Результаты расчета  $S_{12}$ .

### 4.3. Вертикальная устойчивость водных масс

Плотностная (свободная) конвекция, как один из наиболее мощных механизмов перемешивания, возникает в условиях, когда в силу тех или иных причин плотность водной среды с ростом глубины уменьшается ( $dp/dh < 0$ ). Такие условия складываются, обыкновенно, при осенне-зимнем выхолаживании приповерхностного слоя воды или в подледном ее слое в процессе намерзания толщи льда. Частицы воды уплотняющего верхнего слоя в этих условиях «проваливаются», вытесняя к поверхности менее плотные, которые в свою очередь уплотняются охлаждением [3, 4]. Такое состояние водной среды квалифицируется как неустойчивое.

Когда менее плотные верхние слои воды подстилаются более плотными ( $dp/dh > 0$ ), создаются условия, препятствующие развитию перемешивания, так как опускающиеся объемы воды выталкиваются архимедовыми силами, поднимающиеся – тонут в верхнем, менее плотном слое. Такая стратификация водной среды определяется как устойчивая, а при  $dp/dh = 0$  – как безразличная.

Чем больше вертикальный градиент плотности ( $dp/dh$ ), тем больше сопротивление перемешиванию, и тем устойчивее в поле силы тяжести неоднородные по плотности слои воды, и наоборот ( $dp/dh < 0$ ).

Степень устойчивости водной среды характеризуется величиной критерия устойчивости Хессельберга-Свердрупа

$$E = \frac{d\rho}{dh} - E_A = K - E_A, \quad (4.5)$$

где  $E_A$  – поправка, связанная с адиабатическим изменением температуры,  $K$  – коэффициент устойчивости [6].

С учетом того, что

$$\rho = \rho(T, S), \quad (4.6)$$

можно записать

$$E = \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{dT}{dh} + \frac{\partial \rho}{\partial S} \frac{dS}{dT} - \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{dT_a}{dh} \quad (4.7)$$

или

$$E = E_T + E_S - E_A, \quad (4.8)$$

где  $E_A$  – термическая,  $E_S$  – соленостная устойчивость водной массы.

Градиенты  $dT_a/dh$ ,  $\partial \rho / \partial T$ ,  $\partial \rho / \partial S$  приводятся в Океанологических таблицах [7];  $dT/dh$  и  $dp/dh$  определяются из результатов наблюдений.

Изменения  $dp/dh$  очень малы. В связи с этим устойчивость водной среды принято характеризовать большими величинами:  $E \cdot 10^3$  в единицах



измерений СИ и  $E \cdot 10^8$  в системе СГС. Для небольших глубин ( $h < 1$  км) поправкой  $E_A$  можно пренебречь.

**З а д а н и е 4.4.** По данным таблицы 4.1

- 1) построить в единой системе координат (ось  $OX$  – условная плотность  $\sigma_t$ , ось  $OY$  – глубина  $h$ ) кривые распределения  $\sigma(h)$  для двух случаев гидрологических наблюдений;
- 2) выполнить оценки  $E$  (в  $\text{кг/м}^4$ ) в системе СИ для верхних пятисотметровых слоев воды.

Таблица 4.1

**Два случая изменений условной плотности  $\sigma_t$  с глубиной**

	0	100	200	300	400	500
$\sigma_t$ (сл. I)	24	24,5	26	26,5	27	27,1
$\sigma_t$ (сл. II)	28	27,6	27	26,6	26,5	26,5

**Р е к о м е н д а ц и и к в ы п о л н е н и ю з а д а н и я.** Оценки производных  $dp/dh$  выполнить в конечных разностях.

**О т ч е т н ы й м а т е р и а л.** Графики распределения  $\sigma_t(h)$ . Оценки  $E$  для обоих случаев с характеристиками их устойчивости.

### Литература

1. Атласы океанов. Атлантический и Индийский океаны. – Л.: Главное управление навигации и океанографии МО СССР, 1977. – 153 с.
2. Географический атлас. Четвертое издание. М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1980. – 238 с.
3. Гарвей Дж. Атмосфера и океан. – М.: Прогресс, 1982. – 184 с.
4. Жуков Л.А. Океанология. - Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 376 с.
5. Малинин В.Н. Общая океанология. Физические процессы. – СПб.: РГГМУ, 1998. – 341 с.
6. Михайлов В.Н. Добровольский А.Д., Добролюбов С.А. Гидрология. – М.: Высшая школа, 2005. – 463 с.
7. Океанологические таблицы. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 477 с.
8. Смирнов В.П. Океанология. – М.: Высшая школа, 1987. – 407 с.

*Для заметок*

*Для заметок*

Подписано в печать 25.03.2008.  
Форм. 60 x 84 1/16. Гарнитура «Таймс». Печать ризографическая.  
Печ.л. 1,25. Тираж 100. Заказ 92.

Лаборатория оперативной полиграфии Издательства КГУ  
420045, Казань, Кр.Позиция, 2а  
Тел. 231-52-12