Государственный комитет Российской Федерации по высшему образованию

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ю. П. ДОРОНИН, С. В. ЛУКЬЯНОВ

ЛАБОРАТОРНЫЕ РАБОТЫ
ПО ФИЗИКЕ ОКЕАНА

Издание второе переработанное и дополненное

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
1993

Российский государственный
гидрометеорологический
институт
БИБЛИОТЕКА

УДК 551.46

Одобрено методической комиссией океанологического факультета
Российского государственного гидрометеорологического института

Доронин Ю. П., Лукьянов С. В. Лабораторные работы по физике океана. — СПб., изд. РГГМИ, 1993. — 87 с.

Представлены лабораторные работы по следующим разделам физики океана: термодинамика, турбулентность, термохалинные процессы, морской лед, электромагнитные процессы, оптика, акустика. Работы выполняются как по данным, полученным в лабораторных условиях, так и по данным морских наблюдений. В каждом разделе приведены типовые задачи.

Содержание работы состоит из задачи, требуемого исходного материала, теоретического пояснения, описания лабораторной аппаратуры, изложения последовательности выполнения работы и примера расчета.

Лабораторные работы предназначены для студентов-океанологов.

© Российский государственный гидрометеорологический институт (РГГМИ), 1993.

ОБЩИЕ УКАЗАНИЯ

Лабораторные и практические работы по «Физике океана» выполняются с целью приобретения студентами навыков самостоятельной работы и закрепления знаний по разделам лекционного курса. Значительную часть требуемой информации студент получает в лаборатории. При этом не всегда удается поставить лабораторный эксперимент таким образом, чтобы выполнялись соответствующие критерии подобия. Тем не менее такие работы рекомендуется проводить, так как появляется возможность не только визуально получить представление о характере того или иного процесса, но и провести измерения различных параметров.

В каждом разделе представлены работы, использующие в качестве исходной информации данные наблюдений, проведенных в океане. Цель таких работ состоит в том, чтобы научить студента пользоваться такой информацией для решения поставленной задачи.

После выполнения каждой лабораторной работы составляется отчет. Он предназначен для того, чтобы студент научился сводить воедино теоретические знания и практические навыки и делать соответствующие выводы.

Общая структура отчетов должна быть следующей: на титульном листе указывается наименование работы и ее номер по данному руководству, фамилия, имя, отчество студента, группа.

Собственно отчет состоит из следующих разделов:

1. Цель работы.

2. Теоретическое обоснование с приведением тех сведений из лекционного курса, которые использовались в выполненной работе.

3. Схема применявшейся лабораторной установки с указанием размещения измерительной и регистрирующей аппаратуры. Дается описание последовательности действий при проведении эксперимента.

4. Метод расчета с приведением использованных расчетных формул и указанием их последовательных номеров.

5. Исходная информация, вводимая в эксперимент или использованная в задании, приводится с указанием источников, из которых она взята.

6. Полученная информация приводится в размерном виде по ГОСТу. Все таблицы и графики должны иметь наименование и

последовательную нумерацию. При необходимости полученная информация может совмещаться с исходной.

7. Анализ результатов работы проводится в соответствии с ее целевым назначением и оценкой точности полученных результатов.

8. Список использованной литературы приводится в порядке сделанных в тексте ссылок.

После литературы исполнитель работы ставит свою подпись и дату составления отчета. Весь отчет сшивается и представляется преподавателю на проверку.

Раздел первый. ТЕРМОДИНАМИКА ОКЕАНА

РАБОТА 1

Сравнение уравнений состояния, используемых для вычисления плотности морской воды

Задача работы

Вычислить плотность морской воды по наиболее часто используемым уравнениям состояния, представляемым формулами: УС-80, Кнудсена, Мамаева и линеаризованной. На миллиметровке представить вертикальные профили плотности воды. Проанализировать особенности плотностной стратификации, учитываемые каждым уравнением состояния, оценить точность этих уравнений.

Исходные данные

Значения температуры и солености воды на разных глубинах океанографической станции.

Пояснения

Все перечисленные уравнения состояния эмпирические и различаются точностью учета факторов, влияющих на плотность воды. В них используется плотность воды, кг/м^3; температура воды, °С; соленость воды S, ‰; давление воды, Па.

Международное уравнение состояния УС-80 имеет вид

$$\rho_{1(T,\,S,\,P)} = \frac{\rho_{(T,\,S,\,0)}}{1 - P/K_{P\,(T,\,S,\,P)}\,10^5}; \qquad (1.1)$$

$$\rho_{(T,\,S,\,0)} = \rho_{\text{п}} + AS - BS^{3/2} + CS^2;$$

$$\rho_{\text{п}} = 999{,}842594 + 6{,}793952\cdot 10^{-2}T - 9{,}09529\cdot 10^{-3}T^2 + 1{,}001685\cdot 10^{-4}T^3 - 1{,}120083\cdot 10^{-6}T^4 + 6{,}536332\cdot 10^{-9}T^5;$$

$$A = 0{,}824493 - 4{,}0899\cdot 10^{-3}T + 7{,}6438\cdot 10^{-5}T^2 - 8{,}2647\cdot 10^{-7}T^3 + 5{,}3875\cdot 10^{-9}T^4;$$

$$B = 5{,}72466\cdot 10^{-3} - 1{,}0227\cdot 10^{-4}T + 1{,}6546\cdot 10^{-6}T^2;$$

$$C = 4{,}8314\cdot 10^{-4};$$

$$K_{P\,(T,\,S,\,P)} = K_{(T,\,S,\,0)} + A_1\cdot 10^{-5}P + B_1\cdot 10^{-10}P^2;$$

$$K_{(T,S,0)} = K_{\text{п}} + aS + bS^{3/2};$$

$$K_{\text{п}} = 19652{,}21 + 148{,}4206T - 2{,}327105T^2 + 1{,}360477 \cdot 10^{-2}T^3 - 5{,}155288 \cdot 10^{-5}T^4;$$

$$a = 54{,}6746 - 0{,}603459T + 1{,}09987 \cdot 10^{-2}T^2 - 6{,}61670 \cdot 10^{-5}T^3;$$

$$b = 7{,}944 \cdot 10^{-2} + 1{,}6483 \cdot 10^{-2}T - 5{,}3009 \cdot 10^{-4}T^2;$$

$$A_1 = A_w + (2{,}2838 \cdot 10^{-3} - 1{,}0981 \cdot 10^{-5}T - 1{,}6078 \cdot 10^{-6}T^2)\,S + 1{,}91075 \cdot 10^{-4}S^{3/2};$$

$$B_1 = B_w - (9{,}9348 \cdot 10^{-7} - 2{,}0316 \cdot 10^{-8}T - 9{,}1697 \cdot 10^{-10}T^2)\,S;$$

$$A_w = 3{,}239908 + 1{,}43713 \cdot 10^{-3}T + 1{,}16092 \cdot 10^{-4}T^2 - 5{,}77905 \cdot 10^{-7}T^3;$$

$$B_w = 8{,}50935 \cdot 10^{-5} - 6{,}12293 \cdot 10^{-6}T + 5{,}2787 \cdot 10^{-8}T^2,$$

Формула Кнудсена может быть представлена выражением

$$\rho_{2\,(T,S,P)} = 1000 + \sum_t + (\sigma_0 + 0{,}1324)\,[1 - A_t + B_t(\sigma_0 - 0{,}1324)] + \mu P, \qquad (1{,}2)$$

где

$$\sum_t = \frac{(T - 3{,}98)^2}{503{,}57} \cdot \frac{T + 283}{T + 67{,}26},$$

$$A_t = T\,(4{,}7867 - 0{,}098185T + 0{,}0010843T^2)\,10^{-3},$$

$$B_t = T\,(18{,}03 - 0{,}8164T + 0{,}01667T^2)\,10^{-6},$$

$$\sigma_0 = -0{,}069 + 0{,}81415S - 4{,}810605 \cdot 10^{-4}S^2 + 6{,}7504 \cdot 19^{-6}S^3.$$

$$\mu = 10^{-10}\left\{\frac{4886}{1 + 1{,}83 \cdot 10^{-9}P} - (227 + 28{,}33T - 0{,}551T^2 + 0{,}004T^3) + P \cdot 10^{-8}(105{,}5 + 9{,}5T - 0{,}158T^2) - 1{,}5 \cdot 10^{-8}PT - \frac{\sigma_0 - 28}{10}[(147{,}3 - 2{,}72T + 0{,}04T^2) - P \cdot 10^{-8}(32{,}4 - 0{,}87T + 0{,}02T^2)] + \left(\frac{\sigma_0 - 28}{10}\right)^2 [4{,}5 - 0{,}1T - P \cdot 10^{-8}(1{,}8 - 0{,}06T)]\right\}, \qquad (1{,}3)$$

где μ — средний коэффициент сжимаемости морской воды от поверхности моря до заданной глубины, Па^{-1}.

Формула Мамаева представляет собой упрощенный вариант формулы Кнудсена

$$\sigma_{3\,(T,S,P)} = 0{,}01\,[2815{,}2 - 7{,}35T - 0{,}469T^2 + (80{,}2 - 0{,}2T)\,(S - 35)] + 4{,}6 \cdot 10^{-7}P. \qquad (1{,}4)$$

Переход от условной плотности σ к плотности ρ осуществляется по формуле

$$\rho = 1000 + \sigma_{(T,\ S,\ P)}. \qquad (1.5)$$

Линеаризованное уравнение состояния

$$\rho_4 = \rho_0 (1 - \alpha T + \beta S + k_p P), \qquad (1.6)$$

где $\rho_0 = 999{,}87$ кг/м^3 — плотность пресной воды при $T = 0$ °С и атмосферном давлении; α — коэффициент термического расширения воды; β — коэффициент соленостного сжатия; k_p — коэффициент сжимаемости морской воды.

При отсутствии наблюдений давления P на горизонтах z, где измерена температура и соленость воды, следует пользоваться упрощенным соотношением (см. Океанографические таблицы)

$$P = 1{,}009449 \cdot 10^{4} z + 2{,}13858 \cdot 10^{-2} z^2, \qquad (1.7)$$

где z — глубина, м; P — гидростатическое давление, Па.

Порядок выполнения работы

1. По формулам (1.1)—(1.7) составить для ЭВМ программу расчетов ρ и σ. При составлении программы расчетов по формуле УС-80 следует помнить об особенностях представления чисел в ЭВМ, в частности, при необходимости использовать двойную точность или длину при описании переменных.

2. Результаты вычислений представить в виде табл. 1.1.

Таблица 1.1

Пример расчета плотности морской воды

Горизонт z, м	T, °С	S, ‰	P, Па	Плотность воды ($\sigma = \rho - 1000$)			
				σ_1	σ_2	σ_3	σ_4
0	1,03	32,20	0	26,83	25,14	25,83	25,62
25	3,21	32,62	252375	27,15	25,29	26,09	25,65
50	4,28	32,59	504778	27,14	25,28	26,07	25,50
75	3,68	33,29	757207	27,91	26,00	26,81	26,18
100	2,94	33,37	1009663	28,17	26,26	27,06	26,66
500	1,32	33,73	5052591	30,51	28,62	29,36	29,14
750	2,00	34,04	7582897	31,89	29,90	30,71	30,45
1000	2,28	34,23	10115876	33,20	31,13	32,00	31,69

Построить на миллиметровой бумаге графики вертикального распределения плотности воды в масштабе:

по горизонтали 1 см — 1 усл. ед. или 1 кг/м^3,

по вертикали 1 см — 100 м (рис. 1).

Проанализировать полученные результаты, обратив внимание на характер изменения плотности с глубиной и воспроизведение его неоднородностей различными уравнениями состояния.

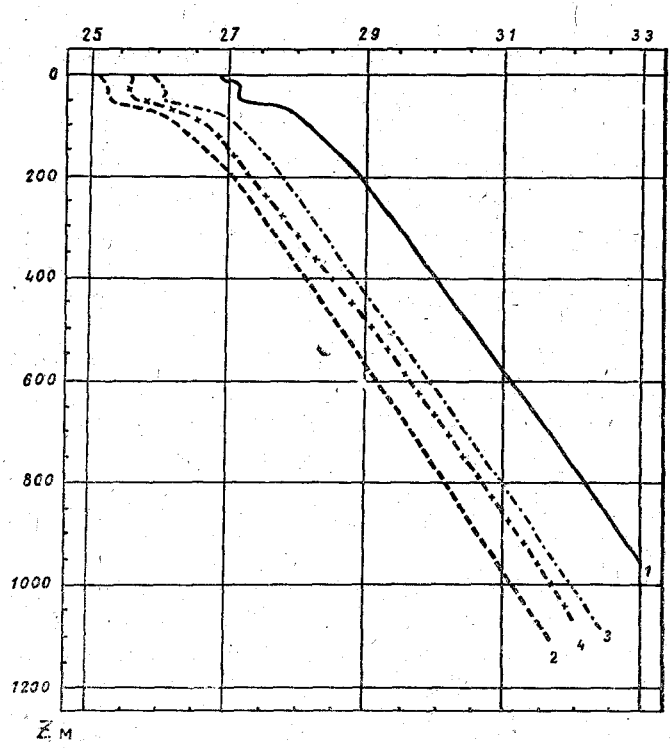


Рис. 1. Профили условной плотности: *1* — σ_1; *2* — σ_2; *3* — σ_3; *4* — σ_4 (остальные обозначения в тексте)

РАБОТА 2

Определение плотностной стратификации океана

Задача работы

По данным вертикального распределения температуры и солености воды вычислить профиль критерия плотностной стратификации Хессельберга — Свердрупа и выделить слои различной степени устойчивости. Для оценки стратификации использовать уравнения состояния УС-80, Мамаева и линеаризованное.

Исходные данные

Значения температуры и солености на гидрологической станции, использованные при выполнении работы 1.

Пояснения

Характер плотностной стратификации океана определяется по разности между изэнтропическим $\left(\frac{\partial \rho_v}{\partial z}\right)_\eta$ и фактическим градиен-

том плотности морской воды $\left(\frac{\partial \rho}{\partial z}\right)$. Если они равны, то плотность объема воды, перемещающегося по вертикали, равна плотности окружающей среды. Такая стратификация называется *нейтральной*. Если $\left(\frac{\partial \rho}{\partial z}\right) > \left(\frac{\partial \rho_v}{\partial z}\right)_\eta$, то выведенный из состояния равновесия объем жидкости при движении вверх оказывается более плотным, а при движении вниз — менее плотным, чем окружающая среда. Поэтому он будет стараться вернуться на исходный горизонт. Такая стратификация называется *устойчивой*. При $\left(\frac{\partial \rho}{\partial z}\right) < \left(\frac{\partial \rho_v}{\partial z}\right)_\eta$ выведенный из состояния равновесия объем жидкости при движении вверх оказывается менее плотным по отношению к окружающей среде. Он не вернется в исходное положение, и такая стратификация называется *неустойчивой*.

Для численной оценки стратификации океана введено понятие частоты Брента — Вяйсяля

$$N^2 = \frac{g}{\rho}\left[\frac{\partial \rho}{\partial z} - \left(\frac{\partial \rho_v}{\partial z}\right)_\eta\right], \tag{2.1}$$

где g — ускорение свободного падения.

На практике критерий устойчивости удобнее определять через градиенты температуры и солености воды, заменив ими градиенты плотности через уравнение состояния морской воды. В этом случае формула (2.1) преобразуется в критерий Хессельберга — Свердрупа

$$E = \frac{g}{\rho}\left[\left(\frac{\partial \rho}{\partial T}\right)_{S,P}\left(\frac{dT}{dz} - \frac{dT_a}{dz}\right) + \left(\frac{\partial \rho}{\partial S}\right)_{T,P}\frac{dS}{dz}\right], \tag{2.2}$$

где $\left(\frac{\partial \rho}{\partial T}\right)_{S,P}$ и $\left(\frac{\partial \rho}{\partial S}\right)_{T,P}$ — частные производные уравнения состояния морской воды; $\frac{dT_a}{dz}$ — адиабатический градиент температуры; T_K — температура воды по шкале Кельвина; c_{ps} — изобарическая теплоемкость воды; $\frac{dT}{dz}$ и $\frac{dS}{dz}$ — градиенты температуры и солености по данным измерений *in situ*;

$$\frac{dT_a}{dz} = \frac{gT_K}{c_{ps}}. \tag{2.3}$$

Если плотностная стратификация устойчивая, то $N>0$ и $E>0$, при нейтральной стратификации $N=E=0$ и при неустойчивой стратификации $N^2<0$ и $E<0$. Формула (2.2) удобнее в том отношении, что по ней можно оценить раздельное влияние градиентов температуры и солености в формирование плотностной стратификации.

Порядок выполнения работы

1. Для горизонтов наблюдений вычислить критерий устойчивости E.

а) E_1 — используя уравнение состояния УС-80 (1.1):

$$\left(\frac{\partial \rho_1}{\partial T}\right)_{SP} = \left[\left(\frac{\partial \rho_п}{\partial T} + S\frac{\partial A}{\partial T} - S^{3/2}\frac{\partial B}{\partial T}\right)\left(1 - \frac{P}{K_P}\right)^{-1} - \right.$$

$$\left. - \rho_{1\,(T,\,S,\,0)}\frac{P}{K_P^2}\frac{\partial K_P}{\partial T}\right](1 - P/K_P)^{-2}; \qquad (2.4а)$$

$$\left(\frac{\partial \rho_1}{\partial S}\right)_{TP} = \left[(A - 3/2\,BS^{1/2} + 2CS)/(1 - P/K_P) - \right.$$

$$\left. - \rho_{1\,(T,\,S,\,0)}\frac{P}{K_P^2}\frac{\partial K_P}{\partial S}\right]\left(1 - \frac{P}{K_P}\right)^{-2}; \qquad (2.4б)$$

$$\frac{\partial K_P}{\partial T} = \frac{\partial K_{TS0}}{\partial T} + P\,10^{-5}\frac{\partial A_1}{\partial T} + P^2\,10^{-10}\frac{\partial B_1}{\partial T}; \qquad (2.4в)$$

$$\frac{\partial K_{TS0}}{\partial T} = \frac{\partial K_п}{\partial T} + S\frac{\partial a}{\partial T} + S^{3/2}\frac{\partial b}{\partial T}. \qquad (2.4г)$$

Значения адиабатического градиента температуры вычисляются по формуле (2.3) или выбираются из Океанографических таблиц.

б) E_2 — по уравнению состояния Кнудсена (можно воспользоваться Океанографическими таблицами или самостоятельно получить расчетную формулу, взяв соответствующие производные по температуре и солености).

б) E_3 — используя уравнение состояния Мамаева:

$$\frac{\partial \rho_3}{\partial T} = -\,[7{,}35 + 0{,}938T + 0{,}2\,(S - 35)]\,10^{-2}, \qquad (2.5а)$$

$$\frac{\partial \rho_3}{\partial S} = (80{,}2 - 0{,}2T)\,10^{-2}. \qquad (2.5б)$$

в) E_4 — используя линеаризованное уравнение состояния:

$$E_4 = g\left[\beta\frac{dS}{dz} - \alpha\left(\frac{dT}{dz} - \frac{dT_a}{dz}\right)\right]. \qquad (2.5в)$$

2. Результаты расчетов представить в виде табл. 2.1, в которой дополнительно проводятся промежуточные данные вычислений, отражающие вклад в стратификацию градиентов температуры ($E_{(T)}$) и солености морской воды ($E_{(S)}$).

3. Построить на миллиметровой бумаге графики вертикального распределения устойчивости в мастшабе:

по горизонтали 1 см — 0,1 $с^{-1}$,

по вертикали 1 см — 100 м.

Таблица 2.1

Пример расчета плотностной устойчивости

Горизонт, м	T°C	S ‰	Устойчивость ($E \cdot 10^6$), $с^{-2}$					
			$E_1(T)$	$E_1(S)$	E_1	E_2	E_3	E_4
0	1,03	32,20						
25	3,21	32,62	0,1818	0,1659	0,3476	0,0797	0,0289	1,0711
50	4,28	32,59	0,0378	—0,0105	0,0273	—0,007	—0,0 2	—0,445
75	3,68	33,29	—0,016	0,1239	0,1077	0,0883	0,0988	2,5893
100	2,94	33,37	—0,014	0,0098	—0,0038	0,0064	0,0191	0,4450
500	1,32	33,73	0,0001	0,0015	0,0016	0,0034	0,0027	0,0802
1000	2,28	34,23	—2e—06	0,0	—2e—06	—6e—06	2e—05	5e—04

4. Проанализировать характер изменения устойчивости с глубиной (рис. 2), обратив особое внимание на слои океана с неустой-

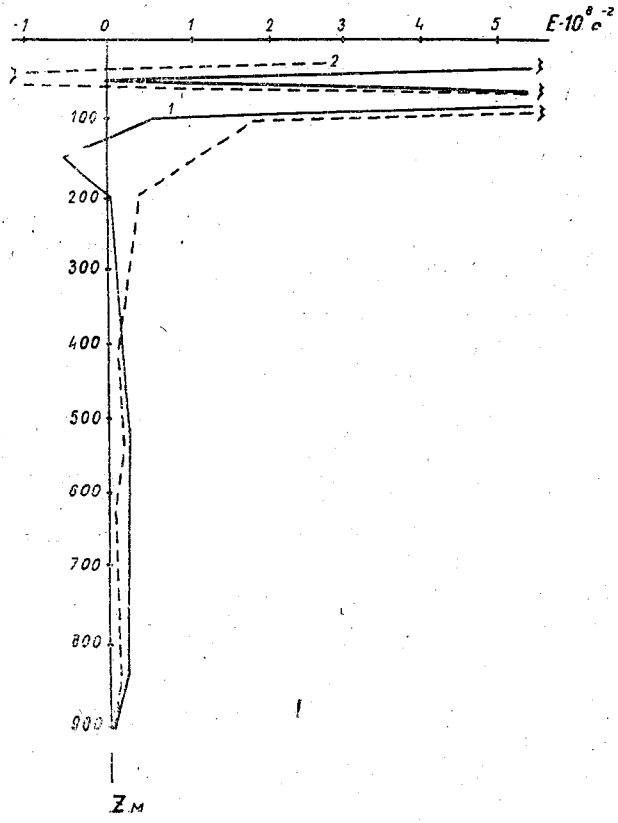


Рис. 2. Вертикальное распределение параметра устойчивости: $1 — E_1$, $2 — E_3$ (остальные обозначения в тексте)

чивой стратификацией. Оценить вклад вертикальных градиентов температуры и солености в плотностную стратификацию, сопоставить критерии устойчивости, вычисленные с использованием различных уравнений состояния.

РАБОТА 3

Вычисление изменения некоторых термодинамических потенциалов при вертикальном перемещении единичной массы морской воды

Задача работы

По данным вертикального распределения температуры и солености воды рассчитать изменение энтропии, энтальпии и внутренней энергии при вертикальном перемещении единичной массы или объема воды от поверхности до горизонтов 10, 100 и 1000 м при адиабатическом и изотермическом протекании процесса.

Исходные данные

Значения температуры и солености на разных горизонтах, использованные в работах 1 и 2.

Пояснения

Если не учитывать влияния на термодинамические процессы обмена солей и трения между перемещающимся объемом воды и окружающей средой, то выражения для определения внутренней энергии $Э_в$ и энтальпии χ принимают вид

$$dЭ_в = Td\eta - Pd\nu, \tag{3.1}$$

$$d\chi = Td\eta + \nu dP. \tag{3.2}$$

Эти формулы характеризуют изменения $Э_в$ и χ единичной массы воды, т. е. имеют размерность Дж/кг. Чтобы определить изменение $Э_в$ и χ единицы объема воды, надо правую часть выражений (3.1) и (3.2) умножить на плотность воды.

Если перемещение воды происходит адиабатически, то $d\eta = 0$ и

$$dЭ_в = -Pd\nu = -P\left[\left(\frac{\partial\nu}{\partial T}\right)_{P,S} dT + \left(\frac{\partial\nu}{\partial P}\right)_{T,S} dP\right] =$$
$$= -P\nu k_T dT + P\nu k_P dP.$$

Использование выражения для адиабатического изменения температуры позволяет записать

$$dЭ_в = \left(k_P - \frac{\nu k_T^2}{c_P} T_K\right)\nu P dP, \tag{3.3}$$

где T_K — температура воды по шкале Кельвина.

Изменение энтальпии определяется простой формулой

$$d\chi = \nu dP. \tag{3.4}$$

Для определения изменения внутренней энергии и энтальпии при вертикальном перемещении объема воды надо проинтегрировать полученные уравнения от поверхностного давления P_0 до давления на глубине P_z. При этом можно учесть, что, за исключением давления, все характеристики меняются очень мало и они могут быть заменены средними значениями. В этом случае

$$\Delta Э_в = \left(k_P - \frac{\nu k_T^2}{c_P} T_K\right) \frac{\nu}{2} (P_z^2 - P_0^2), \tag{3.5}$$

$$\Delta\chi = \nu (P_z - P_0). \tag{3.6}$$

Для изотермического процесса

$$d\eta = \left(\frac{\partial \eta}{\partial P}\right)_{T,\,S} dP = -\left(\frac{\partial \nu}{\partial T}\right)_{P,\,S} dP = -\nu k_T dP. \tag{3.7}$$

Следовательно,

$$dЭ_в = (k_P P - k_T T_K)\,\nu dP, \tag{3.8}$$

$$d\chi = (1 - k_T T_K)\,\nu dP. \tag{3.9}$$

После интегрирования при тех же упрощениях, что и для адиабатического процесса, получаются выражения

$$\Delta\eta = -\nu k_T (P_z - P_0), \tag{3.10}$$

$$\Delta Э_в = \frac{k_P \nu}{2} (P_z^2 - P_0^2) - k_T T_K \nu (P_z - P_0), \tag{3.11}$$

$$\Delta\chi = (1 - k_T T_K)(P_z - P_0)\,\nu. \tag{3.12}$$

Для расчета изменения термодинамических характеристик при вертикальном подъеме воды с какого-либо горизонта до поверхности следует использовать эти же формулы с противоположными знаками изменения потенциалов.

Порядок выполнения работы

1. По данным вертикального распределения температуры и солености воды (см. работу 1) определить средние значения k_P, k_T, T_K, ν.

2. Определить изменения термодинамических характеристик при опускании морской воды от поверхности до глубин 10, 100, 1000 м или других заданных горизонтов:

для адиабатического процесса,

для изотермического процесса.

Для определения давления P_z можно пользоваться приближенной формулой (1.7).

3. Результаты расчетов представить в виде табл. 3.1.

Пример расчета изменения термодинамических потенциалов

z, м; P, Па	10/100947	100/1030834	1000/10115876	Тип процесса
$\Delta Э_в$	22,0	2201,8	220596,1	Адиабатический
$\Delta\chi$	98,3	982,76	9827,37	
$\Delta\eta$	−98,30	−982,8	−9827,4	Изотермический
$\Delta Э_в$	16,86	2153,8	220117,8	
$\Delta\chi$	93,16	934,7	9343,9	

4. Объяснить причины различий между термодинамическими параметрами и их зависимость от характера процесса.

РАБОТА 4

Задачи по термодинамике океана

1. Определить изменение энтропии морской воды на глубине 500 м ($S=35$ ‰, $T=10$ °С), если ее температура понизилась на 2 °С.

2. Каково различие между коэффициентами адиабатической и изотермической сжимаемости на глубине 1 км ($T=5$ °С, $S=35$ ‰)?

3. Каково изменение энтропии при таянии 1 г пресного льда?

4. Каково различие между темплоемкостями морской воды при постоянном объеме и при постоянном давлении в поверхностном слое океана ($S=35$ ‰, $T=20$ °С)?

5. Какова потенциальная плотность воды на глубине 1 км ($S=35$ ‰, $T=10$ °С)?

6. Определите поверхностные силы, действующие на воду на глубине 100 м при $T=15$ °С. Известно, что градиенты скорости $\frac{\partial U}{\partial z}=10^{-3}\text{с}^{-1}$ и $\frac{\partial U}{\partial x}=10^{-5}\text{с}^{-1}$.

7. Определите изменение энергии в верхнем слое моря при изменении скорости течения с 20 до 30 см/с и понижении температуры воды с 12 до 10 °С при неизменной солености 35 ‰.

8. Определите скорость диссипации механической энергии, если $T=15$ °С, $S=30$ ‰, $\frac{\partial U}{\partial z}=-10^{-4}\text{с}^{-1}$, $\frac{\partial V}{\partial z}=5\cdot10^{-3}\text{с}^{-1}$.

9. Определите чисто дрейфовый установившийся перенос воды в экмановском слое моря. Известно: толщина экмановского слоя 25 м, плотность воздуха и воды равны $1{,}3\cdot10^{-3}$ г/см³ и 1,025 г/см³. Скорость ветра 8 м/с. Коэффициент трения $2{,}3\cdot10^{-3}$.

Раздел второй. ТУРБУЛЕНТНОСТЬ И ТУРБУЛЕНТНЫЙ ОБМЕН

РАБОТА 5

Определение коэффициента вертикального турбулентного потока количества движения в однородной жидкости

Задача работы

Определить коэффициент вертикального турбулентного потока количества движения K_V по наблюдениям средней скорости течения, используя формулы Прандтля, Кармана и уравнение баланса энергии турбулентности. Вычислить также поток количества движения. Сопоставить полученные результаты и объяснить их.

Пояснения

Работа выполняется в лабораторном бассейне, в котором создается поток воды (либо с помощью воздушного вентилятора, либо с помощью водяного насоса). Скорость течения измеряется микровертушкой с выходом на цифровой регистратор или самописец, либо на ПЭВМ. Для изменения шероховатости дна на него следует класть листы жести с наклеенным песком или гравием различной крупности. Микровертушка расположена на вертикальной штанге (шпицмасштабе), которая позволяет с высокой точностью фиксировать положение измерителя при его перемещении по вертикали.

В результате сдвиговой неустойчивости течения возникает турбулентное перемешивание, характеристики которого можно определить с помощью простейших полуэмпирических формул.

Согласно теории Прандтля напряжение трения τ_{xz} выражается формулой

$$\tau_{xz} = \rho l^2 \left| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = -\rho K_V \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \qquad (5.1)$$

а коэффициент вертикального турбулентного обмена

$$K_V = \varkappa^2 z^2 \left| \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right|, \qquad (5.2)$$

где $\varkappa = 0{,}4$ — постоянная Кармана; $l = \varkappa z$ — длина пути смешения (z отсчитывается от дна). (5.3)

Согласно теории Кармана

$$\tau_{xz} = \rho\varkappa^2 \left|\frac{\partial\bar{u}}{\partial z}\right|^3 \frac{\partial\bar{u}}{\partial z} \Big/ \left(\frac{\partial^2\bar{u}}{\partial z^2}\right)^2 = -\rho K_V \frac{\partial\bar{u}}{\partial z}, \tag{5.4}$$

$$K_V = \varkappa^2 \left|\frac{\partial\bar{u}}{\partial z}\right|^3 \Big/ \left(\frac{\partial^2\bar{u}}{\partial z^2}\right)^2, \tag{5.5}$$

$$l = \varkappa \left|\frac{\partial\bar{u}}{\partial z}\right| \left|\frac{\partial^2\bar{u}}{\partial z^2}\right|. \tag{5.6}$$

Из уравнения баланса энергии турбулентности следует

$$K_V = \frac{l^2}{\sqrt{c_э}} \left|\frac{\partial\bar{u}}{\partial z}\right|, \tag{5.7}$$

где $c_э = 0{,}046$ — эмпирический параметр.

Напряжение трения

$$\tau_{xz} = -\rho K_V \frac{\partial\bar{u}}{\partial z}. \tag{5.8}$$

Порядок выполнения работы

1. Залить воду в лабораторный бассейн до уровня 25—30 см и уложить пластину с требуемой шероховатостью на дно в рабочем секторе бассейна (противоположном по отношению к участку разгона струи).

2. Установить на передвижную штангу измеритель скорости течения и поместить ее в бассейн. Подключить регистратор скорости течения.

3. Включить вентилятор или насос и, выждав 5—10 мин для установления (стационирования) потока, оценить критерий Рейнольдса

$$\mathrm{Re} = \frac{\widetilde{U}d}{\varkappa_\nu}, \tag{5.9}$$

где d — толщина слоя воды в бассейне; $\widetilde{U}$ — скорость течения на горизонте $d/2$; $\varkappa_\nu$ — кинематический коэффициент молекулярной вязкости.

Если $\mathrm{Re} > \mathrm{Re}_{кр}$, то режим течения турбулентный. В случае $\mathrm{Re} < \mathrm{Re}_{кр}$ нужно увеличить скорость ветра или струи, создающих течение воды в бассейне.

4. Провести измерения скорости течения, фиксируя расстояния от дна z. При этом первый от дна горизонт должен быть на возможно более близком к нему расстоянии. Расстояния между горизонтами наблюдений не должны превышать 1—2 см для уменьшения ошибок определения профиля скорости. Поставить пластину с другой шероховатостью и повторить наблюдения.

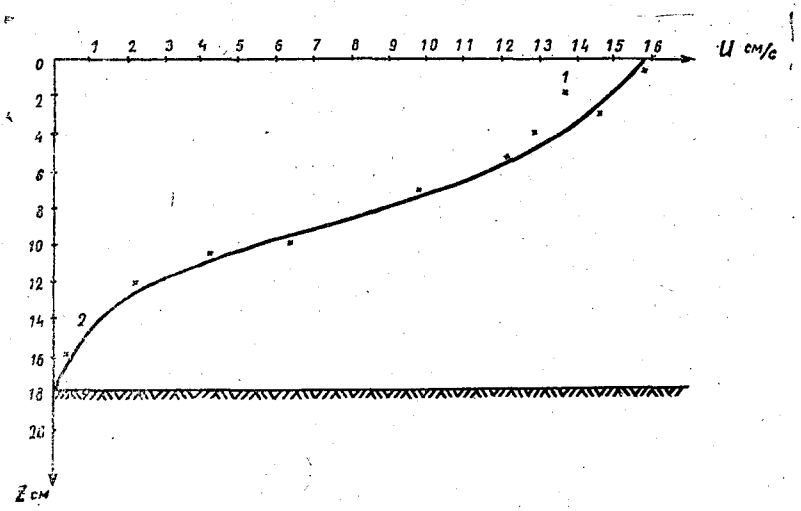


Рис. 3. Результаты наблюдений (*1*) и сглаженный профиль скорости течения (*2*)

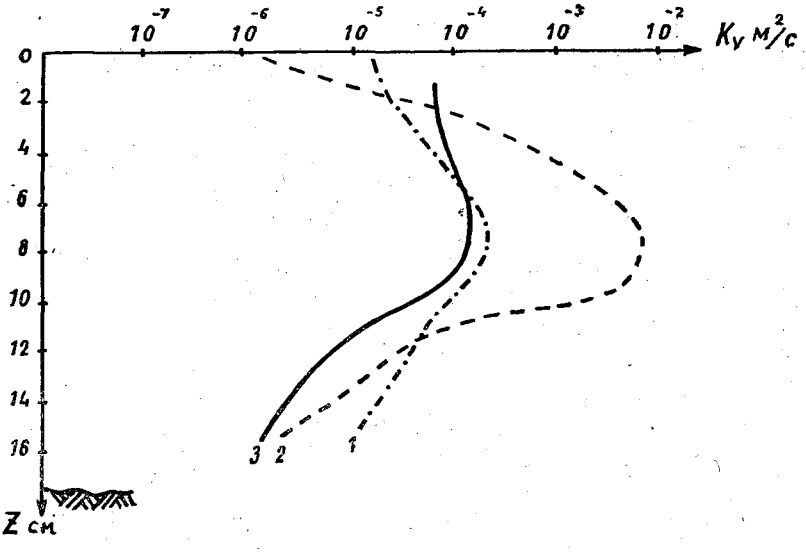


Рис. 4. Профили кинематического коэффициента вертикальной турбулентной вязкости, вычисленного по формулам: *1* — Прандтля; *2* — Кармана; *3* — баланса энергии турбулентности

Российский государственный гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА
7

После окончания наблюдений выключить регистратор и измеритель скорости течения, вентилятор или насос.

5. По результатам измерений на миллиметровке построить плавный вертикальный профиль скорости течения.

6. По снятым с построенного графика значениям скорости течения вычислить ее вертикальные производные по конечно-разностным схемам

$$\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)_i \approx \frac{\bar{u}_{i+1} - \bar{u}_{i-1}}{z_{i+1} - z_{i-1}}, \tag{5.10}$$

$$\left(\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2}\right)_i \approx \frac{\bar{u}_{i+1} + \bar{u}_{i-1} - 2\bar{u}_i}{(z_{i+1} - z_i)(z_i - z_{i-1})}. \tag{5.11}$$

7. Вычислить коэффициенты K_V и напряжение трения τ_{xz} по приведенным выше формулам и построить графики их вертикального распределения.

8. Провести анализ полученных результатов.

Пример расчета

См. рис. 3, 4.

РАБОТА 6

Определение характеристик перемешивания, напряжения трения и потока тепла в воде

Задача работы

1. В соответствии с целевым назначением спланировать требуемые наблюдения и их последовательность.

2. Собрать установку, подключив малоинерционные первичные преобразователи к регистрирующей аппаратуре, выяснить переводные множители для расшифровки записи результатов.

3. По результатам наблюдения рассчитать характеристики перемешивания и потоки субстанций, провести анализ.

Пояснения

1. Эксперимент проводится в кольцевом бассейне, состоящем из двух цилиндров, между которыми налита вода. Движение воды формируется под воздействием ветра, генерируемого с помощью крылатки. Вода в бассейне может подогреваться с поверхности. Измерения скорости течения и температуры воды производятся с помощью малоинерционных первичных преобразователей, которые подключаются к регистрирующей аппаратуре.

Скорость движения воздуха измеряется не менее чем на двух уровнях. Затем измеряется скорость течения и температура воды для двух-трех моментов времени по мере их изменения.

2. Методы расчета характеристик по результатам измерений.

А. Определение характеристик приводного погранслоя:

1) определение напряжения трения ветра

$$\frac{\tau_в}{\rho_в} = v_{*в}^2 = \frac{\varkappa^2 (V_2 - V_1)^2}{\ln^2\left(\frac{z_2}{z_1}\right)}, \tag{6.1}$$

где $v_{*в}$ — динамическая скорость в приводном слое; $\varkappa = 0{,}4$ — параметр Кармана; V_1 — скорость ветра на высоте z_1; $\rho_в$ — плотность воздуха.

2) определение параметра шероховатости z_0

$$z_0 = z_2 \exp(-\varkappa V_2 / v_{*в}). \tag{6.2}$$

3) определение коэффициента трения c_V

$$c_V = \left(\frac{v_{*в}}{V_2}\right)^2 = \frac{\varkappa^2}{\ln^2\left(\frac{z_2}{z_0}\right)}. \tag{6.3}$$

Б. Определение характеристик перемешивания в воде

1) определение числа Рейнольдса (Re)

$$\mathrm{Re} = \frac{1}{\varkappa_V} \int_0^H V(z)\, dz, \tag{6.4}$$

где $\varkappa_V = 10^{-2}$ см^2/с — коэффициент молекулярной вязкости воды; H — глубина распространения течения.

2) определение напряжения трения в воде τ

— из уравнения баланса импульса при $z=0$

$$\frac{\tau}{\rho} = \tau_*^2 = -\frac{\rho_в}{\rho} v_{*в}^2 \tag{6.5а}$$

— по Карману

$$\frac{\tau}{\rho} = v_*^2 = \varkappa^2 \left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^4 \Big/ \left(\frac{\partial^2 U}{\partial z^2}\right)^2. \tag{6.5б}$$

3) определение длины пути смешения l

$$l = \varkappa \left|\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right) \Big/ \left(\frac{\partial^2 U}{\partial z^2}\right)\right|. \tag{6.6а}$$

В стратифицированной среде

$$l = -\varkappa \psi \Big/ \left(\frac{\partial \psi}{\partial z}\right); \quad \psi = \left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2 - \frac{g}{\rho}\frac{\partial \rho}{\partial z}. \tag{6.6б}$$

4) определение кинематического коэффициента турбулентной вязкости K_V

— по Карману

$$K_V = l^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right| = \varkappa^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right|^3 \Big/ \left(\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \right)^2. \qquad (6.7a)$$

— по Прандтлю

$$K_V = \varkappa^2 z^2 \left| \frac{\partial U}{\partial z} \right| \qquad (6.7б)$$

(z отсчитывается от дна).

— по линейному росту с глубиной

$$K_V = \varkappa_V + \varkappa v_* z. \qquad (6.7в)$$

— средний в дрейфовом слое

$$\overline{K}_V = \frac{\omega_z \rho U_0}{g \pi \frac{d\rho}{dz}}. \qquad (6.7г)$$

5) определение коэффициента температуропроводности K_T из уравнения теплопроводности по данным наблюдений

$$\frac{\partial T}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_T \frac{\partial T}{\partial z} \right). \qquad (6.8)$$

6) определение чисел Ричардсона (Ri, Pr и Rf)

$$\mathrm{Ri} = \frac{g}{\rho} \frac{(\partial \rho / \partial z)}{(\partial U / \partial z)^2}; \quad \mathrm{Pr} = \frac{K_V}{K_T}; \quad \mathrm{Rf} = \frac{\mathrm{Ri}}{\mathrm{Pr}}. \qquad (6.9)$$

7) определение диссипации энергии турбулентности ε

$$\varepsilon = K_V \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 (1 - \mathrm{Rf}). \qquad (6.10)$$

8) определение напряжения трения и потока тепла на глубине

$$\tau_{(z)} = -\rho K_{V(z)} \frac{\partial U}{\partial z}. \qquad (6.11)$$

$$\Phi_{(z)} = -\rho K_{T(z)} c_P \frac{\partial T}{\partial z}. \qquad (6.12)$$

9) определение толщины и температуры верхнего перемешанного слоя

$$h = \frac{2(1 - \delta) G_V c_P \rho}{g k_T \Phi_0}, \qquad (6.13)$$

где $G_V = 10 v_*^3$; $\Phi_0 = \Phi|_{z=0}$; k_T — коэффициент термического расширения воды; δ — относительная доля диссипации механической энергии в тепло, которая определяется по сопоставлению расчетов с результатами наблюдений;

$$T_{i+1} = T_i + \frac{\Phi_0 \Delta t}{c_P \rho h}. \qquad (6.14)$$

Порядок выполнения работы

1. Ознакомиться с методологией расчета всех требуемых характеристик и составить программу проведения наблюдений с дискретизацией по времени и по вертикали.

2. Подключить измерительную и регистрирующую аппаратуру и проверить ее работоспособность.

3. Включить двигатель ветропродуктора и дождаться развития течения, регистрируя скорость поверхностного течения до значения, при котором начинается турбулентность. Включить нагреватель.

4. Произвести на требуемых высотах измерения скорости ветра.

5. Провести по составленному плану через равные промежутки времени измерения скорости течения и температуры воды.

6. Выключить аппаратуру.

7. Провести расчеты по данным наблюдений.

8. Провести анализ результатов расчетов, обратив особое внимание на выбор методов определения коэффициентов перемешивания и температуропроводности.

Таблица 6.1

Пример результатов наблюдений и расчетов ($\Delta t = 60$ с)

$z \cdot 10^2$, м	$T_1(t_1)$, °C	$T_2(t_2)$, °C	$T_3(t_3)$, °C	$\bar{T}$, °C	$V \cdot 10^2$, м/с	Ri	K_V, м²/с	$K_T \cdot 10^6$, м²/с	Pr	Rf	$l \cdot 10^2$, м
0	22,03	22,36	22,44	22,28	6,05						
1	21,87	22,29	22,45	22,21	4,44	$2,05 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	2,9	$7,94 \cdot 10^3$	$2,58 \cdot 10^{-7}$	5,64
2	21,96	22,39	22,41	22,25	2,94	$1,38 \cdot 10^{-2}$	$8,63 \cdot 10^{-6}$	1,5	5,75	$2,41 \cdot 10^{-3}$	0,16
3	21,84	22,24	22,44	22,17	3,04	$1,53 \cdot 10^{-1}$	$2,52 \cdot 10^{-3}$	2,78	$9,07 \cdot 10^2$	$1,69 \cdot 10^{-6}$	6,00
4	21,84	22,27	22,48	22,23	3,12	3,83	$2,01 \cdot 10^{-7}$	4,5	$4,47 \cdot 10^{-2}$	$8,57 \cdot 10^{-4}$	0,10
5	21,89	22,20	22,36	22,15	3,10	$6,83 \cdot 10^{-1}$	$3,22 \cdot 10^{-4}$	3,6	$9,04 \cdot 10^1$	$7,56 \cdot 10^{-3}$	2,40
6	21,94	22,24	22,34	22,17	2,99	$4,95 \cdot 10^{-3}$	$1,64 \cdot 10^{-3}$	1,8	$8,86 \cdot 10^2$	$5,59 \cdot 10^{-4}$	5,20
7	21,82	22,10	22,39	22,10	2,87	$9,76 \cdot 10^{-1}$	$1,11 \cdot 10^{-4}$	3,6	$3,04 \cdot 10^1$	$3,21 \cdot 10^{-2}$	1,47
8	21,84	22,09	22,36	22,10	2,78	$4,75 \cdot 10^{-1}$	$3,58 \cdot 10^{-5}$	4,6	$7,78 \cdot 10^{-1}$	$5,75 \cdot 10^{-1}$	0,81
9	21,82	22,08	22,29	22,06	2,63	2,78	$6,29 \cdot 10^{-4}$	6,5	$9,64 \cdot 10^1$	$2,88 \cdot 10^{-2}$	3,00
10	21,89	22,01	22,27	21,72	2,46	$3,50 \cdot 10^{-1}$	$1,57 \cdot 10^{-4}$	7,9	$1,98 \cdot 10^1$	$1,77 \cdot 10^{-2}$	1,50
11	21,82	21,98	22,24	22,01	2,53	$-2,26$	$2,05 \cdot 10^{-3}$	1,2	$1,76 \cdot 10^2$	$-1,28 \cdot 10^{-2}$	5,60
12	21,82	21,93	22,17	21,99	2,21	$4,37 \cdot 10^{-1}$	$1,01 \cdot 10^{-4}$	7,3		$3,17 \cdot 10^{-2}$	1,20

Определение кинематических коэффициентов вертикального турбулентного потока количества движения по данным наблюдений на гидрологической станции

Задача работы

По данным наблюдений температуры, солености и скорости течения, выполненных на гидрологической станции, вычислить коэффициенты вертикальных потоков количества движения K_V и тепла K_T. Охарактеризовать их изменение по глубине в пределах проведенных измерений.

Пояснения

Данные наблюдений выдаются преподавателем. В стратифицированном океане для определения K_V следует использовать уравнение баланса энергии турбулентности, в котором учитывается архимедова сила. Из него следует,

$$K_V^2 = \frac{l^4}{c_э}\left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\right)^2\right](1 - \mathrm{Rf}), \tag{7.1}$$

где $c_э = 0{,}046$ — эмпирический параметр.

Длина пути смешения в стратифицированной жидкости определяется по формуле

$$l = \varkappa \left| \frac{\psi}{\partial \psi / \partial z} \right|, \tag{7.2}$$

где $\psi = \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\right)^2 - \frac{g}{\bar{\rho}\,\mathrm{Pr}} \frac{\partial \rho}{\partial z}$, $\varkappa = 0{,}4$ — постоянная Кармана.

Потоковое число Ричардсона Rf

$$\mathrm{Rf} = \frac{K_T}{K_V} \frac{g}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho}/\partial z}{\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\right)^2} = \frac{\mathrm{Ri}}{\mathrm{Pr}}. \tag{7.3}$$

Коэффициент турбулентной температуропроводности K_T определяется по данным измерений температуры воды в два-три последовательные момента времени, как это делалось в лабораторной работе 6. Если K_T не определено, то число Pr приближенно может быть вычислено по эмпирической формуле

$$\lg \mathrm{Pr} = 0{,}1 + 0{,}1\,\mathrm{Ri}. \tag{7.4}$$

Число Ri вычисляется по формуле

$$\mathrm{Ri} = \frac{g}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z}\left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\right)^2\right]^{-1}. \tag{7.5}$$

Порядок выполнения работы

1. По данным температуры $\overline{T}$ и солености $\overline{S}$ на горизонтах наблюдений вычислить плотность воды $\overline{\rho}(z)$.

2. По формуле (7.5) вычислить вертикальный профиль числа Ri, используя конечно-разностную аппроксимацию производных по схеме

$$\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right) \approx \frac{u_{i+1} - u_{i-1}}{z_{i+1} - z_{i-1}}. \qquad (7.6)$$

3. Определить значения чисел Pr_i, рассчитав их по формуле (7.4).

4. Вычислить по формуле (7.3) значения потоковых чисел Rf_i.

5. Вычислить по формуле (7.2) значения l_i.

6. Вычислить по формуле (7.1) значения коэффициентов K_{Vi} и $K_{Ti} = K_{Vi}/\mathrm{Pr}$.

7. Вычислить K_{Vi} по формуле Кармана.

8. Составить график изменения коэффициентов турбулентности с глубиной и проанализировать полученные результаты.

Пример расчета

См. табл. 7.1.

Таблица 7.1

z, м	T °C	S‰	v см/с	$\frac{\partial v}{\partial z}$ 1/с	$\frac{\partial \rho}{\partial z}$ кг/м⁴	Pr	Ri	K_T м²/с	K_V м²/с	Rf
0	23,40	32,74	45,8	$6{,}4 \cdot 10^{-3}$	0,74	35,11	2,15	7,29E—4	2,56E—3	0,21
10	21,20	33,60	39,4	$4{,}10^{-4}$	0,98	1,73	3,81	9,21E—4	1,6E—3	0,09
20	20,62	35,05	39,0	10^{-2}	1,22	4,85	11,14	8,16E—4	3,96E—3	3,15
50	19,18	36,25	40,0	0,0	2,20	—	—	—	—	—
100	16,62	36,20	40,0	0,0	2,20	—	—	—	—	—
200	12,81	35,60	35,0	$5{,}10^{-4}$	1,65	3,84	23,20	5,23E—4	2,0E—2	5,12
500	5,78	35,05	15,0	$6{,}10^{-4}$	1,83	9,21	0,46	7,81E—4	7,2E—2	0,39

РАБОТА 8

Задачи по расчету характеристик турбулентного перемешивания

1. Определить коэффициент вертикальной турбулентной вязкости (K_{Vz}), если в турбулентном потоке измерены: $\overline{u} = 30$ см/с,

$\overline{w}=22\cdot10^{-4}$ см/с, $\frac{\partial\overline{u}}{\partial z}=8\cdot10^{-4}$ с$^{-1}$, $\overline{uw}=0{,}05$ см^2/с^2, $\overline{\rho}=1{,}025$ г/см^3. Ответ представить в единицах системы СИ.

2. Определить коэффициент температуропроводности K_T по измеренным средним характеристикам: $\overline{u}\overline{T}=120$ см К/с, $\frac{\partial\overline{T}}{\partial x}=0{,}235\times\times10^{-6}$ К/см, $\overline{T}=8{,}6$ °С, $\overline{u}=14{,}5$ см/с, $\overline{\rho}=1{,}02445$ г/см^3, $c_p=4{,}187$ Дж/гК.

3. Определить K_{Vz} в верхнем слое океана по скорости течения

z, м	0	10	20
$\overline{u}$ см/с	15	10	8

4. Определить K_T по измерениям температуры воды

$t/z_м$	10	20	30
3/VI	12,2	11,9	9,8
27/VI	13,4	12,1	9,9
22/VII	15,0	12,6	10,0

5. Определить изменение кинетической энергии турбулентности по данным: $\overline{u}=32$ см/с, $\overline{v}=24$ см/с, $\overline{w}=24\cdot10^{-4}$ см/с, $\frac{\partial\overline{u}}{\partial z}=0{,}6\times\times10^{-3}$ с$^{-1}$, $\frac{\partial\overline{v}}{\partial z}=0{,}108\cdot10^{-3}$ с$^{-1}$, $\overline{uw}=6{,}9\cdot10^{-2}$ см^2/с^2, $\overline{uv}=5{,}9\times\times10^{-2}$ см^2/с^2, $\rho=1{,}025$ г/см^3.

6. Определить работу, совершаемую турбулентными и вязкими напряжениями в единице объема жидкости, по данным измерений: $\overline{u}=30$ см/с, $\overline{v}=-25$ см/с, $\frac{\partial\overline{\tau_{xz}}}{\partial z}=1\cdot10^{-6}$ дн/см^3, $\frac{\partial\overline{\tau_{yz}}}{\partial z}=0{,}5\times\times10^{-6}$ дн/см^3, $\frac{\partial\overline{u}}{\partial z}=0{,}8\cdot10^{-3}$ с$^{-1}$, $\frac{\partial\overline{v}}{\partial z}=0{,}5\cdot10^{-3}$ с$^{-1}$, $\sigma=25$, $K_{Vz}=100$ см^2/с.

7. Вычислить значение динамического числа Rf и определить изменение турбулентности, если $\sigma_t=28{,}44$, $\frac{\partial\overline{\rho}}{\partial z}=5{,}1422\cdot10^{-8}$ г/см^4, $\frac{\partial\overline{u}}{\partial z}=0{,}8\cdot10^{-3}$ с$^{-1}$, $\frac{\partial\overline{v}}{\partial z}=6{,}0\cdot10^{-3}$ с$^{-1}$, $K_{Vz}=105$ см^2/с, $K_{Tz}=15$ см^2/с.

8. Определить скорость диссипации энергии турбулентности ε и спектральную плотность E для возмущений размером порядка 5 см, если измеренная структурная функция D скорости течения меняется по закону $D_{(r)}=ar^{2/3}$, где $a=10^{-4}$ м$^{4/3}$ с$^{-2}$.

9. Определить кинематический коэффициент вязкости K по спектральной плотности $E=0{,}2$ см^3/с^2 при турбулентных возмущениях размером 20 см.

10. Определить плотность энергии турбулентности в инерционно-конвективном интервале с масштабом возмущений π см. Масштаб пульсаций температуры 0,1 К/м. Коэффициент температуропроводности 10^{-2} см^2/с.

11. Определить характерные масштабы вязкого и инерционного диапазонов области турбулентности и спектр турбулентности в инерционном диапазоне, если $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}=-2\cdot 10^{-3}$ с$^{-1}$, $\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z}=5\cdot 10^{-5}$ кг/м^4. Температура воды 10 °С.

12. Определить кинематический коэффициент турбулентной вязкости из уравнения баланса энергии турбулентности для масштаба турбулентности 20 см, если $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}=-5\cdot 10^{-4}$ с$^{-1}$ и $\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z}=1\times$ $\times 10^{-5}$ кг/м^4. Число Sc$=1{,}5$.

Раздел третий. ТЕРМОХАЛИННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ОКЕАНЕ

РАБОТА 9

Определение вертикального потока тепла и соли в поверхностном слое океана

Задачи работы

Рассчитать величины вертикальных потоков тепла и соли в поверхностном слое океана по данным судовых гидрометеорологических наблюдений как через градиенты температуры и солености, так и в виде остаточных членов уравнений теплового и солевого балансов поверхности океана.

Исходные данные

Судовые наблюдения радиационного баланса или его составляющих, температуры и влажности воздуха, скорости ветра, облачности, температуры и солености поверхностного слоя океана.

Пояснения

Вертикальные турбулентные потоки тепла (Φ_T) и соли (Φ_S) между поверхностью и нижележащими слоями океана могут быть определены двумя способами:

а) путем расчета потоков с использованием градиентов температуры и солености по формулам

$$\Phi_T = -c\rho K_T \frac{\partial T}{\partial z}, \tag{9.1}$$

$$\Phi_S = -\rho K_S \frac{\partial S}{\partial z}, \tag{9.2}$$

где K_T и K_S — коэффициенты вертикальной турбулентной температуропроводности и диффузии, определенные в работе 7 из уравнения баланса энергии турбулентности. Вертикальные градиенты температуры T и солености S вычисляются по данным наблюдений в том же поверхностном слое, для которого определялись K_T и K_S. Целесообразно ось z направлять от поверхности океана вниз. В этом случае положительные значения Φ_T и Φ_S означают поступление тепла и соли в океан;

б) в виде остаточных членов уравнений балансов тепла и соли поверхности океана вычисляются по формулам

$$\Phi_T = \text{Б} + \Phi_a + \Phi_m, \tag{9.3}$$

$$\Phi_S = -S_0\left(\text{И} + \frac{\partial M}{\partial t}\right). \tag{9.4}$$

где S_0 — соленость поверхности океана.

Радиационный баланс Б при отсутствии непосредственных измерений может быть определен по Океанографическим таблицам (5.19) и (5.21).

Турбулентный поток тепла между океаном и атмосферой Φ_a вычисляется по формуле

$$\Phi_a = c_a \rho_a c_T V (T_a - T_0), \tag{9.5}$$

где c_a, ρ_a, c_T — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, плотность воздуха и коэффициент теплообмена соответственно; V — скорость ветра; T_a, T_0 — температура воздуха и температура поверхности океана соответственно.

Величина коэффициента теплообмена зависит от высот, на которых проведены измерения температуры воздуха и скорости ветра, а также от стратификации приводного слоя воздуха

$$c_T \approx \frac{1}{\text{Pr}}\left(\frac{\varkappa}{\ln (z_{10}/z_0)}\right)^2\left(1 - \frac{8\,\text{Rf}}{\ln (z_{10}/z_0)}\right). \tag{9.6}$$

При измерениях V и T_a на высоте 10 м над поверхностью океана значение c_T, объединенное с $c_a\rho_a$, приведено в Океанографических таблицах (5.30) в виде коэффициента

$$A_{10} = c_a \rho_a c_T. \tag{9.7}$$

Этот коэффициент оказывается размерным, поэтому входящая в формулу (9.5) скорость ветра должна иметь указанную в таблице размерность. Поток тепла также приобретает нестандартную размерность. Поэтому его следует перевести в систему СИ, имея в виду, что 1 кал/см²мин = 698 Вт/м². При этом надо помнить, что поток тепла считается положительным, если он поступает в океан. В таблице (5.30) формула для расчета турбулентного потока тепла имеет противоположный знак.

Величина испарения влаги рассчитывается по формуле

$$\text{И} = c_q \rho_a V (q_a - q_0), \tag{9.8}$$

где c_q — коэффициент влагообмена; q_a — удельная влажность воздуха; q_0 — удельная влажность насыщения у поверхности океана.

Величина коэффициента влагообмена, так же как и коэффициента теплообмена, зависит от высот наблюдений влажности воздуха и скорости ветра. При измерениях q на той же высоте, что и T_a, обычно принимается $c_q = c_T$. В табл. 5.36 [3] приведены зна-

чения размерного коэффициента испарения B, в который кроме c_q включена плотность воздуха, а влажность в расчетной формуле представлена в виде упругости водяных паров.

Выражение для определения затрат тепла на испарения получается после умножения формулы (9.8) на удельную теплоту испарения $L=2500$ кДж/кг

$$\Phi_и = LИ = Lc_q\rho_a V (q_a - q_0). \tag{9.9}$$

В формулу (9.4) входит масса пресной воды $\left(\frac{\partial M}{\partial t}\right)$, поступившей на единицу площади океана в виде осадков, талой и речной воды. Она оценивается их общей толщиной слоя h_0 за единицу времени, умноженной на плотность пресной воды

$$\frac{\partial M}{\partial t} = \rho_0 \frac{\partial h_0}{\partial t}. \tag{9.10}$$

Порядок выполнения работы

1. Вычисляются Φ_T и Φ_S по формулам (9.1) и (9.2). Соленость нужно брать в относительных величинах (например, 35 ‰=0,035).

2. Если нет наблюденных значений величин радиационного баланса, то он вычисляется по таблице (5.19) в зависимости от высоты солнца, приведенной в [3], прозрачности атмосферы и облачности.

3. По табл. 5.21 [3] к радиационному балансу вводится поправка на разность температур поверхности океана и воздуха.

4. По формулам (9.5) и (9.6) или по табл. 5.30 [3] определяется турбулентный поток тепла Φ_a.

5. По таблице (5.41) [3] определяется упругость насыщения водяного пара при температуре поверхности океана. При необходимости ее можно перевести в удельную влажность по формуле

$$q = \frac{0{,}623\, e}{P - 0{,}377 e}, \tag{9.11}$$

где e — упругость насыщения водяного пара, мбар; P — атмосферное давление на уровне моря, мбар.

6. По формуле (9.8) или с использованием таблицы (5.36) [3] вычисляется поток водяного пара.

7. Вычисляются затраты тепла на испарение.

8. По формуле (9.3) вычисляется суммарный поток тепла Φ_T.

9. По формулам (9.4), (9.8) и (9.10) также с учетом относительных величин солености (см. пункт 1) вычисляется поток солености на поверхности Φ_S.

10. Сопоставить потоки тепла и соли, вычисленные разными способами, и проанализировать результаты расчетов.

Пример расчета

Исходные данные:

$\varphi = 36°\,56'$ с. ш., $\lambda = 70°\,01'$ з. д., 08.06, 12.00, $V = 3{,}5$ м/с, $T_a = 23{,}2°$, $P = 1015.5$ мбар, $r = 93$ %, $E = 25{,}5$ мбар, $N = 10$ б.

Вычисленные потоки тепла (Вт/м^2) и соли Φ_S (кг/м^{2}с)

Φ_a	$\Phi_и$	Б	$\Phi_т$	Φ_S
40,65	−16,52	498	522,13	$6{,}6 \cdot 10^{-6}$

РАБОТА 10

Расчет вертикальных профилей температуры верхнего слоя океана при различных профилях коэффициента температуропроводности

Задача работы

Рассчитать вертикальные профили температуры воды (T) при разных профилях коэффициента температуропроводности (K) и определить зависимость характера вертикального распределения $T(t, z)$ от K.

Исходные данные

Начальный вертикальный профиль температуры $T_H = a - bz = 15° - 0{,}24(z - h)$, глубина $H = 50$ м, поток тепла на поверхности океана

$$\Phi(t) = 400 + 480 \sin(2\pi t/\Delta t) \quad \text{Вт/м}^2, \quad \Delta t = 24 \text{ ч}.$$

Профили коэффициента температуропроводности:

1. $K = 10^{-3}$ м^2/с,
2. $K = \begin{cases} 10^{-3} & z \leqslant h, \\ 10^{-3} e^{-\gamma(z-h)} & z > h, \quad \gamma = 0{,}1 \text{ м}^{-1}. \end{cases}$

Пояснения

Изменение температуры воды описывается уравнением теплопроводности

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K \frac{\partial T}{\partial z}\right), \quad 0 \leqslant z \leqslant H = 50 \text{ м} \qquad (10.1)$$

с начальным условием

$$T_H = a - bz \qquad (10.2)$$

и граничными условиями

$$\text{при } z = 0 \quad -K\rho c \left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=0} = \Phi(t) - rT_0, \qquad (10.3)$$

$$\text{при } z = H \quad T = 15° - 0{,}24(H - h), \qquad (10.4)$$

где $r = 1$ Вт/м^{2}К, $\rho = 1025$ кг/м^3, $c = 4{,}18$ КДж/кгК.

Требуется составить конечно-разностный аналог уравнения (10.1) и его краевых условий, составить программу численного решения задачи на период не менее $3\Delta t$ и решить ее для трех указанных вариантов. При составлении конечно-разностной схемы необходимо учитывать критерии устойчивости и условия сходимости численного решения. Результаты расчетов при оформлении отчета должны быть представлены в виде распечатки с шагами 5 м — по глубине и 3 ч — по времени. При анализе нужно отразить физические особенности эволюции вертикального профиля температуры с течением времени в зависимости от профилей коэффициента температуропроводности.

Пример расчета

См. табл. 10.1.

Таблица 10.1

Изменения вертикальных профилей температуры воды в различные моменты времени

ВАРИАНТ 1

z м	t_1	t_2	t_3	t_4	t_5	t_6	t_7
0	1,62E+01	1,53E+01	1,51E+01	1,49E+01	1,47E+01	1,46E+01	1,44E+01
5	1,50E+01	1,48E+01	1,46E+01	1,44E+01	1,42E+01	1,41E+01	1,39E+01
10	1,38E+01	1,38E+01	1,37E+01	1,36E+01	1,34E+01	1,33E+01	1,32E+01
15	1,26E+01	1,26E+01	1,26E+01	1,25E+31	1,25E+01	1,24E+01	1,23E+01
20	1,14E+01	1,14E+01	1,14E+01	1,14E+01	1,14E+01	1,13E+01	1,13E+01
25	1,02E+01	1,02E+01	1,02E+01	1,02E+01	1,02E+01	1,02E+01	1,01E+01
30	9,00E+00	9,00E+00	9,00E+00	9,00E+00	9,00E+00	8,99E+00	8,98E+00
35	7,80E+00	7,80E—00	7,80E+00	7,80E+00	7,80E+00	7,80E+00	7,79E+00
40	6,60E+00	6,60E+00	6,60E+00	6,60E+00	6,60E+00	6,60E+00	6,60E+00
45	5,40E+00	5,40E+00	5,45E+00	5,40E+00	5,40E+00	5,40E+00	5,40E+00
50	4,20E+00	4,20E+00	4,20E+00	4,20E+00	4,20E+00	4,20E+00	4,20E+00

ВАРИАНТ 2

z м	t_1	t_2	t_3	t_4	t_5	t_6	t_7
0	1,62E+01	1,55E+01	1,56E+01	1,57E+01	1,58E+01	1,60E+01	1,61E+01
5	1,50E+01	1,51E+01	1,52E+01	1,53E+01	1,54E+01	1,55E+01	1,57E+01
10	1,38E+01	1,42E+01	1,45E+01	1,47E+01	1,48E+01	1,50E+01	1,51E+01
15	1,26E+01	1,27E+01	1,29E+01	1,32E+01	1,34E+01	1,35E+01	1,37E+01
20	1,14E+01	1,15E+01	1,16E+01	1,17E+01	1,18E+01	1,20E+01	1,21E+01
25	1,02E+01	1,02E+01	1,03E+01	1,04E+01	1,04E+01	1,05E+01	1,06E+00
30	9,00E+00	9,03E+00	9,06E+00	9,10E+00	9,14E+00	9,18E+00	9,22E—00
35	7,80E+00	7,82E+00	7,84E+00	7,86E+00	7,88E+00	7,91E+00	7,93E+00
40	6,60E+00	6,61E+00	6,62E+00	6,64E+00	6,65E+00	6,66E+00	6,68E+00
45	5,40E+00	5,41E+00	5,41E+00	5,42E+00	5,43E+00	5,44E+00	5,45E+01
50	4,20E+00	4,20E+00	4,20E+00	4,20E+00	4,20E+00	4,20E+00	4,20E+00

РАБОТА 11

Адвекция тепла течением

Задача работы

Определить на лабораторной установке пространственное распределение температуры воды в бассейне при наличии адвективного потока тепла и сравнить результаты эксперимента с теоретическим решением.

Пояснения

Если учитывать только боковой теплообмен течения с окружающими водами, то в стационарном случае уравнение теплопроводности принимает вид

$$u\frac{\partial T}{\partial x} = K_L\frac{\partial^2 T}{\partial y^2}, \quad |y| \leqslant L, \tag{11.1}$$

где L — половина ширины струи течения.

Распределение температуры в начальном сечении представим в виде

$$T_{(0,y)} = T_0 + T_a\cos\frac{\pi y}{2L}. \tag{11.2}$$

В качестве второго граничного условия следует принять ограниченность значений температуры на бесконечном удалении от источника тепла

$$T \neq \infty \text{ при } x \to \infty. \tag{11.3}$$

Можно также считать, что на стрежне потока температура имеет экстремум

$$\left.\frac{\partial T}{\partial y}\right|_{y=0} = 0. \tag{11.4}$$

Для решения уравнения (11.1) используется метод разделения переменных. В результате получается следующее выражение для горизонтального распределения температуры:

$$T = T_0 + T_a\exp\left(-\frac{\sqrt{u^2L^2 + K_L^2\pi^2} - UL}{2K_LL}x\right)\cos\frac{\pi y}{2L}. \tag{11.5}$$

Адвекция тепла течением исследуется в прямоугольном лабораторном бассейне.

Порядок выполнения работы

1. В лабораторном бассейне определяется пространственное распределение температуры при наличии адвекции тепла течением.

2. По закону «четырех третей» вычисляется коэффициент горизонтального турбулентного обмена теплом.

3. По аналитической формуле при полученном по экспериментальным данным значении коэффициента горизонтального турбулентного теплообмена рассчитывается пространственное распределение температуры.

4. Результаты расчетов сравниваются с экспериментальными данными.

Пример расчета

См. табл. 11.1.

Таблица 11.1

Рассчитанная и наблюденная температура на стрежне течения, °С

Температура, °С	Расстояние от источника, см						
	0	5	10	15	20	25	30
Рассчитанная	28,0	25,0	24,5	23,0	22,8	22,0	21,7
Измеренная	27,1	24,7	24,5	24,0	23,6	23,4	23,0

РАБОТА 12

Формирование верхнего квазиоднородного слоя океана при вынужденной конвекции

Задача работы

По данным гидрометеорологических наблюдений рассчитать характеристики верхнего квазиоднородного слоя океана, сформированного вынужденной конвекцией.

Исходные данные

Данные гидрологических наблюдений температуры и солености воды в пределах верхнего слоя океана; данные метеорологических наблюдений радиационного баланса, скорости ветра, температуры и влажности воздуха.

Пояснения

Проинтегрированное по вертикали от поверхности до глубины h квазистационарное уравнение баланса энергии турбулентности (Э) при отсутствии адвекции имеет вид

$$\int_0^h K_V\left[\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2+\left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2\right]dz-\int_0^h\frac{gK_V}{\rho \mathrm{Pr}}\frac{\partial \rho}{\partial z}dz+\frac{K_V}{\mathrm{Pr}}\frac{\partial Э}{\partial z}\Big|_0^h=\int_0^h c_э\frac{K_V^3}{l^4}dz. \quad (12.1)$$

Первое слагаемое этого уравнения характеризует генерацию энергии турбулентности течением и волнением. Если учитывать только эффект дрейфового течения, то при постоянном K_V интегрирование приводит к выражению

$$G_V = u_0 u_{*0}^2 + v_0 v_{*0}^2 - u_h u_{*h}^2 - v_h v_{*h}^2, \qquad (12.2)$$

где u, v — составляющие скоростей течения на поверхности и на глубине h; u_*, v_* — составляющие динамической скорости на поверхности и на глубине h.

Обычно дрейфовое течение и поток количества движения быстро уменьшаются с глубиной, поэтому последние два слагаемых часто не принимают во внимание. Кроме того, нет необходимости учитывать распределение энергии турбулентности вдоль горизонтальных осей координат. В таком случае

$$G_V = K_b c_V \frac{\rho}{\rho_a} W^3, \qquad (12.3)$$

где $K_b = \frac{0{,}0127}{\sqrt{\sin\varphi}}$ — ветровой коэффициент; c_V — коэффициент сопротивления; ρ_a — плотность воздуха; W — скорость ветра на высоте 10 м.

Второе слагаемое уравнения (12.1) характеризует влияние на энергию турбулентности архимедовой силы. При линейном уравнении состояния

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha (T - T_0) + \beta (S - S_0)] \qquad (12.4)$$

его интегрирование и переход от градиентов температуры и солености воды к потокам тепла и солей дает

$$G_A = \frac{gh}{2\rho} \left[\left(\Phi_{S0} - \Phi_{Sh} \right) - \frac{\alpha}{c} \left(\Phi_{T0} - \Phi_{Th} \right) \right], \qquad (12.5)$$

где α — коэффициент термического расширения воды; β — коэффициент соленостного сжатия воды; g — ускорение свободного падения; Φ_S, Φ_T — потоки соли и тепла у поверхности и на глубине h. Эти потоки считаются положительными, если они направлены в квазиоднородный слой.

В работе принимается, что потоки тепла и соли между квазиоднородным слоем и подстилающими водами отсутствует. Следовательно,

$$G_A = \frac{gh}{2\rho} \left(\Phi_{S0} - \frac{\alpha}{c} \Phi_{T0} \right). \qquad (12.6)$$

Третье слагаемое уравнения (12.1) характеризует диффузию нормированной на плотность энергии турбулентности как через нижнюю границу слоя h, так и поступление энергии турбулентности в квазиоднородный слой в результате обрушения волн. По экспериментальным данным оно пропорционально кубу скоро-

сти ветра и зависит от спектра волнения F_ω дисперсии σ и частоты максимума в спектре волн ω

$$G_\omega = -\frac{K_V}{\mathrm{Pr}}\frac{\partial \Theta}{\partial z}\Big|_0^h = \frac{\rho_a}{\rho} W^3 f_\omega(F_\omega, \sigma, \omega). \qquad (12.7)$$

Параметр f_ω чаще всего определяется экспериментально как некоторая доля от единицы. Если $f_\omega = 0$, то считается, что обрушения волн нет. Если $f_\omega = 1$, то вся энергия волн через обрушение расходуется на генерацию турбулентности. Диссипация энергии турбулентности в квазиоднородном слое океана D характеризуется правой частью уравнения (12.1). Если нет сведений о масштабе и коэффициенте турбулентности, то предполагается, что D составляет долю ξ от генерации турбулентности

$$D = \xi G_V. \qquad (12.8)$$

В этом случае параметр ξ подбирается экспериментально.

Итак, уравнение (12.1) преобразовано к виду

$$(K_b c_V + f_\omega)\frac{\rho_a}{\rho} W^3(1-\xi) + \frac{gh}{2\rho}\left(\Phi_{S0} - \frac{\alpha}{c}\Phi_{T0}\right) = 0. \qquad (12.9)$$

Из этого выражения следует, что в установившемся состоянии толщина верхнего квазиоднородного слоя океана может быть определена из формулы

$$h = \frac{2\rho}{g}\frac{\left(K_b c_V + f_\omega\right)\frac{\rho_a}{\rho} W^3(1-\xi)}{\left(\frac{\alpha}{c}\Phi_{T0} - \Phi_{S0}\right)}. \qquad (12.10)$$

Изменение температуры и солености квазиоднородного слоя определяется из уравнений диффузии тепла и соли, проинтегрированных по вертикали в пределах этого слоя

$$\begin{cases} \dfrac{\partial T_0}{\partial t} = \dfrac{\Phi_{T0}}{c\rho h} - \dfrac{T}{h}\dfrac{\partial h}{\partial t}\delta, \\ \dfrac{\partial S_0}{\partial t} = \dfrac{\Phi_{S0}}{\rho h} - \dfrac{S}{h}\dfrac{\partial h}{\partial t}\delta, \end{cases} \qquad (12.11)$$

где δ-функция равна 1 при заглублении квазиоднородного слоя, то есть при росте h. В этом случае последние слагаемые уравнений (12.11) характеризуют вовлечение в квазиоднородный слой тепла и соли. При этом T и S представляют собой температуру и соленость вовлекаемой воды. Если квазиоднородный слой не заглубляется, то $\delta = 0$.

Порядок выполнения работы

1. По данным метеорологических наблюдений вычисляются потоки тепла и соли. При этом можно просто использовать резуль-

таты, полученные в работе 9. Если знаменатель формулы (12.10) окажется отрицательным, то расчет h по ней не проводится, так как имеет место не вынужденная, а свободная конвекция.

2. В предположении, что генерация энергии турбулентности происходит за счет дрейфового течения ($f_\omega = 0$), рассчитывается h по формуле (12.10). При этом плотность воды и воздуха можно считать стандартными. Параметр ξ принять равным 0,9 и 0,99.

3. Вычислить скорость изменения температуры и солености по формулам (12.11) при $\delta = 0$.

4. Проанализировать полученные результаты расчетов, сравнить их с известными для данного района наблюденными величинами.

Пример расчета

Исходные данные приведены в работе 9.

при $\delta = 0{,}99$, $h = 3{,}48$ м $\quad \dfrac{T_{i+1} - T_i}{\Delta t} = 6{,}72 \cdot 10^{-4}$ (К/с)

при $\delta = 0{,}90$, $h = 34{,}8$ м $\quad \dfrac{T_{i+1} - T_i}{\Delta t} = 6{,}72 \cdot 10^{-5}$ (К/с)

РАБОТА 13

Задачи по термохалинным процессам в океане

1. Определить вертикальный поток тепла и соли в подповерхностном слое океана соленостью 30‰ по данным метеорологических измерений:

z м	0,2	1,0	5,0
W м/с	—	2,9	3,4
T°C	17,7	16,6	—
e мбар	5,2	4,8	—

Радиационный баланс равен 150 Вт/м², атмосферное давление равно 1000 мбар.

2. Определить изменения температуры и солености верхнего квазиоднородного слоя океана толщиной 20 м с начальной температурой 18 °С и соленостью 30 ‰ за месяц при потоках тепла и соли, полученных в задаче № 1. Обмен теплом и солями с нижележащими слоями воды отсутствует.

3. Определить установившееся значение толщины слоя вынужденной конвекции, сформировавшегося при заданных в задаче 1 метеорологических условиях. Предполагается, что потоки тепла, соли и количества движения между слоем конвекции и подстилающем его водами отсутствуют.

4. Определить изменение солености в слое свободной конвекции толщиной 50 м при образовании льда толщиной 1 м. Начальная соленость воды 32 ‰, соленость льда 5 ‰.

5. Определить стационарную во времени тепловую и соленостную трансформацию струи речной воды в море на расстоянии 10 км от устья. Толщина слоя речной воды 10 м, скорость ее движения 15 см/с. Температура воды на выходе из устья 15 °С, соленость 0 ‰. Температура подстилающего слоя морской воды 10 °С, соленость воды 30 ‰. Теплообмен с атмосферой 60 Вт/м^2. Испарение и осадки компенсируют друг друга. Коэффициенты теплообмена и солеобмена между слоями морской и речной воды равны $2 \cdot 10^{-3}$.

Раздел четвертый. МОРСКОЙ ЛЕД

РАБОТА 14

Исследование структуры и текстуры льда

Задачи работы

Изготовить образец льда для структурных исследований. Визуально и по фотоснимку (по видеозаписи) образца в проходящем и в поляризованном свете исследовать элементы структуры и текстуры льда: зернистость, структурный рисунок, ориентировку оптических осей льда, характер включений.

Пояснения

Полная характеристика структуры льда складывается из оценки ряда особенностей его строения: кристалличности, зернистости, структурного рисунка, пространственной ориентировки кристаллов, оптических констант кристаллов льда и фигуры удара.

Текстура льда—это совокупность внешних признаков, обусловленных наличием во льду воздушных, солевых, органических и минеральных включений, а также характером их распределения, формой и количеством включений, определяющих цвет, прозрачность, слоистость и волокнистость льда.

Для изучения строения ледяного покрова используются методы петрографического исследования: визуально или при помощи поляризационной установки, позволяющей фотографировать или снимать на видеофильм образец льда.

Описание лабораторной установки:

Исследование структуры и текстуры льда визуально или при помощи фотографирования (видеосъемки) производится при помощи поляризационного приспособления. Приготовленный образец льда приморáживается к предметному стеклу и вставляется в прибор. Поворотом поляризующих стекол регулируется харак-

тер света, проходящего через образец. В проходящем свете хорошо видны пузырьки воздуха и посторонние включения. В поляризованном свете нужно добиться резкого отличия яркости (окраски) соседних кристаллов, контуры которых становятся ясно различимыми.

Порядок выполнения работы

1. Для структурных исследований подготавливаются образцы льда — шлифы, при этом все работы производятся в холодильной камере. Перед началом работ необходимо ознакомиться с правилами техники безопасности производства работ в холодильных установках.

2. Для изготовления ледяного шлифа вырезают пластинку льда размером 60×45×10 мм. Одну из ее плоских граней шлифуют сначала на грубой, а потом на мелкозернистой наждачной бумаге. Ровная поверхность обеспечивает плотное прилегание шлифа к предметному стеклу и исключает дополнительное преломление оптических лучей на границах воздушной прослойки между шлифом и стеклом. Для приморaживания шлифа предметное стекло слабо нагревают на ладони, затем к нему плотно прижимают пластинку льда и на 10 мин оставляют на металлическом предмете в холодильной камере. После примерзания шлифа приступают к шлифовке второй его поверхности. При этом вначале ножом уменьшают толщину пластины до 2—3 мм, затем до толщины 0,8—1,0 мм шлифуют на грубой наждачной бумаге и далее до толщины 0,3—0,6 мм — на мелкозернистой.

3. Исследование образца в проходящем и поляризованном свете производят непосредственно после изготовления шлифа. Перед фотографированием или видеосъемкой к поверхности шлифа прикладывается линейка с миллиметровой разметкой.

В этом разделе необходимо определить следующие характеристики:

Зернистость. Определяются абсолютные размеры кристаллов, их взаимное расположение и характер границ между ними.

Ориентировка оптических осей кристаллов. По различной окраске (освещенности) кристаллов в поляризованном свете можно получить приближенное представление об ориентировке их оптических осей.

Характер включений. Определяется наличие включений в виде песка, ила, пузырьков газа, солей и др. Дается количественная оценка содержания включений во льду (их размеры, относительное содержание).

4. В отчете необходимо кратко описать лабораторную установку и методику исследований. Подробный анализ результатов. В приложении должны быть либо фотографии исследованных шлифов в проходящем поляризованном свете, либо их зарисовки с натуры или экрана телевизора (при видеосъемке).

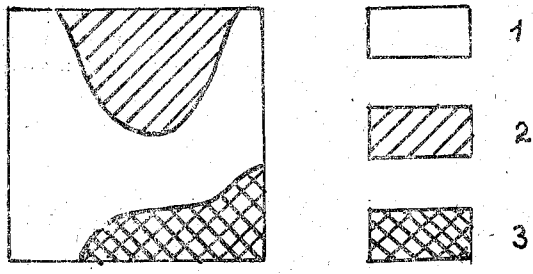


Рис. 5. Пример ориентировки кристаллов в шлифе льда: *1* — наиболее светлая часть шлифа. Затемняется при повороте поляроида на угол ≈90°; *2* — умеренно освещенная часть шлифа. Затемняется при повороте поляроида на угол ≈30°; *3* — наиболее темная часть шлифа. При повороте поляроида становится светлее

Пример анализа

Определение текстуры льда. Образец льда в виде кубика размером 5×5×7 см анализируется при температуре воздуха —5 °С. Цвет беловато-мутноватый без каких-либо внешних примесей. Отдельные кристаллы не просматриваются. Мутноватый цвет обусловлен множеством мелких пор, хаотически распределенных по объему льда. Размер пор менее 0,5 мм.

Структура льда

Шлиф размером 1,5×1,5×0,2 см, при рассмотрении в поляризованном свете заметны два включения (рис. 5). Первое из них становится наиболее темным при повороте поляроида на угол 90°, а второе включение наиболее затемняется при повороте поляроида на угол 30°, что свидетельствует о различной ориентировке главных оптических осей кристаллов льда в этих включениях.

РАБОТА 15

Определение прочности льда при сжатии и изгибе

Задача работы

Исследовать в лабораторных условиях прочностные характеристики льда при сжатии и изгибе. Определить характер связи между напряжениями и деформацией, а также величину прочности при различной скорости приложения нагрузки. Объяснить полученные результаты, используя сведения о строении льда.

Пояснения

Сила, действующая на единицу ледяной поверхности, или напряжение вызывает либо упругие, либо пластические деформации льда. Для упругих деформаций справедливо выражение

$$\sigma = E\varepsilon, \tag{15.1}$$

где σ — напряжение; ε — деформация; E — модуль упругости.

В зависимости от вида деформации модуль E изменяется от наибольшего в случае сжатия до наименьшего при сдвиге и продольных деформациях. Если разрушение наступает на стадии пластической деформации, то его характер называют *пластическим*. При быстром приложении нагрузки лед может разрушаться в упругой стадии, тогда характер разрушения называют *хрупким*.

Минимальное напряжение, которое вызывает разрушение льда, определяет его прочность.

Сопротивление морского льда разрушению зависит от скорости приложения напряжения. Кроме того, прочность морского льда становится меньше с ростом температуры и солености.

Для количественных оценок характеристик деформации используются следующие различные соотношения.

При сжатии образца сила σ_1, действующая на единицу его поверхности, равна

$$\sigma_1 = P/F, \tag{15.2}$$

где P — сила, приложенная к образцу; F — площадь поперечного сечения образца.

Относительная деформация ε_1 определяется по формуле

$$\varepsilon_1 = \frac{\Delta l}{l}, \tag{15.3}$$

где l — начальные размеры образца; Δl — абсолютная деформация.

Полученные из уравнений (15.2) и (15.3) величины позволяют с помощью формулы (15.1) определить модуль деформации льда при сжатии.

В случае деформации изгиба напряжение определяется из соотношения

$$\sigma_2 = \frac{3LP}{2a^2b}, \tag{15.4}$$

где a, b — высота и ширина образца льда; L — расстояние между опорами, на которых помещен образец льда.

Модуль деформации при изгибе E_2 может быть найден из выражения

$$E_2 = \frac{LP'}{4MC}(3L^2 - 4L'^2), \qquad (15.5)$$

где L' — расстояние от опоры до точки приложения силы; C — максимальный прогиб балки; $M = \frac{a_3 b}{12}$ — момент инерции.

Пример расчета

См. табл. 15.1.

Таблица 15.1

Результаты испытания образцов льда на одностороннее сжатие

№ п/п	Дата	№ образцов	Горизонт взятия пробы, см	Размер образца, см			Температура в момент опыта, °С	Время появления первых трещин, с	Показания манометра (КГС)	Время разрушения, с	Максимальное показание манометра (КГС)	Направление разруш. усилия относительно поверхности замерзания	Разрушающее усилие P/ab	Характер разрушения образца	Примечание
				a	b	h									
1	1.12.92	1 –	0	7	5	5	—5	30	40	36	49	90°	1,42	Хруп.	Разлом на несколько крупных и много мелких осколков

РАБОТА 16

Экспериментальное определение коэффициента теплопроводности льда

Задача работы

Изучить лабораторную установку, используемую для экспериментов, а также метод определения коэффициента теплопроводности, вычислить его величину и сравнить с данными, имеющимися в литературе.

Пояснения

Теплопроводность является одной из важнейших теплофизических характеристик льда. В работе она определяется через поток тепла и градиент температуры. Для стационарного процесса поток тепла через лед определяется на основании закона Фурье

$$\Phi = \lambda \frac{\partial T}{\partial z}, \qquad (16.1)$$

где λ — теплопроводность льда; Φ — поток тепла через единицу поверхности льда.

Для линейного профиля температуры во льду имеем

$$\Phi = \lambda \frac{T_2 - T_1}{h}. \qquad (16.2)$$

Метод определения коэффициента теплопроводности основан на прямом измерении потока тепла и разности температур поверхностей льда при условии отсутствия горизонтального потока тепла.

Описание лабораторной работы

При определении коэффициента теплопроводности используется установка (рис. 6), предназначенная для экспериментов с образцами льда диаметром 10 см и толщиной 1 см. Образец *1* помещается между нагревателем *2* и холодильником *3*. Температура холодильника поддерживается постоянной, поэтому тепловой поток через образец полностью определяется количеством тепла, создаваемым нагревателем. Разность температур верхней и нижней поверхностей льда измеряется с помощью батарей термопар.

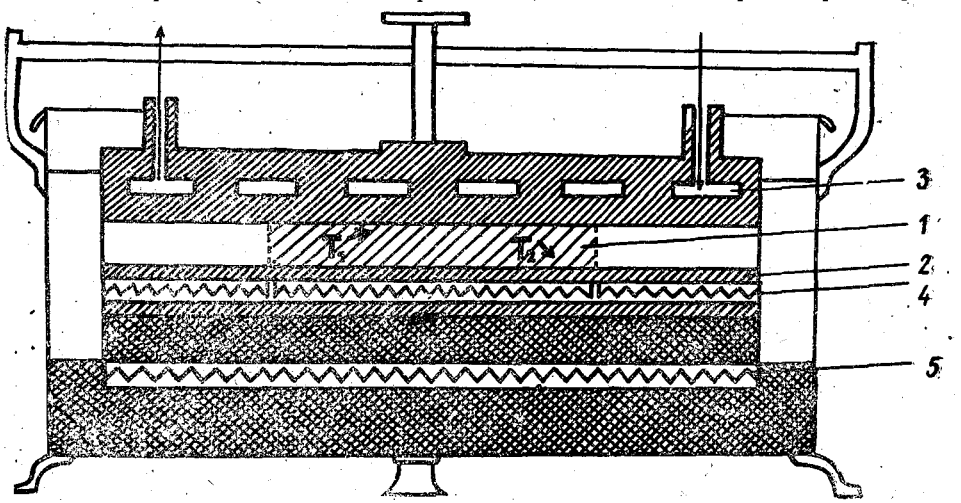


Рис. 6. Схема устройства для экспериментального определения коэффициента теплопроводности: *1* — образец льда; *2* — нагреватель; *3* — холодильник; *4*, *5* — кольцевые нагреватели

Для устранения внешних потерь тепла служат кольцевой *4* и нижний *5* нагреватели. Равенство их температур температуре нагревателя *2* равносильно отсутствию оттока тепла от него, а поток тепла через образец равен количеству тепла Φ', выделенному нагревателем:

$$\Phi = \frac{\Phi'}{F} = \frac{IV}{F}, \qquad (16.3)$$

где F — площадь теплопередающей поверхности; I, V — сила тока и напряжение в цепи нагревателя *2*.

Равенство температур нагревателей достигается регулировкой силы тока с помощью реостатов. Кроме них в цепь каждого нагревателя включены вольтметры.

При эксперименте производят тарировку термопар, определив зависимость разности температур поверхностей образца льда от силы тока в цепи термопары.

Включение установки осуществляется заранее, за 3—4 ч до опыта, чтобы к его началу был обеспечен стационарный режим процесса.

Порядок выполнения работы

1. Перед выполнением лабораторной работы необходимо изучить схему установки, порядок подключения измерительных приборов и реостатов, проверить их действие. Для приобретения навыков работы требуется определить цену деления приборов, произвести ряд измерений силы тока и напряжения в цепи нагревателей.

2. Измерения начинают после того, как с помощью реостатов добиваются равенства силы тока в цепях всех нагревателей. С помощью этой операции выравнивают температуру нагревателей и стремятся устранить потери тепла от образца льда во внешнюю среду. Напряжение и сила тока в цепи нагревателя *2*, а также напряжение в цепях вспомогательных нагревателей заносятся в табл. 16.1.

3. Измерения производят с заданной перед опытом дискретностью. В таблицу заносят значения электродвижущей силы в цепях термопар $I_н$ и $I_к$, характеризующих температуру нижнего и кольцевого нагревателей, а также T_1 и T_2 — температуру верхней и нижней поверхностей образца льда. Опыт заканчивается, когда получают 4—5, неизменных во времени значений электродвижущих сил термопар, что характеризует стационарность процесса (при этом поддерживают равенство ЭДС кольцевого и нижнего нагревателей, $T_к = T_н$, т. е. одинаковую температуру их поверхностей).

Пример расчета
См. табл. 16.1.

Таблица 16.1

Результаты определения коэффициента теплопроводности льда
Размеры образца льда: диаметр (d) — 100 мм, площадь (F) — 7,85 см², толщина (h) — 10 мм, температура воздуха ($T_в$) —0,5 °С

№ п/п	Время наблюдения	Рабочий нагреватель		Напряжение V		ЭДС термопар			ΔT °С	λ, Вт/м·к
		$I5 \cdot 10^3$	V	кольцевой нагреватель	нижний нагреватель	I_1	I_2	$I_н = I_к$		
1	15,20	73,5	13,5	5,2	0	8	2	6	22	2,12
2	15,25	74,0	13,1	5,4	0	7,9	1,9	6	22	2,13
3	15,30	74,0	13,7	5,1	0	8	1,9	6	22	2,08

4. Вычисляется количество тепла, создаваемое нагревателем и равное тепловому потоку через образец льда с помощью выражения (16.3),

$$F = \frac{\pi d^2}{4},$$

где d — диаметр нагревателя.

С графика тарировки термопар по разности ЭДС $I_2 - I_1$ определяется величина $\Delta T = (T_2 - T_1)$ и вычисляется коэффициент теплопроводности

$$\lambda = \frac{\Phi h}{\Delta T}. \qquad (16.4)$$

5. В отчете необходимо описать схему экспериментальной установки и принцип метода определения коэффициента теплопроводности. Приложить таблицу результатов, данные обработки экспериментов, тарировочный график. Сравнить полученные значения коэффициента теплопроводности с имеющимися в литературе данными и дать анализ полученных результатов.

РАБОТА 17

Определение даты замерзания моря и изменения толщины льда за счет термических факторов

Задачи работы

По данным измерений температуры и солености воды в осенний период года и метеорологической информации за каждый ме-

сяц определить дату начала образования льда, рост его толщины, начало таяния и стаивание льда.

Пояснения

1. По средним месячным значениям метеорологических и гидрологических характеристик рассчитываются потоки тепла $\Phi_т$ и соли Φ_S в верхнем слое моря

$$\Phi_т = Б + c_{pa}\rho_a c_T V (T_a - T_0) + L\rho_a c_q V (q_a - q_0), \qquad (17.1)$$

$$\Phi_S = -S_0 \left[c_q \rho_a V (q_a - q_0) + \rho \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right], \qquad (17.2)$$

где Б — радиационный баланс поверхности моря; c_{pa}, ρ_a — удельная теплоемкость и плотность воздуха; L — удельная теплота испарения воды; V — скорость ветра; T, q — температура и удельная влажность воздуха; T_0, S_0 — температура и соленость поверхности моря; ζ — толщина слоя выпавших осадков.

2. Рассчитывается толщина верхнего квазиоднородного слоя моря (h), созданного свободной конвекцией, на конец рассматриваемого месяца

$$h_{i+1} = \sqrt{A + h_1^2}, \qquad (17.3)$$

где $A = -2\frac{\left(\frac{\alpha\Phi_T}{c} - \beta\Phi_S\right)\Delta t}{\rho(\beta\Gamma_S - \alpha\Gamma_T)}$; α, β — коэффициенты термического расширения и соленостного сжатия; Γ_T, Γ_S — градиенты температуры и солености глубже верхнего квазиоднородного слоя; c, ρ — удельная теплоемкость и плотность воды; i — номер месяца; Δt — шаг по времени в 1 месяц в соответствующей размерности.

3. Вычисляются температура и соленость верхнего квазиоднородного слоя

$$T_{i+1} = T_i + \Gamma_T \left(0{,}5h_{i+1} + 0{,}5\frac{h_1^2}{h_{i+1}} - h_i\right) + \frac{\Phi_T \Delta t}{c\rho h_{i+1}}, \qquad (17.4)$$

$$S_{i+1} = S_i + \Gamma_S \left(0{,}5h_{i+1} + 0{,}5\frac{h_1^2}{h_{i+1}} - h_i\right) + \frac{\Phi_S \Delta t}{\rho h_{i+1}}. \qquad (17.5)$$

4. Вычисляется температура замерзания

$$\theta = -10^{-3}(3 + 52{,}7S_{i+1} + 0{,}04S_{i+1}^2 + 0{,}0004S_{i+1}^3). \qquad (17.6)$$

5. Если $T_{i+1} > \theta$, то лед не образуется и расчеты по пунктам 1—4 повторяются для следующего месяца. Вычисленные для предыдущего месяца значения T, S, h служат в этом случае исходными данными.

6. Если $T_{i+1} \leqslant \theta$, то считается, что в данном месяце произошло замерзание моря и надо рассчитывать рост толщины льда (h)

$$h_{i+1} = \sqrt{h_i^2 + \frac{2\lambda}{L_л \rho_л} [\theta - \vartheta] \Delta t}\ , \qquad (17.7)$$

где ϑ — температура поверхности льда, в данном случае для облегчения расчетов принимаемая равной температуре воздуха T_a; λ, $L_л$, $\rho_л$ — теплопроводность, эффективная теплота плавления и плотность льда.

Если на льду находится слой снега толщиной h_c и теплопроводностью λ_c, то

$$\vartheta = \frac{\lambda h_c \theta + \lambda_c T_a h}{h\lambda_c + \lambda h_c}. \qquad (17.8)$$

7. Таяние льда начинается при температуре воздуха $T_a \approx$ $\approx -1 - 2\,°C$ в зависимости от радиационного баланса. Для более точной оценки температуры поверхности льда используется формула

$$\vartheta = T_a + \frac{L}{c_{pa}} (q_a - q_0) + \frac{Б}{c_{pa}\rho_a c_T V}. \qquad (17.9)$$

8. Если температура поверхности льда повышается до 0 °C, то есть $\vartheta \geqslant 0\,°C$, то происходит таяние льда

$$h_{i+1} = h_i - \frac{\Delta t}{L_л \rho_л} [Б + c_{pa}\rho_a c_T V T_a + L\rho_a c_q V (q_a - q_0)]. \qquad (17.10)$$

Расчет по этой формуле производится до тех пор, пока не исчезнет лед или не начнется понижение температуры воздуха и лед не начнет снова расти, превращаясь в многолетний.

9. Оформить отчет с графиком изменения толщины льда и анализом полученных результатов.

Примечание. В данной работе определяются средние за месяц величины (толщина льда, толщина, температура и соленость воды квазиоднородного слоя), а также месяцы, в которые образуется и начинает таять лед.

Для повышения точности расчетов уменьшают Δt до одних суток.

Пример расчета

См. табл. 17.1 и 17.2.

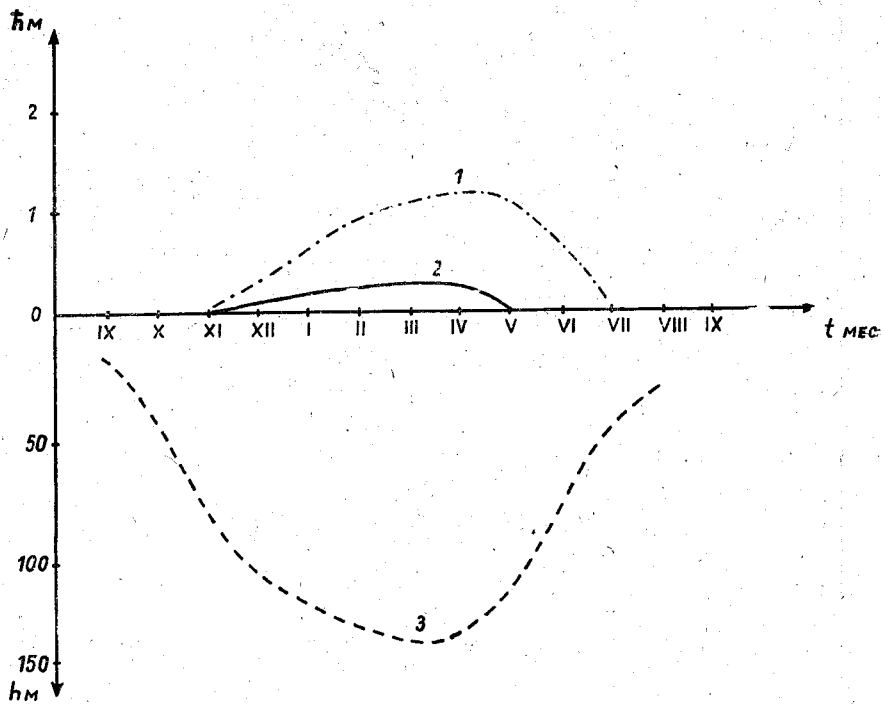


Рис. 7. Рассчитанные значения толщины льда и подледного квазиоднородного слоя моря: *1* — толщина льда; *2* — толщина слоя снега на льду; *3* — толщина подледного квазиоднородного слоя

Таблица 17.1

	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	
Б	—35	—40	—71	—109	—92	—82	—75	—4	50	250	320	200	мДж/м² мес
V	5	5	5	6	6	5	5	6	6,5	5,5	4,8	5,1	м/с
T_a	3	—3	—5	—8	—10	—10,3	—12,2	—8,8	—3,5	0,4	4,1	5,3	°С
e %	90	85	90	90	95	95	95	95	90	90	90	90	%
h_c	0	0	0	2	8	12	15	17	0	0	0	0	см

$T = 0{,}5$; $s_л = 5\,‰$; $S_0 = 30{,}5\,‰$; $h_0 = 20$ м;
$\Gamma_T = -0{,}01$ К/м
$\Gamma_s = 0{,}02\,‰$/м

Таблица 17.2

Результаты расчетов

	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
$\hbar$ м	0	0	0	0,22	0,63	0,89	1,04	1,11	1,08	0,59	0	0
h м	20	44,2	82,7	106,0	119,4	126,3	131,0	129,1	112,1	7 ,9	47,8	32,5

Начало замерзания — XII месяц, таяния — V месяц.

РАБОТА 18

Задачи по расчету характеристик морского льда

1. Какова масса рассола в 1 тонне морского льда соленостью 5 ‰ при $T=-4$ °С?

2. Определите изменение массы рассола в 1 кг морского льда соленостью 4 ‰ при повышении температуры от —10 °С до —2 °С.

3. Определите затраты тепла на плавление морского льда соленостью 8 ‰, находящегося при температуре —10 °С.

4. Определите теплопроводность морского льда соленостью 4 ‰ при температуре —5 °С, если в нем объем пузырьков воздуха оценивается в 3 %. Плотность льда 900 кг/м³, теплопроводность рассола 0,57 Вт/мК.

5. Определить толщину образовавшегося за месяц льда при среднемесячной температуре воздуха —8,6 °С, соленость льда 5 ‰, а воды 30 ‰, поток тепла из воды отсутствует. Плотность льда 900 кг/м³.

6. Определить стаивание льда за 10 сут, если радиационный баланс $Б=1440$ кал/см² мес, среднемесячная температура воздуха 1,0 °С, удельная влажность воздуха $q=3{,}6\cdot10^{-3}$, скорость ветра 4 м/с. Коэффициент теплообмена $c_т=2\cdot10^{-3}$, плотность льда 900 кг/м³.

7. Определить предельную толщину льда под слоем снега в 10 см, если поток тепла из воды $\Phi_в=10$ Вт/м², соотношение теплопроводностей льда и снега равно 7,5, температура поверхности снега —15 °С, температура замерзания —1,5 °С, соотношение плотностей льда и снега равно 8, теплопроводность льда 2,1 Вт/м. к.

8. Определить упругое сжатие образца льда длиной 2 м при нагрузке $\sigma=50$ кг/см². Модуль сжатия 50 т/см².

9. Определите характер деформации морского льда, если нагрузка меняется по закону $\sigma=\sigma_0 \sin \omega t$ ($\sigma_0=10^5$ Па, $\omega=1$ с$^{-1}$). Модуль упругости льда $E=6\cdot10^9$ Па, коэффициент вязкости льда $\varkappa=10^{14}$ Па³ с. Скорость пластической деформации льда пропорциональна кубу приложенного напряжения.

10. Определить допустимость хранения на льду толщиной 50 см груза массой 200 кг и площадью основания 1 м².

Раздел пятый. ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ОКЕАНЕ

РАБОТА 19

Определение электропроводности и солености воды

Задача работы

1. По известным значениям солености S и электропроводности C проб нормальной воды различной концентрации составить график зависимости показаний регистратора от S и C и определить для него аппроксимирующий полином.

2. Определить зависимость электропроводности от температуры.

3. С использованием графиков определить электропроводность и соленость предложенных преподавателем проб воды.

Исходные данные. Пробы нормальной воды, разбавленных дистиллированной водой до различной концентрации.

Пояснения

Лабораторная установка для измерения удельной электропроводности состоит из первичных преобразователей электропроводности (ППС) различных типов, усилителя и регистратора. Эта аппаратура может быть различной конструкции и поэтому схема ее соединения изложена в инструкции к ней.

Температура проб воды измеряется либо термометром сопротивления, либо ртутным.

Пробы воды известной солености представляются преподавателем. Он же дает пробу воды, для которой нужно определить электропроводность и соленость.

Первая часть работы заключается в определении тарировочного графика установки, а вторая — в определении электропроводности и солености заданной пробы.

Порядок выполнения работы

1. Изучить инструкцию по подсоединению между собой различных приборов установки и собрать ее.

2. Взять три пробы воды с известной соленостью (S_1, S_2, S_3), опустить колбы с этими пробами в кювету с водой и выдержать

в ней до тех пор, пока температура проб не будет одинаковой. Измерить температуру проб воды T_1.

3. Провести измерения электропроводности этих проб воды. На регистраторе могут фиксироваться напряжение или сопротивление, т. е. какие-то показатели V_1, V_2, V_3.

4. По «Океанографическим таблицам» по известным значениям S_1, S_2 и S_3 и измеренной температуре проб T_1 определить электропроводности C_1, C_2 и C_3.

5. Составить графики связи S и C с V. Для этого на оси абсцисс нанести показатели V, а по оси ординат — значения S и C.

6. Взять пробу воды, электропроводность которой надо определить, привести ее к температуре T_1 и измерить V. На графике по значению V определить искомые C и S.

7. Чтобы получить зависимость электропроводности воды от температуры, следует провести работы по пунктам 2—5 при других температурах как минимум еще при двух значениях T. Для одной из проб S_i составить зависимость C от T. Результаты сверить с данными C, приведенных в «Океанографических таблицах».

8. Проанализировать выполненную работу.

Примечание. После каждого измерения промыть ППС в дистиллированной воде.

Пример расчета

1. По пробам с известными соленостями, соответственно $S_1 = 4{,}5\,‰$, $S_2 = 6{,}0\,‰$ и $S_3 = 10{,}0\,‰$ с помощью лабораторной установки получаем:

$$R_1 = 1{,}184 \text{ кОм}, \quad R_2 = 1{,}189 \text{ кОм}, \quad R_3 = 1{,}181 \text{ кОм},$$

$$V_1 = 0{,}585 \text{ В}, \quad V_2 = 0{,}615 \text{ В}, \quad V_3 = 0{,}641 \text{ В}.$$

2. Рассчитываем температуру пробы по формуле

$$T = B/\ln(R/R_0),$$

где $B = 3044{,}2211\ K$, $R_0 = 0{,}039$ Ом.

Получаем $T_1 = 294{,}96$ К $= 21{,}81\,^\circ$C, $T_2 = 294{,}84$ К $= 21{,}69\,^\circ$C, $T_3 = 295{,}03$ К $= 21{,}88\,^\circ$C.

3. По «Океанографическим таблицам» получаем электропроводности проб: $C_1 = 768{,}12 \cdot 10^{-3}$ См/м, $C_3 = 1605{,}92 \cdot 10^{-3}$ См/м, $C_2 = 996{,}49 \cdot 10^{-3}$ См/м.

4. Рассчитываем переводные коэффициенты:

$$K_1 = 1{,}313 \text{ См/В}\cdot\text{м}, \quad \varkappa_1 = 7{,}692\,‰/\text{В},$$

$$K_2 = 1{,}620 \text{ См/В}\cdot\text{м}, \quad \varkappa_2 = 9{,}756\,‰/\text{В},$$

$$K_3 = 2{,}505 \text{ См/В}\cdot\text{м}, \quad \varkappa_3 = 15{,}601\,‰/\text{В},$$

$$\widetilde{K} = 1{,}513 \text{ См/В}\cdot\text{м}, \quad \widetilde{\varkappa} = 11{,}016\,‰/\text{В}.$$

5. Определяем с помощью лабораторной установки разность потенциалов в неизвестной пробе:

$$V = 0{,}610 \text{ В}.$$

6. С помощью коэффициентов определяем C и S пробы:

$$C = 1{,}106 \text{ См/м},$$

$$S = 6{,}720\,{}^{0}/_{00}.$$

РАБОТА 20

Определение электромагнитных эффектов волн

Задача работы

1. Освоить методологию измерения характеристик электромагнитного поля, генерируемого волнами.
2. Провести измерения характеристик электромагнитного поля при различной ориентации электродов относительно гребня волны.
3. Провести анализ результатов измерений и сопоставить с результатами расчетов.

Описание оборудования

В лабораторной работе используется оборудование (см. рис. 8): волновой лоток (6), выпрямитель (1), волнопродуктор (2), слабополяризующиеся электроды (3), усилитель (4), самописец двухкоординатный (5), магнит (7).

Подготовка оборудования к работе

1. Ознакомиться с описанием устройства и методологии работы с оборудованием.
2. Залить соленую воду в волновой лоток.
3. Соединить приборы согласно схеме, приведенной на рис. 8. Подсоединить мотор волнопродуктора к выпрямителю, а выпрямитель к электрической сети, обратив внимание на соблюдение полярности. Подсоединить электроды к усилителю, а выход усилителя к входу графопостроителя.
4. Установить нужное усиление на У5-10 ($\approx 10^2$) и чувствительность графопостроителя (от 1 до 10 мВ/см, ручка масштаба).

Пояснения

1. В данной работе измеряется разность потенциалов $\Delta\varphi$, увеличенная усилителем. Для получения истинного значения $\Delta\varphi$ нужно поделить на коэффициент усиления.

Для получения значения напряженности E следует истинную величину поделить на расстояние между электродами. В том случае, когда электроды помещены по распространению волны, изме-

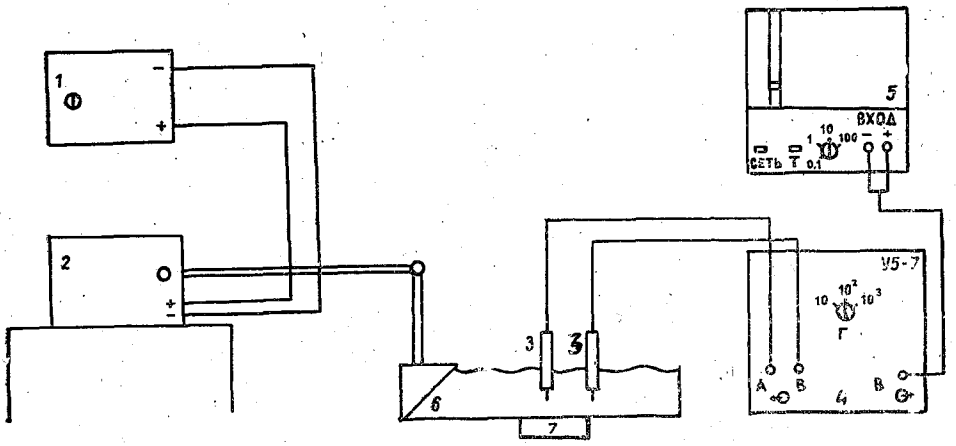


Рис. 8. Схема лабораторной установки для измерения элементов электромагнитного поля, генерированного волнами (обозначения в тексте)

ряется $\Delta\varphi_x$ и E_x, а при их размещении поперек лотка происходит измерение $\Delta\varphi_y$ и E_y.

2. Из-за малой глубины воды h в лотке расчетные формулы должны учитывать волну для моря конечной глубины. Кроме того, из-за малой ширины лотка волну нельзя принимать двумерной с бесконечно длинным гребнем. Поэтому приведенные ниже формулы лишь приближенно описывают электромагнитное поле и могут служить в качестве ориентировочной оценки при сопоставлении с результатами измерений [1].

$$J_y = \frac{C\mu_0 g\xi k}{\omega \operatorname{sh} kh}\left[F_x \operatorname{sh} k(h-z)\cos(\omega t - kx) + \right.$$
$$\left. + F_z \operatorname{sh} k(h-z)\sin(\omega t - kx)\right], \qquad (20.1)$$

$$E_x = -\frac{\mu_0 g\xi k}{\omega \operatorname{sh} kh} F_y \operatorname{sh} k(h-z)\cos(\omega t - kx), \qquad (20.2)$$

$$E_z = -\frac{\mu_0 g\xi k}{\omega \operatorname{sh} kh} F_y \operatorname{ch} k(h-z)\sin(\omega t - kx), \qquad (20.3)$$

$$\psi = \frac{g\xi}{\omega}\frac{\operatorname{sh} k(h-z)}{\operatorname{sh} kh}\sin(\omega t - kx). \qquad (20.4)$$

Проведение эксперимента

1. Расположить магниты под бассейном.
2. Измерить составляющие магнитного поля.
3. Включить волнопродуктор и графопостроитель, получить запись разности потенциалов при расположении электродов: а) поперек гребня волны, б) вдоль гребня волны.

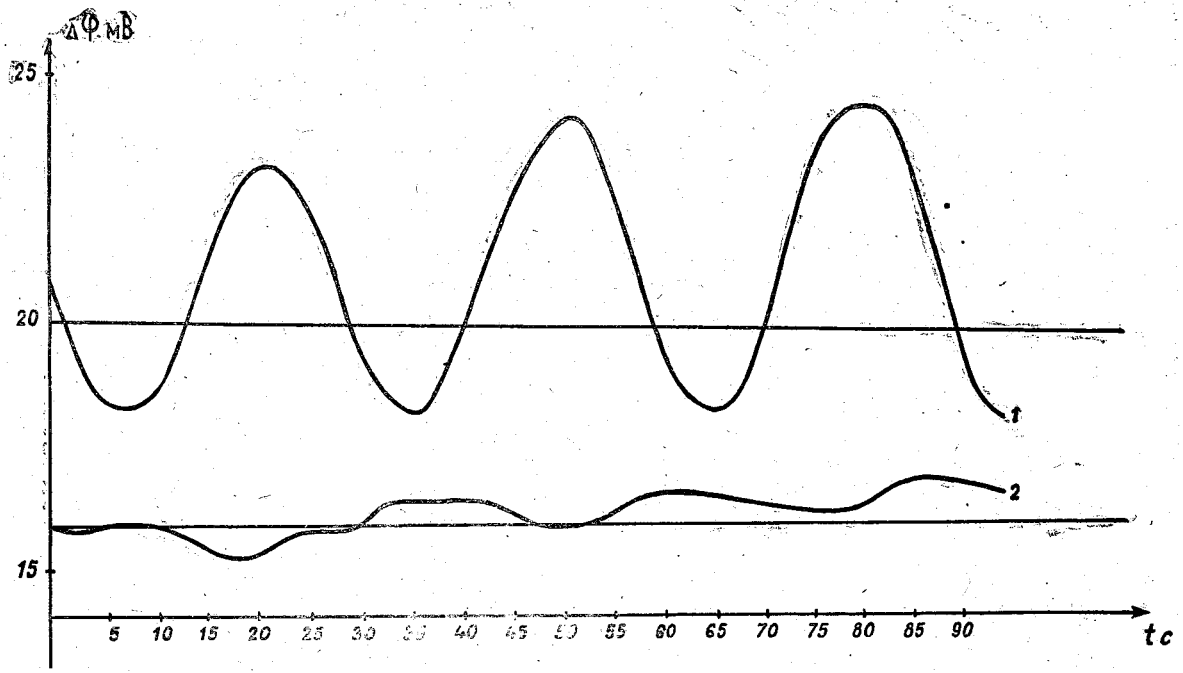


Рис. 9. Продольная (*1*) и поперечная (*2*) разность электрических потенциалов в волне

4. Результаты наблюдений и расчетов представить в виде графика.

5. Провести анализ результатов измерений.

6. Составить текст отчета по работе.

Пример расчета

В результате наблюдений на лабораторной установке были получены следующие данные (рис. 9): $B_x=0$; $\xi=3\cdot10^{-3}$ м; $z=5\times\times10^{-2}$ м; $B_y=10^{-2}$ Тл; $\lambda=0{,}3$ м; $B_z=9\cdot10^{-3}$ Тл; $\tau=1{,}2$ с.

Зная масштабы графиков z: 5 мВ/см и l: 5 см/с, определим составляющие напряженности электрического поля: $|E|=\Delta\varphi/LK$, $L=5\cdot10^{-2}$ м — база между электродами, $K=100$ — коэффициент усиления; $\Delta\varphi_x\approx2{,}9\cdot10^{-2}$ В и $\Delta\varphi_y=0$ В; $|E_x|=5{,}8\cdot10^{-3}$ В/м и $|E_y|=0$ В/м.

Зная, что $\vec{B}=\mu\mu_0\vec{H}$ и $\mu\approx1$, $\mu_0=4\pi\cdot10^{-7}$ Гн/м, находим: $H_x=0$ А/м; $H_y=7957{,}7$ А/м; $H_z=7162{,}0$ А/м.

По формулам (20.1)—(20.4) получим вычисленные значения составляющих:

$$E_{xb}=-6{,}503\cdot10^{-4}\text{ В/м};\quad E_{zb}=-8{,}324\cdot10^{-4}\text{ В/м};$$

$$E_{yb}=0;\qquad I_y=-2{,}251\cdot10^{-3}\text{ А/м}^2.$$

Сравнив E_{xb} и E_x, видим, что наблюденные значения на порядок превышают истинные вычисленные значения. Это можно объяснить боковыми эффектами, так как из-за размеров лотка волна не двухмерная, а трехмерная. Формулы (20.1)—(20.4) справедливы для двухмерной волны. Видимо, в основном по этим причинам и наблюдается такое расхождение в наблюденных и вычисленных величинах.

РАБОТА 21

Расчет электромагнитных эффектов морских волн

Задача работы

1. Вычислить плотность электрических токов и напряженность электрических полей, генерируемых морскими ветровыми волнами, в зависимости от их характеристик и глубины горизонта.

2. Дать анализ зависимости плотности электрических токов и напряженности электрических полей от характеристик морских волн (высоты, периода, длины).

3. Дать анализ изменений плотности электрических токов и напряженности электрических полей, создаваемых морскими ветровыми волнами, от глубины.

Исходные данные

1. Характеристики морских ветровых волн, выбираемые из справочников по морским ветровым волнам для заданного преподавателем района океана или моря.

2. Данные по вертикальной и горизонтальной составляющим (F_z, F_Γ) напряженности магнитного поля Земли, определяемые по магнитным картам Мирового океана.

Пояснения

Взаимодействие морских ветровых волн с вертикальной F_z и горизонтальной F_Γ составляющими магнитного поля Земли приводит к возникновению электрических токов I_y, а с горизонтальной составляющей F_Γ — к возникновению электрического поля с компонентами вдоль распространения волны E_x и по вертикали E_z.

Электрические эффекты морских волн зависят от характеристик волн и изменяются с глубиной.

Плотность электрических токов вдоль гребня волны I_y и составляющих напряженности электрического поля по направлению распространения волны E_x и по вертикали вниз E_z морских волн определяется по формулам

$$E_x = \mu_0 F_y \frac{g\xi k}{\omega} e^{-kz} \cos(kx - \omega t), \tag{21.1}$$

$$E_z = -\mu_0 F_y \frac{g\xi k}{\omega} e^{-kz} \sin(kx - \omega t), \tag{21.2}$$

$$J_y = C\mu_0 \frac{g\xi k}{\omega} e^{-kz} [F_x \cos(kx - \omega t) - F_z \sin(kx - \omega t)] \tag{21.3}$$

при

$$\psi = \frac{g\xi}{\omega} e^{-kz} \sin(kx - \omega t). \tag{21.4}$$

Здесь F_x и F_y — составляющие напряженности магнитного поля Земли по направлениям распространения волны (ось $0x$) и вдоль гребня волны (ось $0y$); F_z — вертикальная составляющая напряженности магнитного поля Земли.

Порядок выполнения работы

1. Из справочника по морским ветровым волнам выбрать для заданного района океана или моря характеристики волн, для которых будет производиться расчет электрических токов и полей.

2. Если направление распространения волны не задано, то оно определяется по результирующему направлению ветра (угол α), которое выбирается из справочника или Атласа карт. Это направление считается осью $0x$. Под углом $\pi/2$ к ней располагается гребень волны, вдоль которого ориентирована ось $0y$.

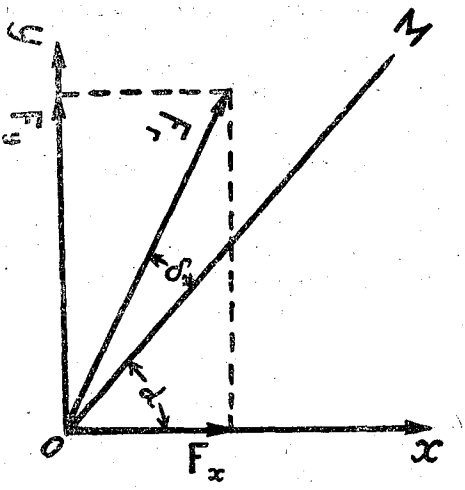


Рис. 10. Схема ориентации составляющих магнитного поля F_x и F_y: M — географический меридиан; D — склонение; α — направление распространения волны

3. Из Атласа карт выбираются для заданного района вертикальная F_z и горизонтальная F_Γ составляющие напряженности магнитного поля Земли, а также склонение δ.

4. Вычисляются проекции F_Γ на гребень волны (ось $0y$) — F_y и на направление распространения волны (ось $0x$) — F_x. Чтобы не было ошибок при расчетах рекомендуется сделать рисунок взаимного расположения направлений движения волны и F_Γ (рис. 10). Для приведенной на рисунке схемы

$$F_x = F_\Gamma \cos(\alpha + \delta), \quad F_y = F_\Gamma \sin(\alpha + \delta).$$

5. Вычисляются по периоду волны τ его частота $\omega = 2\pi/\tau$ и по длине волны $\lambda = \frac{g\tau^2}{2\pi}$ волновое число $k = \frac{2\pi}{\lambda} = g^{-1}\tau^{-2}$.

6. По формулам (21.1) — (21.3) вычислить плотность электрических токов и напряженность электрических полей, создаваемых ветровыми волнами для $t=0$ и $x/\lambda = 0$; 0,125; 0,25; 0,375; 0,625; 0,75.

7. Сделать рисунок, на котором представить характер изменения составляющих напряженности и плотности электрического тока, а также ψ по длине волны, использовав в качестве горизонтальной координаты x/λ.

Пример расчета

$\varphi = 20°$ N и $\lambda = 180°$ (Тихий океан). Из Атласа океанов за февраль были сняты следующие характеристики:

$|\vec{F}| = 0{,}342$ Э,
$F_\Gamma = 0{,}29$ Э,
$F_z = 0{,}175$ Э,
$\delta = 10°$ W — склонение,
$J = 32°$ N — наклонение,
$\xi = 1{,}0$ м,
$\tau = 6{,}3$ с,
Направление волны — СВ (соответствует направлению ветра),
$T = 23{,}9$ °C,
$S = 35{,}1$ ‰.

Зная, что $c=\lambda/\tau$, согласно дисперсионному соотношению для глубокого моря $c^2=g/k$ получим:

$$\lambda^2/\tau^2=\frac{g\lambda}{2\pi}, \quad \text{или} \quad \lambda=\frac{g\tau^2}{2\pi}=61{,}97\text{м}.$$

По данным T и S из таблиц значение электропроводности

$$C=5{,}2 \text{ См/м}.$$

Выбрав систему координат таким образом, что ось x направлена по движению волны, а ось y — по гребню волны, получим:

$$F_x=-55{,}447 \text{ А/м} \quad (-0{,}238 \text{ Э}),$$

$$F_y=-38{,}394 \text{ А/м} \quad (-0{,}165 \text{ Э}),$$

$$F_z=40{,}698 \text{ А/м} \quad (0{,}175 \text{ Э}).$$

По формулам (21.1)—(21.4) получаем для $(kx-\omega t)=\pi/4$

z м	$E_x\cdot10^5$ В/м	$E_z\cdot10^5$ В/м	$J_y\cdot10^5$ А/м^2
0	—3,402	3,402	—44,305
10	—1,234	1,234	—16,074
50	—0,059	0,059	—0,278

РАБОТА 22

Расчет электромагнитных эффектов дрейфовых течений

Задача работы

1. По данным скорости дрейфового течения и составляющих главного магнитного поля Земли необходимо рассчитать индуктируемые магнитное и электрическое поля, определив их зависимость от течения.

2. Проанализировать результаты расчетов и объяснить допущения, принятые при получении использованных формул.

Исходные данные

Поле ветра или составляющие поверхностного дрейфового течения, требуемые значения магнитной напряженности выбираются из атласов карт.

Пояснения

Электромагнитные эффекты дрейфового течения выражаются следующими формулами:

$$H_x=\frac{C\mu_0F_z}{2a}e^{-az}[(u_0+v_0)\cos az+(v_0-u_0)\sin az], \qquad (22.1)$$

$$H_y = \frac{C\mu_0 F_z}{2a} e^{-az} [(v_0 - u_0)\cos az - (u_0 + v_0)\sin az], \quad (22.2)$$

$$E_z = \mu_0 e^{-az} [F_x(v_0 \cos az - u_0 \sin az) - F_y(u_0 \cos az + v_0 \sin az)]. \quad (22.3)$$

$$J_x = C\mu_0 F_z v, \quad (22.4)$$

$$J_y = -C\mu_0 F_z u. \quad (22.5)$$

Составляющие скорости дрейфового течения выражаются формулами

$$u = \frac{e^{-az}}{\rho_0 \sqrt{2K_v f}} [(\tau_x + \tau_y)\cos az + (\tau_y - \tau_x)\sin az],$$
$$v = \frac{e^{-az}}{\rho_0 \sqrt{2K_v f}} [(\tau_y - \tau_x)\cos az - (\tau_x + \tau_y)\sin az]. \quad (22.6)$$

где $a^2 = f/2K_v$; $\tau_x = -C_т \rho_a U|U|$, $\tau_y = -C_т \rho_a V|V|$; U, V — составляющие скорости ветра по осям $0x$ и $0y$; $C_т \approx 2 \cdot 10^{-3}$ — коэффициент трения; $\rho_a \approx 1{,}3$ кг/м^3 — плотность воздуха; K_V — кинематический коэффициент вертикальной турбулентной вязкости; $f = 2\omega \sin\varphi$ — параметр Кориолиса.

Коэффициент вертикальной турбулентности оценивается по приближенной формуле [1]

$$K_V = 7{,}3 \cdot 10^{-9} \frac{(U^2 + V^2)}{\omega_z}. \quad (22.7)$$

Здесь размерность ветра в м/с.

Векторы вторичного (дополнительного магнитного) и электрического полей с глубиной вращаются вместе с вектором скорости течения и уменьшаются по экспоненциальному закону. Плотность тока также уменьшается экспоненциально с глубиной.

Порядок выполнения работы

1. Для заданного района океана по скорости ветра рассчитываются коэффициент турбулентности K_v и составляющие поверхностной скорости дрейфового течения. Определяются проекции главного магнитного поля F_x, F_y, F_z и электропроводность морской воды C.

2. Вычислить по приведенным формулам характеристики электромагнитного поля океана в выбранном районе.

3. Представить на графике изменение рассчитанных характеристик с глубиной.

4. Провести анализ результатов расчета, обратив внимание на зависимость вычисленных характеристик электромагнитного поля от дрейфового течения.

Пример расчета

Исходные данные:

точка в Атлантическом океане с координатами $\varphi = 40°$ ю. ш., $\lambda = 5°$ з. д.

$F_x = 0{,}117 \quad Э = 9{,}31$ А/М,

$F_y = 0{,}060 \quad Э = 4{,}776$ А/М,

$F_z = -0{,}250 \quad Э = -19{,}9$ А/М.

Ветер $V_y = 20$ м/с, $T = 12\,°C$, $S = 34{,}5\,‰$ (май)

$U_x = 0$ м/с, $C = 3{,}95$ См/м, $f = 9{,}38 \cdot 10^{-5}$ с$^{-1}$

$K_V = 2 \cdot 10^{-2}$ м^2/с, $\tau_x = 0$, $\tau_y = 1{,}04$ кг/м·с.

Результаты расчетов $u_0 = v_0 = 0{,}74$ м/с, $u_{10} = 0{,}61$ м/с, $v_{10} = 0{,}18$ м/с

	0 м	10 м
E_z (В/м)	$4{,}22 \cdot 10^{-6}$	$-1{,}46 \cdot 10^{-6}$
H_x (А/м)	$1{,}51 \cdot 10^{-3}$	$8{,}23 \cdot 10^{-4}$
H_y (А/м)	0	$-4{,}33 \cdot 10^{-4}$
J_x (А/м^2)	$-7{,}31 \cdot 10^{-5}$	$-6{,}03 \cdot 10^{-5}$
J_y (А/м^2)	$7{,}31 \cdot 10^{-5}$	$1{,}78 \cdot 10^{-5}$

РАБОТА 23

Задачи по электромагнитным характеристикам и полям океана

1. Определите диэлектрическую восприимчивость морской воды в системе СИ, если диэлектрическая проницаемость равна 82.

2. Определите электрическую индукцию морской воды с диэлектрической восприимчивостью $7 \cdot 10^{-10}$ ф/м, создаваемую электрическим полем напряженностью $3 \cdot 10^{-5}$ В/м.

3. Какая магнитная индукция создается в морской воде магнитным полем напряженностью 0,3 эрстеда?

4. Определите намагниченность морской воды, если измеренная магнитная индукция равна 0,5 Гс.

5. Определите экстремальные характеристики электрического поля, создаваемого двумерной волной высотой 2 м, длиной 20 м и периодом 5 с на поверхности и на глубине 5 м. Волна распространяется под углом 45° к магнитному меридиану. Составляющие напряженности главного магнитного поля $F_г = 2$ А/м, $F_z = 40$ А/м. Электропроводность воды 4 См/м.

6. Определите характеристики электромагнитного поля на стрежне постоянного течения на широте 45° и долготе 30° W, если оно проникает на треть глубины океана. Скорость течения 0,4 м/с.

7. Определите характеристики электромагнитного поля, создаваемого северо-западным дрейфовым течением с поверхностной скоростью 0,6 м/с. Коэффициент вертикальной турбулентности 10^{-3} м^2/с. Вертикальная составляющая главного магнитного поля $F_z = 40$ А/м, электропроводность воды 4 См/м.

8. К каким изменениям электрического поля в центральной части Балтийского моря приводят вариации главного магнитного поля, протекающие по закону

$$H(t) = H_0 \cos\left(2\pi \frac{t}{\Delta t}\right)$$

при $\Delta t = 4$ ч, $H_0 = 1 \cdot 10^{-5}$ А/м. Электропроводность воды 4 См/м.

Раздел шестой. ОПТИКА ОКЕАНА

РАБОТА 24

Определение поверхностной и подповерхностной освещенности моря

Задача работы

1. Для конкретного района моря по астрономическим и метеорологическим характеристикам определить значения поверхностной освещенности, создаваемой прямым, рассеянным и суммарным излучением Солнца.

2. С учетом альбедо поверхности моря определить подповерхностные значения прямой, рассеянной и суммарной освещенности.

Исходные данные

1. Характеристики океанографической станции:
— координаты станции (широта, долгота);
— дата наблюдений;
— время наблюдений;
— состояние облачности (вид и балл облаков).
2. Таблица значений альбедо поверхности моря.

Пояснения

Непосредственные измерения освещенности в море трудно выполнимы, так как они требуют проведения экспедиционных рейсов судов, снабженных специальной аппаратурой. Однако имеется возможность получить приближенные значения освещенности поверхности моря расчетным путем.

В данной работе применяется один из способов расчета, основанный на определении освещенности поверхности моря по астрономическим и метеорологическим условиям по специальным таблицам, разработанным астрофизической лабораторией Ленинградского университета под руководством профессора В. В. Шаронова [4].

В табл. 24.1 приведены значения дневной освещенности в тысячах люксов для горизонтальной плоскости в зависимости от высоты солнца и облачности, без учета снежного покрова. Под рубрикой «Солнце» дана суммарная освещенность, когда солнце не закрыто облаком. Под рубрикой «Тень» дана освещенность,

Таблица 24.1

Дневная освещенность для различных высот Солнца и различной облачности без снегового покрова, в тысячах люксов (по Шаронову В. В.)

Высота Солнца, °	Безоблачно		Перистые облака				Ci, Cs				Перисто-кучевые облака, Cc							
	солнце	тень	солнце чисто				солнце в облаках				солнце чисто				солнце в облаках			
			1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4
10	9	4	10	10	10	11	7	7	7	8	10	11	12	13	7	8	9	10
20	23	7	24	24	25	25	16	17	17	18	24	26	28	30	16	18	20	22
30	39	9	40	41	43	48	25	26	28	33	41	44	48	52	26	29	33	37
40	58	12	58	60	64	69	35	37	40	46	60	64	69	74	37	41	46	51
50	76	14	77	79	83	85	46	48	52	57	79	83	88	93	48	52	67	62

Высота Солнца, °	Слоисто-кучевые облака, Sc								Кучево-дождевые облака, Cb								Сплошная облачность	
	солнце				тень				солнце				тень				слоистые	дождевые
	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4		
10	9	10	11	9	4	5	6	4	9	9	10	10	4	4	5	5	3	3
20	24	27	28	27	6	11	12	11	24	26	26	24	8	10	10	8	6	7
30	42	47	50	47	12	17	20	17	43	46	46	46	13	16	16	16	9	12
40	61	66	70	72	15	20	24	26	64	67	67	66	18	21	21	20	12	16
50	79	84	90	96	17	22	28	34	84	86	86	86	22	24	24	24	15	20

Высота Солнца, °	Высококучевые облака, Ac								Кучевые облака, Cu							
	солнце				тень				солнце				тень			
	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4	1/4	1/2	3/4	4/4
10	10	11	11	11	5	6	6	6	10	11	11	10	5	6	6	5
20	24	26	29	31	8	10	13	15	25	27	27	26	9	11	11	10
30	42	47	52	54	12	17	22	24	43	46	46	44	13	16	16	14
40	62	70	73	76	16	24	27	30	62	65	66	65	16	19	20	19
50	84	90	92	96	22	28	30	34	81	84	85	86	19	22	23	24

создаваемая диффузным излучением атмосферы в те моменты, когда солнце закрывается достаточно плотным облаком. Для тонких полупрозрачных форм облаков даются рубрики «Солнце чисто» и «Солнце в облаках». В последнем случае прямой солнечный

свет не устраняется полностью, но значительно ослабляется. Каждая из рубрик, в свою очередь, разделена на четыре столбца, соответствующих разной степени покрытия неба облаками, выраженной в четвертях.

Четверти	Десятичные баллы облачности
0/4	0 и 1
1/4	2 и 3
1/2	4,5 и 6
3/4	7 и 8
4/4	9 и 10

При использовании табл. 24.1 нужно знать высоту Солнца ($h_\odot$). Для ее определения необходимо использовать Астрономические таблицы (24.2), помещенные в [4] или воспользоваться формулой

$$\sin h_\odot = \sin\varphi \sin\delta + \cos\varphi \cos\delta \cos\tau,$$

где φ — широта; δ — склонение Солнца; τ — часовой угол Солнца.

Для определения значения суммарной подповерхностной освещенности необходимо учесть коэффициент отражения r поверхности моря. Для его определения при безоблачном небе ($r_я$) и средних условиях волнения рекомендуется использовать данные, приведенные в табл. 24.3. В случае сплошной облачности рекомендуется, по крайней мере в климатологических расчетах, использовать постоянную величину $r_1 = 0{,}08$. В общем случае произвольного количества облаков r_n рекомендуется формула

$$r_n = r_я(1 - n) + r_1 n. \qquad (24.1)$$

Величина суммарной подповерхностной освещенности с учетом коэффициента r_n морской поверхности определяется по формуле

$$E_0 = E_a(1 - r_n). \qquad (24.2)$$

Порядок выполнения работы

1. Из Астрономических таблиц [4] по условиям проведения океанографической станции (широта места, дата и время наблюдений) определить высоту Солнца.

2. Из табл. 24.1 природной освещенности по высоте Солнца и облачности переведенной из баллов в четверти (см. пояснение к табл. 24.1) выбрать величину суммарной поверхностной освещенности E_a и освещенности $E_р$, создаваемой диффузным излучением атмосферы.

3. Вычислить величину освещенности $E_я$, создаваемой направленным излучением Солнца, как разность

$$E_я = E_a - E_р.$$

Высота Солнца

Месяц		Январь				Февраль		Март			Апрель			Май				Июнь		
Дата		1	11	21	31	10	20	2	12	22	1	11	21	1	11	21	31	10	20	30
Широта	Время																			
60	4													0	2	4	6	6	7	6
50														—6	—4	—2	—1	0	1	0
40														—9	—7	—5	—1	—5	—5	—6
60	8	—7	—6	—5	—3	0	3	6	10	14	19	22	25	28	30	32	34	35	35	34
50		—1	0	1	2	5	8	11	14	18	22	26	28	31	33	35	36	37	37	36
40		5	5	6	8	10	12	15	18	12	25	28	31	33	35	36	37	38	37	37
60	16	6	8	10	13	16	19	22	26	30	35	38	42	45	48	50	52	53	53	53
50		16	18	20	23	26	29	32	36	39	44	48	51	54	57	59	60	62	63	63
40		26	28	30	33	36	39	42	46	50	55	58	62	66	68	70	71	72	73	73
60	16	—6	—5	—2	1	3	6	10	13	15	19	22	25	28	30	32	34	35	36	35
50		1	2	4	7	9	12	15	17	19	23	26	28	30	32	34	35	36	37	37
40		6	8	10	12	15	17	20	22	24	27	29	31	32	33	35	36	37	38	37
60	20										—4	—1	1	3	5	6	6	7	7	7
50													—9	—6	—4	—2	—1	0	1	1
40											—13	—16	—14	—12	—10	—8	—6	—5	—5	—5

Таблица 24.3

Средние за день значения альбедо поверхности океана при безоблачном небе и средних условиях волнения [3]

Широта, °	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
70 с. ш.	—	0,214	0,162	0,105	0,087	0,081	0,084	0,096	0,130	0,194		—
60	0,258	0,163	0,106	0,081	0,069	0,067	0,067	0,074	0,092	0,136	0,192	0,268
50	0,163	0,111	0,082	0,066	0,060	0,058	0,058	0,062	0,074	0,097	0,138	0,168
40	0,100	0,082	0,066	0,058	0,054	0,053	0,053	0,055	0,062	0,074	0,095	0,114
30	0,080	0,067	0,058	0,053	0,050	0,051	0,051	0,051	0,050	0,063	0,076	0,085
20	0,066	0,059	0,052	0,050	0,049	0,050	0,049	0,050	0,052	0,057	0,064	0,068
10	0,058	0,054	0,050	0,049	0,049	0,051	0,051	0,050	0,049	0,052	0,056	0,060
0	0,054	0,050	0,049	0,049	0,052	0,053	0,052	0,051	0,049	0,050	0,052	0,059
10 ю. ш.	0,050	0,050	0,049	0,052	0,057	0,059	0,059	0,054	0,051	0,049	0,050	0,051
20	0,049	0,052	0,052	0,057	0,064	0,068	0,066	0,061	0,054	0,050	0,050	0,050
30	0,049	0,051	0,057	0,064	0,076	0,086	0,081	0,070	0,059	0,053	0,051	0,050
40	0,053	0,057	0,063	0,076	0,093	0,110	0,104	0,085	0,066	0,058	0,054	0,053
50	0,058	0,064	0,076	0,100	0,145	0,170	0,159	0,118	0,085	0,068	0,059	0,058
60	0,067	0,076	0,094	0,136	0,199	0,270	0,254	0,170	0,109	0,083	0,068	0,067

4. Из табл. 24.3 по широте места и дате наблюдений выбрать величину коэффициента отражения поверхности моря для безоблачного неба ($r_я$).

5. По формуле (24.1) вычислить r_n с учетом облачности.

6. По формуле (24.2) рассчитать величину суммарной подповерхностной освещенности E_0.

Пример расчета

Расчет поверхностной и подповерхностной освещенности произведен для Ботнического залива ($\varphi = 63°\,19{,}5'$ с. ш.) ($\lambda = 20°\,18'$ в. д.) при следующих астрономических и метеорологических условиях: дата — 23 августа 1935, местное время — 11 ч, облачность — Cu2 балла ($n = 0{,}2$). Все результаты вычислений приведены в табл. 24.4.

Таблица 24.4

Поверхностная и подповерхностная освещенность в море

Высота Солнца, °	Поверхностная освещенность			Коэффициент отражения		Подповерхностная освещенность
	суммарная E_a	рассеянная $E_р$	прямая $E_я$	при безоблачном небе $r_я$	с учетом облачности r_n	суммарная освещенность E_0
36	54 000	14 400	39 600	0,074	0,061	50 706

Как видно из табл. 24.4, режим освещенности поверхности моря в околополуденные часы формируется за счет направленного излучения Солнца, составляющего 39,6 тыс. лк. Освещенность за счет диффузного излучения атмосферы в 2,8 раза меньше прямой освещенности. Коэффициент отражения поверхности моря с учетом облачности составляет 0,061. Это означает, что при данных астрономических и метеорологических условиях после отражения на поверхности раздела атмосфера — море под поверхность попадает 93,9 % суммарного излучения Солнца, создающего подповерхностную освещенность, равную 50 706 лк.

РАБОТА 25

Определение показателя ослабления света в воде

Задача работы

С помощью лабораторной установки определить показатель ослабления для различных спектральных интервалов светового потока.

Пояснения

Интенсивность параллельного пучка света (световой поток Φ_λ), проходящего в воде путь длиной l_1, уменьшается по экспоненциальному закону

$$\Phi_\lambda(l_1) = \Phi_\lambda(0)\, e^{-\varepsilon_\lambda l_1}. \qquad (25.1)$$

Чтобы определить показатель ослабления света ε_λ, нужно провести измерения светового потока при двух расстояниях l_1 и l_2

$$\Phi_\lambda(l_2) = \Phi_\lambda(0)\, e^{-\varepsilon_\lambda l_2}. \qquad (25.2)$$

Поделив формулу (25.1) на формулу (25.2), получим

$$\frac{\Phi_\lambda(l_1)}{\Phi_\lambda(l_2)} = e^{-\varepsilon_\lambda(l_1 - l_2)}. \qquad (25.3)$$

Из этой формулы следует

$$\varepsilon_\lambda = \frac{\ln \dfrac{\Phi_\lambda(l_1)}{\Phi_\lambda(l_2)}}{l_2 - l_1}. \qquad (25.4)$$

Описание лабораторной установки

(схема прибора изображена на рис. 11).

Световой поток от лампы (1), пройдя через коллиматор, попадает в кювету (2) через иллюминатор из оптического стекла. Пройдя через кювету с водой, ослабленный световой поток через выходной иллюминатор падает на входную щель двойного стек-

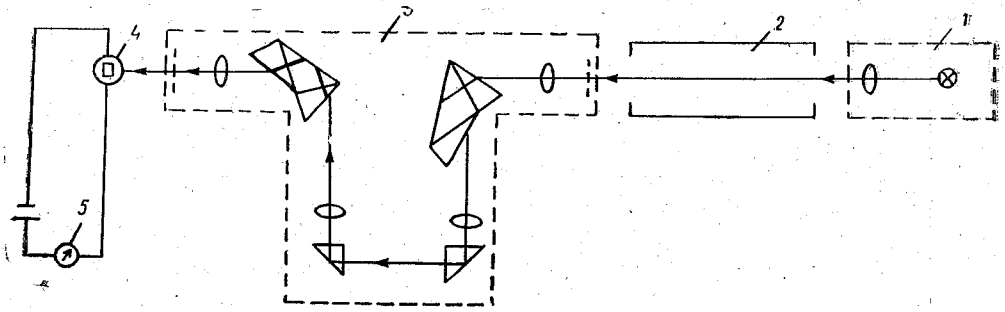


Рис. 11. Оптическая схема измерительной установки. Обозначения в тексте

лянного монохроматора (3). Пройдя через монохроматор, световой поток с выделенной длиной волны попадает на фотосопротивление (4), соединенное с источником напряжения. Ток в цепи фотосопротивления пропорционален освещенности.

Порядок выполнения работы

1. Заполняются длинная и короткая кюветы водой из бассейна, в котором измеряется освещенность. Необходимо убедиться в отсутствии пузырьков воздуха в кюветах.

2. Проводятся измерения напряжения электрического тока U_λ, создаваемого светом на фотодиоде. Для этого сначала ставится длинная кювета и проводятся измерения U на разных длинах волн λ. Целесообразно проводить измерения U_λ через 50 нм. Ставится короткая кювета и проводятся измерения U_λ на тех же длинах волн, что и для длинной кюветы.

3. Поскольку на регистраторе фиксируется не поток света, а созданный им на фотоэлементе ток, напряжение U которого приближенно можно выразить соотношением

$$U_\lambda = \Phi_\lambda \exp\left\{\frac{10^3}{\left|10\frac{\Delta\lambda}{\lambda_1}\right|^3 + 1}\right\}, \qquad (25.5)$$

зависимость напряжения электрического тока от длины волны λ обусловлена избирательной чувствительностью фотоэлемента в разных диапазонах спектра. Здесь $\lambda_1 = 500$ нм.

Из формулы (25.5) следует

$$\Phi_\lambda = U_\lambda \exp\left\{\left[\left|10\frac{\Delta\lambda}{\lambda_1}\right|^3 + 1\right] 10^{-3}\right\}. \qquad (25.6)$$

Подстановка (25.6) в формулу (25.4) дает

$$\varepsilon_\lambda = \frac{\left|10\frac{\Delta\lambda}{\lambda_1}\right|^3 + 1}{10^3 (l_2 - l_1)} \ln\frac{U_{\lambda 1}}{U_{\lambda 2}}. \qquad (25.7)$$

4. Аналогичные измерения и расчет ε_λ проводятся для дистиллированной воды.

5. Строится график зависимости ε_λ от λ для исследуемой и дистиллированной вод. Проводится анализ результатов.

Пример расчета

$l_2=0{,}10$, $l_1=0{,}05$ м.

λ нм	$U_{\lambda 2}$	$U_{\lambda 1}$	$\Delta\lambda/\lambda_1$	$\varepsilon_\lambda 10^3$ м$^{-1}$
400	0,3	0,4	1/5	0,518
450	2,2	3,1	1/10	0,137
500	9,4	11,3	0	0,0368
550	23,7	27,6	1/10	0,061
600	35,0	39,8	1/5	0,231
650	18,1	20,3	1,5/5	0,642
700	8,1	9,2	0,4	1,655

РАБОТА 26

Расчет некоторых гидрооптических характеристик по данным дисковых наблюдений

Задача работы

По данным наблюдений дальности видимости белого диска и цветных в диапазоне длин волн 410, 470, 520 и 650 нм для заданного размера частиц определить: показатели вертикального ослабления освещенности — α_λ, показатели ослабления света (ε_λ), показатели рассеяния (σ_λ) и поглощения ($\varkappa_\lambda$) света, показатели обратного рассеяния света (β_λ).

Исходные данные

Результаты наблюдений за дальностью видимости белого ($z_б$) и цветных (z_λ) дисков на океанографической станции.

Пояснения

Из теории видимости следует, что изменение контрастности $C(z)/C(0)$ описывается формулой

$$\frac{C(z_б)}{C(0)} = e^{-(\alpha_\lambda+\varepsilon_\lambda)z_б} \approx 0{,}02 \qquad (26.1)$$

или эмпирической формулой

$$(\varepsilon+\alpha) = \frac{3{,}54}{z_б}. \qquad (26.2)$$

Соотношение между α_λ и ε_λ составляет $\alpha \approx 0{,}2\varepsilon$. Учет этого соотношения позволяет по формулам (26.1) или (26.2) и глубине видимости диска вычислить α_λ и ε_λ.

Показатель рассеяния света связан с показателем ослабления через вероятность выживания фотона Λ_λ

$$\Lambda_\lambda = \frac{\sigma_\lambda}{\varepsilon_\lambda}. \tag{26.3}$$

Значения Λ_λ для чистой воды приведены в Океанографических таблицах [3]. В индикатриссе рассеяния, а следовательно, и в показателе рассеяния света выделяются показатели рассеяния вперед δ_λ и назад β_λ

$$\sigma_\lambda = \delta_\lambda + \beta_\lambda. \tag{26.4}$$

Характер индикатриссы рассеяния очень сильно зависит от размера рассеивающих частиц. Для приближенной оценки β_λ можно воспользоваться графиком относительной энергии, рассеянной назад W_1. На нем приведена зависимость отношения W_1 к энергии W, рассеянной частицей по всем направлениям, от параметра $a = 2\pi\frac{r}{\lambda}$, характеризующего отношение радиуса частицы к длине световой волны. Поскольку

$$\frac{W_1}{W} = \frac{\beta_\lambda}{\sigma_\lambda}, \tag{26.5}$$

то

$$\beta_\lambda = \sigma_\lambda \frac{W_1}{W}. \tag{26.6}$$

Порядок выполнения работы

1. По формулам (26.1) или (26.2) вычисляется $(\varepsilon+\alpha)$.
2. Использовав соотношение $\alpha \approx 0{,}2\varepsilon$, определяются α и ε.
3. Из Океанографических таблиц для заданной длины волны λ находится значение вероятности выживания фотона Λ_λ.
4. По формуле (26.3) вычисляется показатель рассеяния света σ_λ.
5. По данным о размере взвеси с помощью графика (рис. 12) определяется относительная энергия света, рассеянная назад (W_1/W).

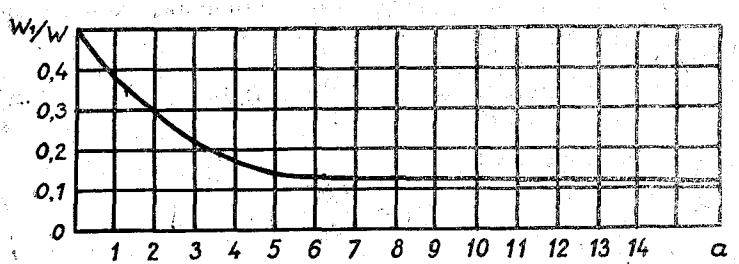


Рис. 12. Относительная энергия, рассеянная назад в зависимости от радиуса (r) рассеивающей частицы и длины световой волны (по В. В. Шулейкину)

6. По формуле (26.6) вычисляется величина спектрального показателя рассеяния назад.

7. Составляется график зависимости вычисленных показателей (α_λ, ε_λ, σ_λ, β_λ) от длины волны и проводится анализ.

Пример расчета

Исходные данные. Результаты наблюдений за глубиной исчезновения белого и цветных дисков имеют вид

$z_б = 7{,}9$ м
$z_ф = 3{,}0$ м ($\lambda = 410$ нм)
$z_с = 4{,}2$ м ($\lambda = 470$ нм)
$z_з = 7{,}2$ м ($\lambda = 520$ нм)
$z_{кр} = 6{,}1$ м ($\lambda = 650$ нм)
$r = 373$ нм — радиус частицы

λ нм	α м$^{-1}$	ε м$^{-1}$	Λ_λ	σ м$^{-1}$	$\varkappa$ м$^{-1}$	a	W_1/W	β м$^{-1}$	θ
410	0,261	1,043	0,630	0,657	0,386	5,716	0,13	0,0854	0,352
470	0,186	0,745	0,480	0,358	0,387	4,986	0,14	0,050	0,475
520	0,109	0,434	0,120	0,052	0,382	4,507	0,15	0,0078	0,648
650	0,128	0,513	0,002	0,001	0,512	3,606	0,18	$1{,}8\cdot10^{-4}$	0,599

$\alpha_б = 0{,}099$ м$^{-1}$

РАБОТА 27

Определение характеристик светового поля в разных интервалах спектра

Задача работы

По лабораторным измерениям освещенности в ряде интервалов спектра определить альбедо, нисходящую и восходящую освещенность, показатель вертикального ослабления освещенности, коэффициент диффузного рассеяния света.

Пояснения

Лабораторная установка (рис. 13) состоит из источника света (1), световых фильтров (2), фоторезистора (3), омметра (4), бассейна с водой (5), штанги (6), на которой закреплен и перемещается фотодиод.

Измеряется электрическое сопротивление фоторезистора, зависящее от его освещенности

$$E = k\Omega^{-n(\lambda)}, \qquad (27.1)$$

где k — размерный коэффициент; n — зависит от характеристик светофильтра.

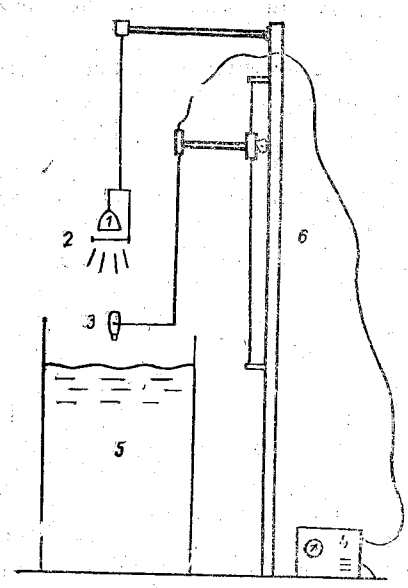


Рис. 13. Схема лабораторной установки для измерения ослабления освещенности. Обозначения в тексте

Тогда альбедо водной поверхности будет определяться формулой

$$A = \frac{E_a^{\uparrow}}{E_a^{\downarrow}} = \left(\frac{\Omega_a^{\downarrow}}{\Omega_a^{\uparrow}}\right)^{n(\lambda)}, \qquad (27.2)$$

где индекс «a» указывает на измерения в воздухе.

Подповерхностная освещенность равна

$$E_0^{\downarrow} \approx (1 - A)\, E_a^{\downarrow} =$$

$$= \left[1 - \left(\frac{\Omega_a^{\downarrow}}{\Omega_a^{\uparrow}}\right)^{n(\lambda)}\right] \frac{k}{\Omega_a^{\downarrow\, n(\lambda)}}. \qquad (27.3)$$

Показатель вертикального ослабления освещенности

$$\alpha_\lambda(z) = \frac{\ln \dfrac{E_1^{\downarrow}}{E_2^{\downarrow}}}{z_2 - z_1} = \frac{n(\lambda) \ln \dfrac{\Omega_2^{\downarrow}}{\Omega_1^{\downarrow}}}{z_2 - z_1}. \qquad (27.4)$$

Коэффициент диффузного рассеяния света

$$R = \frac{E^{\uparrow}}{E^{\downarrow}} = \frac{\Omega^{\downarrow}}{\Omega^{\uparrow}}. \qquad (27.5)$$

Изменение освещенности с глубиной определяется по формуле

$$E_z^{\downarrow} = E_0^{\downarrow} e^{-\alpha z}, \qquad (27.6)$$

или

$$\Omega_z^{-n\downarrow} = (\Omega_0^{\downarrow})^{-n} e^{-\alpha z}. \qquad (27.7)$$

Может измеряться не электрическое сопротивление, а напряжение электрического тока U, как в работе 25. В этом случае необходимо пользоваться соотношением типа (25.6), в котором надо учесть избирательную чувствительность используемого фотодиода.

Порядок выполнения работы

1. Ознакомиться с инструкцией по подключению аппаратуры к электропитанию и включить источник света, подключить фотодиод к регистратору.

2. Проверить электрическое сопротивление закрытого фотодиода. Оно должно быть равно контрольному.

3. Вставить в держатель заданный светофильтр и выключить свет в лаборатории, чтобы освещенность создавалась только заданным источником света.

4. Опустить фоторезистор на расстояние 1—2 см от воды, не смачивая его, и измерить $\Omega_a^{\uparrow}$ и $\Omega_a^{\downarrow}$ в разных спектральных интервалах, т. е. с разными светофильтрами.

5. Опустить фотодиод под поверхность воды и измерить подповерхностную освещенность, т. е. $(\Omega_0^{\downarrow})^{-n}$.

6. Провести измерения $\Omega^{\downarrow}$ на глубинах 5, 10, 20 и 30 см.

7. Подвести фотодиод к поверхности воды, перевернуть его на 180° и на глубинах 0, 5, 10, 20 и 30 см измерить $\Omega^{\uparrow}$.

8. Операции 5—7 повторить с разными светофильтрами.

9. Включить в лаборатори свет, выключить источник света, поднять фотодиод из воды в воздух и отключить его.

10. Провести расчет альбедо по формуле (27.2), рассчитать для глубин, на которых проводились измерения, значения α, R. Нанести значения α, R, $E_z^{\downarrow} \sim (\Omega_z^{\downarrow})^{-n}$ и $E_z^{\uparrow} \sim (\Omega_z^{\uparrow})^{-n}$ на график.

11. Проанализировать результаты.

Пример расчета

A/c_i / R_z/c_j / T	λ нм		
	Красный 680	Зеленый 500	Синий 460
A	7,2	5,1	5,8
R_0	3,78	2,55	3,01
R_2	3,92	2,60	2,99
R_5	4,05	2,70	3,08
R_{10}	4,25	2,81	3,19
R_{20}	4,56	2,74	3,17
T	0,946	0,972	0,991

	Красный	Зеленый	Синий
$\alpha\downarrow$ (0—2) см$^{-1}$	$1{,}544 \cdot 10^{-4}$	$1{,}650 \cdot 10^{-4}$	$2{,}304 \cdot 10^{-5}$
$\alpha\downarrow$ (2—5)	$1{,}140 \cdot 10^{-4}$	$1{,}482 \cdot 10^{-4}$	$1{,}787 \cdot 10^{-4}$
$\alpha\downarrow$ (5—10)	$1{,}222 \cdot 10^{-4}$	$1{,}276 \cdot 10^{-4}$	$1{,}346 \cdot 10^{-4}$
$\alpha\downarrow$ (10—20)	$1{,}226 \cdot 10^{-4}$	$0{,}400 \cdot 10^{-4}$	$7{,}435 \cdot 10^{-5}$

Задачи по оптике океана

1. Определите показатель вертикального ослабления освещенности, если белый диск виден до глубины 30 м.

2. Определите толщину фотического слоя, если белый диск виден до глубины 20 м.

3. Какова подповерхностная яркость света, если освещенность поверхности океана $40 \cdot 10^3$ лк, а коэффициент отражения света 6 %?

4. Какая доля светового потока выходит из океана в безоблачную атмосферу при высоте Солнца 45°, если альбедо 8 %?

5. Определить яркость белого диска на глубине 20 м в водах II типа по классификации Ерлова, освещаемого с поверхности светом 40 тыс. Лк; коэффициент отражения воды 0,1, а диска 0,85.

6. Какой лучистый и световой потоки на глубине 15 м создаются поступающими из атмосферы светом в 50 тыс. лк? Коэффициент отражения 0,1, а показатель $\alpha = 0{,}05$ м$^{-1}$. Определить также освещенность площадки площадью 0,3 м^2.

7. Определить освещенность снизу на глубине 15 м для синего участка спектра. $E_0 = 50$ тыс. Лк, коэффициент диффузного отражения $R = 0{,}1$, показатель рассеяния 0,1 м$^{-1}$.

8. Какая доля света поглощается в пределах верхнего 10-метрового слоя воды, если белый диск виден до глубины 20 м, а коэффициент диффузного отражения $R = 0{,}1$.

9. Определить показатель поглощения света $\varkappa$ на глубине 10 м, если при $E_0 = 40$ тыс. Лк белый диск виден до глубины 20 м. Коэффициент диффузного отражения $R = 0{,}1$.

10. Определить альбедо поверхности океана при освещенности 40 тыс. лк, обратная освещенность у поверхности равна 0,1 от подповерхностной. Коэффициент отражения 0,07.

Раздел седьмой. АКУСТИКА ОКЕАНА

РАБОТА 29

Вычисление скорости распространения звука в океане

Задачи работы

По данным вертикального распределения температуры и солености на океанографической станции необходимо вычислить значения горизонтальной скорости звука по эмпирической формуле Вильсона и построить кривую ее вертикального профиля; вычислить среднюю по вертикали скорость звука.

Исходные данные

Значения температуры и солености на горизонтах наблюдения.

Пояснения

Теоретическая формула для вычисления скорости распространения звука

$$c = \sqrt{\frac{\varkappa}{\rho}} \qquad (29.1)$$

практически не может быть использована из-за трудности точного определения модуля объемной упругости. Поэтому при расчете c применяются различные эмпирические формулы, в которых в качестве переменных входят температура, соленость и давление или глубина. Одной из них является формула Вильсона, по которой ошибка расчета скорости звука не превышает 0,22 м/с. Общий вид формулы представляется выражением

$$c = c_0 + \Delta c_T + \Delta c_S + \Delta c_P + \Delta c_{TPS}, \qquad (29.2)$$

где

$c_0 = 1449{,}14$ м/с;

$\Delta c_T = 4{,}5721\,T - 4{,}4532 \cdot 10^{-2} T^2 - 2{,}6045 \cdot 10^{-4} T^3 + 7{,}985 \cdot 10^{-6} T^4$;

$\Delta c_S = 1{,}3980\,(S - 35) + 1{,}692 \cdot 10^{-3}\,(S - 35)^2$;

$\Delta c_P = 0{,}160272P + 1{,}0268 \cdot 10^{-5} P^2 + 3{,}5216 \cdot 10^{-9} P^3 - 3{,}3603 \cdot 10^{-12} P^4$;

$$\Delta c_{TSP} = (S-35)(-1{,}1244\cdot10^{-2}T + 7{,}7711\cdot10^{-7}T^2 + 7{,}7016\cdot10^{-5}P - 1{,}2943\cdot10^{-7}P^2 + 3{,}1580\cdot10^{-8}PT + 1{,}5790\cdot10^{-9}PT^2) + P(-1{,}8607\cdot10^{-4}T + 7{,}4812\cdot10^{-6}T^2 + 4{,}5283\cdot10^{-8}T^3) + P^2(-2{,}5294\cdot10^{-7}T + 1{,}8563\cdot10^{-9}T^2) + P^3(-1{,}9646\cdot10^{-10}T).$$

Здесь Δc выражаются в м/с, T — в °С, S — в ‰, P — в кг/см².

Для приближенной оценки P можно пользоваться формулой

$$P = 0{,}1029z + 0{,}218\cdot10^{-6}z^2, \qquad (29.3)$$

где z — горизонт наблюдений, м.

Для получения абсолютного давления на глубинах необходимо к вычисленным значениям P добавить среднее давление атмосферы $P_0 = 1{,}033$ кг/см².

При расчетах скорости звука можно использовать Океанографические таблицы [3], в которых приведены значения суммы первых трех слагаемых формулы (29.2) и две поправки: на глубину (ΔC_P) и совместное влияние T, S, P (ΔC_{TSP}).

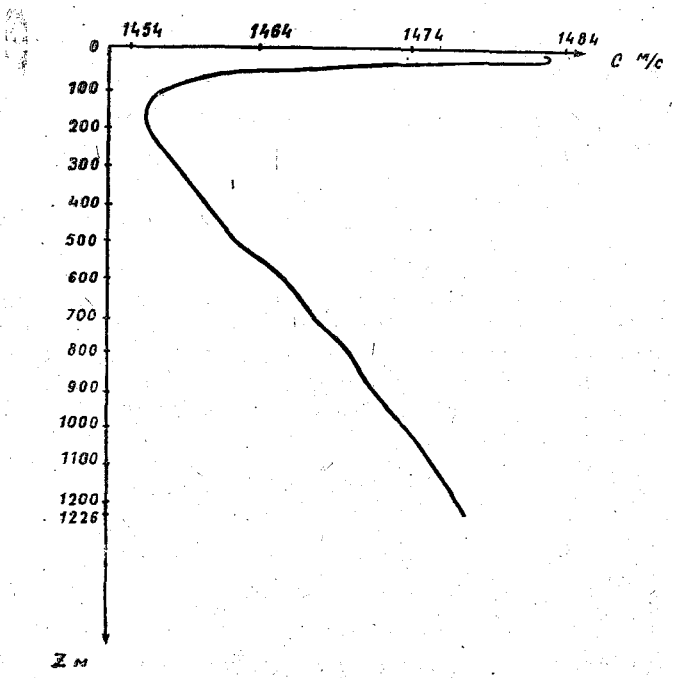


Рис. 14. Пример вертикального профиля рассчитанной скорости звука

Помимо значений скорости звука на горизонтах z вычисляется средняя скорость звука по вертикали от поверхности до дна (H) или последнего горизонта, принимаемого за дно

$$\bar{c} = \frac{1}{H}\int_0^H c_z\,dz \approx \frac{1}{2H}\sum_{i=0}^{i=N}(c_i + c_{i+1})(z_{i+1} - z_i). \qquad (29.4)$$

Знание этой скорости необходимо при гидролокации глубины.

Порядок выполнения работы

1. По формулам (29.2) и (29.3) или по Океанографическим таблицам для каждого горизонта z_i, на котором есть значения T и S, вычисляется скорость c_i.

2. Результаты вычислений заносятся в таблицу (см. пример расчета).

3. По формуле (29.4) вычисляется средняя по вертикали скорость звука $\bar{c}$.

4. Составляется график $c(z_i)$, на котором по вертикальной оси откладываются глубины, а по горизонтальной — c_i. Рекомендуемые масштабы: в мелководных районах $\Delta z = 10$ м — 1 см, $\Delta c = 5$ м/с — 1 см; в глубоководных районах $\Delta z = 100$ м — 1 см, $\Delta c = 1$ м/с — 1 см (рис. 14).

5. Проанализировать причины, обусловившие полученный характер вертикального распределения скорости звука.

Пример расчета

Вертикальные профили T и S для станции с координатами:

$\varphi = 45°$ с. ш. $\quad \lambda = 145°25'$ в. д.

13.XI $\quad H = 2580$ м

Таблица 29.1

z м	$T°$	$S\,‰$	Δc_T	Δc_S	Δc_P	Δc_{TSP}	c м/с	$\frac{\partial c}{\partial z}$, с$^{-1}$
0	8,47	33,48	35,41	—2,12	0,17	0,14	1482,74	
10	8,48	33,34	35,45	—2,32	0,33	0,16	1482,76	$2\cdot10^{-3}$
25	8,46	33,48	35,38	—2,12	0,58	0,14	1483,11	$2{,}6\cdot10^{-2}$
35	4,77	33,44	20,77	—2,18	0,74	0,08	1468,58	—1,45
50	3,84	33,49	16,89	—2,11	0,99	0,06	1464,97	—0,24
75	2,49	33,49	11,10	—2,11	1,40	0,04	1459,58	—0,22
100	1,68	33,49	7,55	—2,11	1,82	0,03	1456,43	—0,13
150	1,26	33,40	5,69	—2,11	2,64	0,02	1455,38	$-2{,}1\cdot10^{-2}$
200	1,02	33,53	4,62	—2,05	3,47	0,01	1455,19	$-3{,}8\cdot10^{-3}$
300	1,09	33,63	4,93	—1,91	5,12	0,01	1457,29	$2{,}1\cdot10^{-2}$
500	1,33	33,79	6,00	—1,69	8,44	0,01	1461,90	$2{,}3\cdot10^{-2}$
600	1,56	33,89	7,02	—1,55	10,11	0,00	1464,72	$2{,}8\cdot10^{-2}$
750	2,08	34,09	9,32	—1,27	12,61	—0,01	1469,78	$3{,}4\cdot10^{-2}$
1000	2,29	34,34	10,23	—0,92	16,79	—0,03	1475,22	$2{,}2\cdot10^{-2}$
1226	2,22	34,40	9,93	—0,84	20,59	—0,04	1478,78	$1{,}6\cdot10^{-2}$

Определение скорости звука фазовым методом

Фазовый метод определения скорости звука основан на измерении набега фазы на расстоянии l

$$\varphi = 2\pi l \frac{f}{c}, \tag{30.1}$$

где φ — фаза волны; l — расстояние между излучателем и приемником; f — частота; c — скорость звука.

Для упрощения метода следует задавать фазу $\varphi = 2\pi$, тогда расстояние при таком сдвиге фаз между излучателем и приемником будет равно длине акустической волны $l = \lambda$ и формула (30.1) приобретает вид

$$c = lf. \tag{30.2}$$

Для увеличения точности определения скорости звука можно задать фазу, кратную 2π, $\varphi = n2\pi$, где n — целое число. В этом случае формула (30.2) заменяется

$$c = \frac{l}{n} f. \tag{30.3}$$

При определении погрешности измерений следует учитывать только погрешность определения λ, т. е. l.

Для сравнения полученных значений скорости звука используется приближенная эмпирическая формула

$$c = 1410 + 4{,}21T - 0{,}037T^2, \tag{30.4}$$

где T °С — температура воды в бассейне.

Работа установки

С генератора ультразвука (Г) (см. рис. 15) сигнал частотой f подается на излучатель (И). Одновременно он контролируется частотомером (Ч) и осциллографом (О). Акустические волны, образованные излучателем, передаются через проводящую среду — воду и улавливаются приемником (П). С приемника электрический сигнал поступает на второй канал осциллографа. В результате на экране осциллографа появляются две синусоиды, характеризующие излучаемую и принимаемую акустические волны.

Порядок выполнения работы

1. Собрать измерительную установку и убедиться в правильности собранной схемы.
2. Включить генератор и осциллограф, после появления на экране синусоид включить частотомер.
3. Передвижением приемника совместить синусоиды по фазе.
4. Снять отсчет l_1.

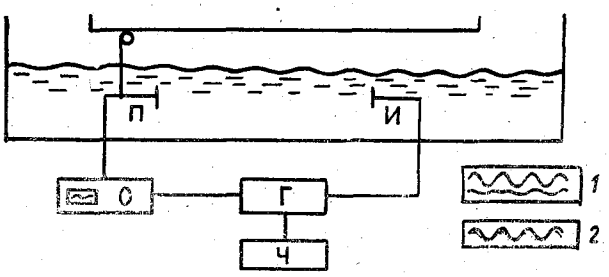


Рис. 15. Структурная схема установки для измерения акустического сигнала в воде: И, П — излучатель и приемник звука; Ч — чатотомер; Г — генератор звука; О — осциллограф

1, *2* — вид сигнала на экране осциллографа: *1* — излучаемая и принятая акустические волны имеют разные амплитуды и находятся в разных фазах; *2* — амплитуда и фаза излучаемой и принятой акустических волн совпадают

5. Отодвигая приемник от излучателя, изменить фазу принимаемого сигнала на $\Delta\varphi = 2\pi n$ (n — целое число).

6. Снять отсчет l_2.

7. По формуле (30.3) определить скорость звука, где $l = l_2 - l_1$.

8. Рассчитать погрешность определения c.

9. Измерив температуру воды в бассейне T °С, рассчитать c по формуле (30.4).

10. Сравнить результаты, сделать вывод.

Примечание. Если требуется повысить точность измерения скорости распространения акустической волны и определить ее зависимость от температуры и солености, то эксперимент проводится в специальной кювете с меняющейся водой. Измерительная аппаратура и последовательность измерений при этом принципиальным образом не меняются.

Пример расчета

$n = 10$; $l = 0{,}45$ м; $f = 3{,}3 \cdot 10^4$ Гц; $T = 21{,}2$ °С.

Фактическая скорость звука по измерениям фазовым методом $c = 1485$ м/с.

Скорость звука по эмпирической формуле (28.4) $c = 1482{,}6$ м/с.

РАБОТА 31

Расчет траектории звукового луча

Задача работы

1. Рассчитать и построить график траектории акустических лучей в предположении, что источник звука на заданной глубине излучает один луч вверх так, чтобы на поверхности океана было полное внутреннее отражение (ПВО). Второй луч испускается

вниз так, чтобы у дна в мелком море или на заданной глубине было ПВО. Траектории лучей рассчитывать до глубины нижнего ПВО.

Для середины глубины между источником звука и глубиной нижнего ПВО определить фактор фокусировки.

Исходные данные

Распределения скорости звука по глубине, вычисленные в работе 29 или по другим данным наблюдений.

Пояснения

Рефракция звукового луча в слоисто-неоднородной среде описывается законом Снеллиуса, по которому предполагается, что в каждом слое скорость распространения звука не меняется по глубине, поэтому луч в каждом слое характеризуется прямой линией. На границе слоев имеет место скачок скорости звука и изменение угла скольжения χ

$$\frac{c_i}{c_{i+1}} = \frac{\cos\chi_i}{\cos\chi_{i+1}}. \tag{31.1}$$

На горизонте полного внутреннего отражения угол скольжения $\chi_{\text{пво}}=0$, поэтому формула (31.1) преобразуется

$$\frac{c_i}{c_{\text{пво}}} = \frac{\cos\chi_i}{1}. \tag{31.2}$$

Расстояние по горизонтали r_i в слое между горизонтами z_i и z_{i+1}, проходимое акустическим лучом, определяется по формуле

$$r_{i+1} = \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{dz}{\operatorname{tg}\chi(z)} = \pm\cos\chi_i \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{dz}{\sqrt{n^2-\cos^2\chi_i}}, \tag{31.3}$$

где $n = \dfrac{c_i}{c_{i+1}}$.

Если скорость звука в слое $z_i \leqslant z \leqslant z_{i+1}$ не меняется, то

$$r_{i+1} = (z_{i+1} - z_i)/\operatorname{tg}\chi_i. \tag{31.4}$$

В том случае, когда между горизонтами z_i и z_{i+1} скорость звука меняется линейно, т. е.

$$c_{i+1} = c_i + \frac{dc}{dz} z, \tag{31.5}$$

где $\dfrac{dc}{dz} = \dfrac{\Delta c}{\Delta z} = \dfrac{c_{i+1}-c_i}{z_{i+1}-z_i}$, выражение (31.3) приводится к следующему виду:

$$r_{i+1} = \frac{c_i \Delta z}{\Delta c}\left[\operatorname{tg}\chi_i - \sqrt{\operatorname{tg}^2\chi_i - \left(\frac{2\Delta c}{c_i} + \frac{\Delta c^2}{c_i^2}\right)}\right]. \tag{31.6}$$

Порядок выполнения работы

1. По значениям скорости распространения звука, вычисленных в работе 29, по формуле (31.2) вычисляются предельные углы полного внутреннего отражения у поверхности χ_0 и на нижнем горизонте или у дна $\chi_н$.

2. По формуле (31.6) вычисляются расстояния по горизонтали r_1 для первых верхнего и нижнего слоев. В качестве χ_i принимаются χ_0 и $\chi_н$.

3. Вычисляются по формуле (31.1) значения углов скольжения в следующих слоях:

4. Вычисляются r по формуле (31.6) для этих слоев.

5. Действия по пунктам 3 и 4 повторять до достижения горизонта полного внутреннего отражения.

6. Расчеты траектории звукового луча после точки полного внутреннего отражения проводятся при значении χ в начале слоя ПВО.

8. Провести анализ особенностей траекторий звуковых лучей.

Пример расчёта

Траектория звукового луча, выпущенного вниз под углом $\chi_0=10°$ с глубины оси ПЗК $H=200$ м. $c_{пво}=1477{,}63$ м/с, $z_{пво}=1153$ м.

Таблица 31.1

H	$\chi°$	Δc м/с	Δz м	r_{i+1}
200	10			
		2,1	100	581,4
300	8,9			
		4,67	200	1376,1
500	8,3			
		2,82	100	720,5
600	7,6			
		5,06	150	1264,0
750	5,9			
		5,44	250	3121,8
1000	3,2			
		1,58	100	2293,3
1100	1,75			

РАБОТА 32

Определение ослабления интенсивности звука и его показателя затухания

Задача работы

По данным измерений интенсивности звука определить характер его ослабления и оценить показатель его затухания (ослабления).

Исходные данные

Результаты измерения звука в лабораторном бассейне, заполненном водой с известными температурой и соленостью.

Пояснения

Работа проводится в бассейне с водой, однородной по температуре и солености, чтобы не учитывать стратификацию. Измерительная аппаратура та же, что и в работе 30. Проще всего использовать ненаправленный источник звука мощностью G. В этом случае интенсивность звука I на расстоянии R от источника звука в пределах зоны Френеля может быть описана формулой

$$I = \frac{G}{4\pi R^2} e^{-2\beta R}. \qquad (32.1)$$

За пределами этой зоны из-за влияния дна и поверхности воды интенсивность звука должна ослабевать по закону

$$I = \frac{G\chi_n}{2\pi HR} e^{-2\beta R}, \qquad (32.2)$$

где $\chi_n = \sqrt{\frac{2(c_n - c_0)}{c_0}}$ — коэффициент захвата; H — толщина слоя воды.

Если измерения проводятся в первой зоне, то из (32.1) для двух измерений I_1 и I_2 на двух расстояниях R_1 и R_2 следует

$$\beta = \frac{2\ln\frac{R_2}{R_1} - \ln\frac{I_1}{I_2}}{2(R_1 - R_2)}. \qquad (32.3)$$

Если измерения проводятся во второй зоне (Фраунгофера), то из формулы (32.2) следует

$$\beta = \frac{\ln\frac{R_2}{R_1} - \ln\frac{I_1}{I_2}}{2(R_1 - R_2)}. \qquad (32.4)$$

Описание установки

См. работу 30.

Порядок выполнения работы

1. Выделить на осциллографе принимаемый сигнал.
2. Совместить излучатель и приемник.
3. Измерить амплитуду синусоиды, которая прямо пропорциональна интенсивности звука.
4. Удаляя приемник от излучателя, провести еще несколько измерений до тех пор, пока амплитуда не начнет увеличиваться за счет отражения сигнала от стенок бассейна. Измерения амплитуды проводить в одной фазе.

5. Выключить приборы.

6. Построить зависимость $I=I(R)$, объяснить полученную закономерность. При составлении графика по оси ординат следует откладывать $\ln I_1/I_2$, а по оси абсцисс $\ln(R_2/R_1)^2$ или $\ln R_2/R_1$.

7. Рассчитать β по формуле (32.3) или (32.4).

8. Провести анализ полученных результатов.

Пример расчета

I	R см	$\frac{I_1}{I_2}$	$\frac{R_2}{R_1}$	β см$^{-1}$
14	2	1	1	—
8	4	1,75	2	
3	6	4,67	3	0,056
2	7	7	3,5	0,060

РАБОТА 33

Расчет ослабления интенсивности звука в океане

Задача работы

Определить затухание звука в океане в результате геометрического расхождения лучей и ослабления за счет его поглощения и рассеяния. Определить фактор фокусировки.

Исходные данные

Значения скорости звука, смотри в работе 29. Излучатель звука мощностью 6 Вт расположен на глубине, использованной в работе 30. Могут быть заданы другие условия. Частота звука, площадь лоцируемого объекта П, расстояние до него r и угол направленности излучателя $\Omega_и$ задаются преподавателем. Коэффициент отражения звука от объекта принять $k=0{,}85$. Вторичный угол направленности излучения объекта принять равным полусфере.

Пояснения

Интенсивность звука от ненаправленного источника в нестратифицированном океане характеризуется формулой

$$I_н = \frac{G}{4\pi R^2} e^{-2\beta R}, \qquad (33.1)$$

где β — показатель ослабления звука; R — расстояние от источника звука по траектории акустического луча.

В стратифицированной среде

$$I = \frac{G \cos \chi_n e^{-2\beta R}}{4\pi r \left| \frac{\partial r}{\partial \chi_n} \right| \sin \chi}, \tag{33.2}$$

где χ_n — угол скольжения акустического луча у излучателя; χ — угол скольжения акустического луча на горизонте z; r — расстояние по горизонтали на глубине z от проекции источника звука до пересечения траектории акустического луча с заданной глубиной z.

Фактор фокусировки f определяется по формуле

$$f = \frac{I}{I_н} = \frac{R^2 \cos \chi_n}{r \left| \frac{dr}{d\chi_n} \right| \sin \chi}. \tag{33.3}$$

Уравнение гидролокатора, характеризующее убывание мощности акустического сигнала на пути от излучателя до объекта и обратно в нестратифицированной среде при телесном угле излучения $\Omega_и$ и отражающей площади объекта П, представляется в виде

$$I_0 = \frac{kG\Pi}{4\pi R^4 \Omega_и} e^{-4\beta R}, \tag{33.4}$$

где k — коэффициент отражения в долях единицы.

Если отражение происходит не сферическое, а в какой-то телесный угол Ω_0, то формула (33.4) преобразуется к виду

$$I_0 = \frac{kG\Pi}{R^4 \Omega_и \Omega_0} e^{-4\beta R}. \tag{33.5}$$

В гидролокации силу звука часто определяют в децибеллах. Переход к этим единицам проводится через интенсивность звука на единичном расстоянии ($R_1 = 1$ м)

$$I_1 = \frac{G}{4\pi R_1^2} e^{-2\beta R_1}. \tag{33.6}$$

Из формул (33.1) и (33.6) следует

$$I_н = I_1 \left(\frac{R_1}{R} \right)^2 e^{-2\beta (R - R_1)}. \tag{33.7}$$

В децибеллах это выражение будет иметь вид

$$N(R) = N_1 - 20 \lg \frac{R}{R_1} - (R - R_1)\, 20\beta \lg e.$$

Множитель $20\beta \lg e = a$ представляет собой показатель ослабления акустического сигнала в дБ, отнесенных к единице расстояния

$$N(R) = N_1 - 20 \lg \frac{R}{R_1} - aR, \qquad (33.8)$$

где N — сила звука на расстоянии R; N_1 — уровень излучения излучается (сила звука излучателя).

Поскольку обычно $R_1 \ll R$, то в последней формуле это слагаемое не учитывается.

Порядок выполнения работы

1. По значениям профиля скорости звука, взятым из работы 29, и характеристикам траектории звукового луча — из работы 30, для заданных преподавателем расстояний r вычислить значение фактора фокусировки.

2. Вычислить интенсивность отраженного акустического сигнала от препятствия площадью П, числовое значение которого задается преподавателем. Остальные требуемые параметры также задаются.

3. Рассчитать силу звука на заданном расстоянии по формулам (38.7) и (38.8).

4. Проанализировать результаты расчетов.

Пример расчета

1. Фактор фокусировки для луча, выпущенного с глубины оси ПЗК ($z = 200$ м) вниз под углом 10°

zм	300	500	600	750	1000	1100
f	$2{,}1 \cdot 10^{-4}$	$1{,}5 \cdot 10^{-2}$	0,346	0,903	1,91	3,37

2. Интенсивность отраженного акустического сигнала для излучателя $G = 6$ Вт с углом направленности $\Omega_и = 5°$ при отражении от препятствия площадью $П = 5$ м² на расстоянии $R = 1$ км в телесный угол $\Omega_0 = 2\pi$. Коэффициент отражения $k = 0{,}85$, показатель ослабления $a = 5$ дБ/км.

$$I_0 = 0{,}465 \cdot 10^{-12} \text{ Вт/м}^2.$$

Интенсивность звука от ненаправленного источника той же мощности на единичном расстоянии $R_1 = 1$ м,

$$I_1 = 0{,}476 \text{ Вт/м}^2,$$

на расстоянии $R = 1$ км $I_н = 1{,}5 \cdot 10^{-4}$ Вт/м², звук ослабляется на $\Delta N = 64{,}8$ дБ.

РАБОТА 34

Задачи по акустике океана

1. Определить модуль объемной упругости морской воды, если скорость звука 1460 м/с, а плотность воды 1025 кг/м^3.

2. Какое акустическое давление в океане создает плоская акустическая волна интенсивностью 100 дБ, если $P_0=0{,}1$ Па.

3. Определить колебательную скорость звука в поверхностном слое океана ($T=20$ °С, $S=34{,}5$ ‰), если интенсивность звука плоской волны 120 дБ, $P_0=0{,}1$ Па.

4. Как меняется интенсивность звука в океане от ненаправленного источника с изменением расстояния со 100 м на 1000 м. Показатель ослабления звука 5 дБ/км.

5. Какая интенсивность звука будет в океане от поступающей из атмосферы под углом падения 15° плоской акустической волны, если интенсивность звука в атмосфере 80 дБ?

6. Акустический луч выпущен из излучателя на глубине 25 м под углом скольжения —5°. Скорость звука около излучателя 1460 м/с и растет с глубиной со скоростью 0,3 с$^{-1}$. Определить координаты ПВО (заглубление, расстояние от источника), а также время распространения до него сигнала.

7. Излучатель на глубине 20 м излучает звук под углом скольжения —10°. Скорость звука около излучателя 1480 м/с и растет с глубиной со скоростью 0,1 с$^{-1}$. Определить расстояние, на котором акустический луч заглубится до 100 м, и фактор фокусировки на этом расстоянии.

8. Определить горизонтальную рефракцию звукового луча, входящего со скоростью 1460 м под углом 45° в поток шириной 500 км. Скорость звука в потоке 1480 м/с.

9. Определить уровень сигнала от ненаправленного источника при эхолокации цели на расстоянии 1 км, если уровень излучения 150 дБ, а отражательная способность цели 75 %. Показатель ослабления звука 1 дБ/км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Физика океана. Учебник. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978.
2. *Доронин Ю. П., Степанюк И. А.* Электромагнитное поле океана (учебное пособие). — С.-Петербург, РГГМИ, 1992.
3. Океанографические таблицы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1975.
4. *Шаронов В. В.* Таблицы для расчета природной освещенности и видимости. — М.: Изд. АН СССР, 1945.
5. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. МО СССР, ВМФ, 1977.
6. Атлас океанов. Тихий океан. МО СССР, ВМФ, 1974.

СОДЕРЖАНИЕ

Общие указания 3

Раздел первый. Термодинамика океана

Работа 1. Сравнение уравнений состояния, используемых для вычисления плотности морской воды 5
Работа 2. Определение плотностной стратификации океана . . . 8
Работа 3. Вычисление изменения некоторых термодинамических потенциалов при вертикальном перемещении единичной массы морской воды 12
Работа 4. Задачи по термодинамике океана 14

Раздел второй. Турбулентность и турбулентный обмен

Работа 5. Определение коэффициента вертикального турбулентного потока количества движения в однородной жидкости 15
Работа 6. Определение характеристик перемешивания, напряжения трения и потока тепла в воде 18
Работа 7. Определение кинематических коэффициентов вертикального турбулентного потока количества движения по данным наблюдений на гидрологической станции 22
Работа 8. Задачи по расчету характеристик турбулентного перемешивания 23

Раздел третий. Термохалинные процессы в океане

Работа 9. Определение вертикального потока тепла и соли в поверхностном слое океана 26
Работа 10. Расчет вертикальных профилей температуры верхнего слоя океана при различных профилях коэффициента температуропроводности 29
Работа 11. Адвекция тепла течением 31
Работа 12. Формирование верхнего квазиоднородного слоя океана при вынужденной конвекции 32
Работа 13. Задачи по термохалинным процессам в океане . . . 35

Раздел четвертый. Морской лед

Работа 14. Исследование структуры и текстуры льда 36
Работа 15. Определение прочности льда при сжатии и изгибе . . 38
Работа 16. Экспериментальное определение коэффициента теплопроводности льда 40
Работа 17. Определение даты замерзания моря и изменения толщины льда за счет термических факторов 43
Работа 18. Задачи по расчету характеристик морского льда . . 47

Раздел пятый. Электромагнитные процессы в океане

Работа 19. Определение электропроводности и солености воды . . 48
Работа 20. Определение электромагнитных эффектов волн . . . 50
Работа 21. Расчет электромагнитных эффектов морских волн . . 53

Работа 22. Расчет электромагнитных эффектов дрейфовых течений 56
Работа 23. Задачи по электромагнитным характеристикам и полям океана 58

Раздел шестой. Оптика океана

Работа 24. Определение поверхностной и подповерхностной освещенности моря 60
Работа 25. Определение показателя ослабления света в воде . . 65
Работа 26. Расчет некоторых гидрооптических характеристик по данным дисковых наблюдений 67
Работа 27. Определение характеристик светового поля в разных интервалах спектра 69
Работа 28. Задачи по оптике океана 72

Раздел седьмой. Акустика океана

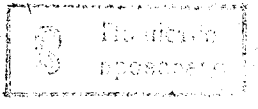
Работа 29. Вычисление скорости распространения звука в океане . 73
Работа 30. Определение скорости звука фазовым методом . . . 76
Работа 31. Расчет траектории звукового луча 77
Работа 32. Определение ослабления интенсивности звука и его показателя затухания 79
Работа 33. Расчет ослабления интенсивности звука в океане . . 81
Работа 34. Задачи по акустике океана 84
Литература 85

Юрий Петрович Доронин
Сергей Васильевич Лукьянов

ЛАБОРАТОРНЫЕ РАБОТЫ ПО ФИЗИКЕ ОКЕАНА

Редактор *О. С. Крайнова*

Лицензия № 020309 от 28.11.91.

Сдано в набор 29.04.93 г. **Подписано к печати** 4.10.93 г.
Формат 60×90$^1/_{16}$. Бумага офсетная. Печать высокая. Гарнитура литературная.
Печ. л. 5,5. Уч.-изд. л. 6,0 Тираж 400 экз. Зак. 272.
РГГМИ, 195196, С.-Петербург, Малоохтинский пр., 98

Типография ВАС