

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

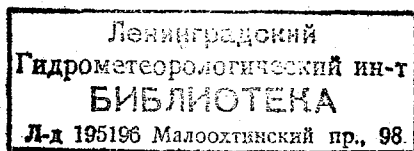
ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

М. А. ВАЛЕРИАНОВА, Л. А. ЖУКОВ

ПРАКТИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

по курсу

„ОБЩАЯ ОКЕАНОЛОГИЯ“



ЛЕНИНГРАД

1974

УДК 551.46

*Одобрено Ученым советом
Ленинградского гидрометеорологического института*

Даны описания работ, выполняемых студентами по основным разделам курса. Задача руководства — дать учащемуся практические навыки построения и анализа полей океанологических характеристик по данным наблюдений, а также проведения элементарных расчетов, иллюстрирующих развитие изучаемых процессов в реальных условиях океана.

Руководство предназначено для студентов океанологической специальности гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов.

Ответственный редактор Л. А. ЖУКОВ

ВВЕДЕНИЕ

Практические работы по курсу «Общая океанология» выполняются для закрепления знаний по основным разделам лекционного курса. Они должны дать понятие о простейших задачах, решаемых в производственной практике инженером-океанологом. Каждая работа представляет собой конкретный расчет какого-либо процесса или анализ особенностей полей океанологических характеристик.

Исходными данными служат материалы наблюдений как экспедиционных, так и систематизированных в атласах или ежегодниках. Эти данные есть в Приложениях к настоящему руководству или указаны источники, откуда их следует взять.

При вычислениях следует опираться на вспомогательные таблицы, в первую очередь на «Океанологические таблицы» Н. Н. Зубова, «Альбом океанологических графиков» Н. Н. Зубова и К. М. Сиротова, математические справочники. Для графиков используются миллиметровка, бланки карт или калька. По каждой выполненной работе составляется отчет, к которому прилагаются все таблицы вычислений и графики, пронумерованные по порядку. В тексте отчета на них должны быть ссылки.

Отчет должен содержать следующие пункты:

1. **Задача работы.** Кратко излагается цель работы, ее практическое назначение.

2. **Теоретическое обоснование.** Излагаются краткие сведения из теории, на которой основан данный расчет или анализ.

3. **Метод расчета или анализа.** Излагается метод, непосредственно применяемый для выполнения задания. Приводятся рабочие формулы.

4. **Исходные данные.** Указываются использованные для работы источники, откуда они взяты, дается оценка точности данных.

5. **Результаты работы.** Приводятся в той последовательности, в какой они были получены. Указываются номера таблиц, содержащих исходные данные и результаты расчетов, номера графиков, на которых изображены полученные характеристики.

6. Анализ результатов работы предполагает оценку их точности и, как вывод, практической применимости. Полученные результаты сравниваются с данными, имеющимися в атласах, справочниках или других источниках, характеризующих данный район океана или рассматриваемый процесс.

ЛИТЕРАТУРА

Основная

1. Егоров Н. И. Физическая океанография. Л., Гидрометеиздат, 1966, 394 с.
2. Зубов Н. Н. Океанологические таблицы. Изд. 3-е Л., Гидрометеиздат, 1957, 406 с.
3. Зубов Н. Н. и Сиротов К. М. Альбом океанологических графиков. М., Гидрометеиздат, 1942. 52 с.
4. Морской атлас. Том II — физико-географический, 76 л. М., изд. ГШ ВМС, 1950—1953.
5. Тимофеев В. Т., Панов В. В. Косвенные методы выделения и анализа водных масс. Л., Гидрометеиздат, 1962, 351 с.

Дополнительная

1. Альбом планшетов стереофотограмметрической съемки волн. Антарктика. Дизель-электроход «Обь», 1956 г. Л., Гидрометеиздат, 1960, 48 с.
2. Астрономические ежегодники. М.—Л., «Наука», 1931—1973.
3. Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко. М., изд. МГК, 1963, 69 л.
4. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1956, 255 с.
5. Дитрих Г., Калле К. Общее мореведение (введение в океанографию). Л., Гидрометеиздат, 1961, 461 с.
6. Дуванин А. И. Приливы в море. Л., Гидрометеиздат, 1960, 390 с.
7. Зубов Н. Н. Морские воды и льды. М., Гидрометеиздат, 1938, 451 с.
8. Зубов Н. Н., Мамаев О. И. Динамический метод вычисления элементов морских течений. Л., Гидрометеиздат, 1956, 114 с.
9. Кудрявая К. И. Морские гидрологические прогнозы. Л., Гидрометеиздат, 1951, 275 с.
10. Максимов И. В. Основные приемы производства и камеральной обработки наблюдений над течениями в море. Труды АНИИ, 1941, т. 155, 332 с.
11. Морская навигационно-географическая терминология. Л., изд. ГУ ВМС, 1954, 63 с.
12. Панов Д. Ю. Справочник по численному решению дифференциальных уравнений в частных производных. Изд. 5-е. М.—Л., Гостехиздат, 1951, 183 с.
13. Пугин А. А. и Рехтзамер Г. Р. Исследование волнения на морях, озерах и водохранилищах методом стереофотограмметрической съемки. Л., Гидрометеиздат, 1955, 226 с.
14. Таблицы приливов. Том II — Гармонические постоянные для предвычисления приливов. Л., изд. ГУ ВМС, 1941, 295 с.
15. Тимонов В. В. О кинематическом анализе приливов. Тр. ГОИН, 1959, вып. 34.
16. Труды ААНИИ, серия «Пособия и руководства», 1957, вып. 34.

1. ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ДНА И ВОДООБМЕНА ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

Литература и пособия

1. Егоров Н. И. Физическая океанография, 1966.
2. Морская навигационно-географическая терминология, 1954.
3. Морской Атлас, т. I и II.
4. Контурная карта полушарий.

Общие пояснения

Настоящая работа является подготовительной для выполнения последующих. Ее цель — дать учащимся представление о географическом расположении важнейших водных бассейнов, заливов и проливов, познакомить с основными чертами рельефа их дна и водообменом между океанами и морями.

Порядок выполнения

1. Пользуясь указанными пособиями и картами Морского атласа, на контурной карте полушарий очертить границы океанов и морей и определить положение заливов, проливов и других объектов, перечисленных в прилагаемом перечне. Все объекты на карте пронумеровать в соответствии с номерами в этом перечне.

2. Пользуясь физическими картами Атласа, очертить (приблизительно) границы наиболее активной толщи океанов и морей — материковой отмели (глубины 0—200 м) и закрасить ее желтым цветом.

Провести цветным карандашом линии по наиболее мелким местам подводных порогов и хребтов и надписать максимальные глубины.

Глубоководные впадины показать синим цветом и надписать максимальные глубины.

Составление отчета

В письменном отчете кратко изложить следующие сведения:

1) основные особенности рельефа дна океанов; указать районы со слабым и широким развитием материковой отмели; указать, какие моря полностью расположены в пределах материковой отмели;

2) особенности водообмена между океанами и морями, связанные с рельефом дна, глубиной и шириной проливов.

Указать, в пределах каких глубин возможен водообмен Северного Ледовитого океана с Атлантическим и Тихим; Средиземного и Карибского морей с Атлантическим океаном; дальневосточных морей с Тихим океаном; арктических морей с Северным Ледовитым океаном.

К отчету прилагается оформленная контурная карта.

ОСНОВНЫЕ ОБЪЕКТЫ МИРОВОГО ОКЕАНА

I. Северный Ледовитый океан

Моря

1. Белое. 2. Баренцево. 3. Карское. 4. Лаптевых. 5. Восточно-Сибирское. 6. Чукотское. 7. Бофорта. 8. Норвежское. 9. Гренландское.

Проливы

10. Маточкин Шар. 11. Карские ворота. 12. Югорский Шар. 13. Вилькицкого. 14. Лаптева. 15. Лонга. 16. Берингов. 17. Датский.

II. Атлантический океан

Моря

18. Балтийское. 19. Северное. 20. Уэдделла. 21. Баффина. 22. Скотия. 23. Карибское. 24. Ирландское. 24а. Лабрадорское.

Заливы

25. Бискайский. 26. Гвинейский. 27. Св. Лаврентия. 27а. Гудзонов. 28. Фанди. 29. Мексиканский. 30. Финский. 31. Ботнический. 32. Рижский.

Проливы

33. Девиса. 34. Английский канал (Ла-Манш). 35. Скагеррак. 36. Каттегат. 37. Большой и Малый Бельт. 38. Гибралтар. 39. Флоридский. 40. Юкатанский. 41. Дрейка.

III. Средиземноморский бассейн

Моря

42. Средиземное. 43. Тирренское. 44. Адриатическое. 45. Эгейское. 46. Мраморное. 47. Черное. 48. Азовское.

Проливы

49. Босфор. 50. Дарданеллы.

IV. Тихий океан

Моря

51. Берингово. 52. Охотское. 53. Японское. 54. Желтое. 55. Восточно-Китайское. 56. Южно-Китайское. 57. Яванское. 58. Банда. 59. Целебесское. 60. Коралловое. 61. Тасманово. 62. Росса. 63. Беллинсгаузена. 64. Амундсена.

Заливы

65. Анадырский. 66. Пенжинский. 67. Петра Великого. 68. Аляскинский. 69. Анива. 70. Корейский. 71. Калифорнийский.

Проливы

72. Татарский. 73. Лаперуза. 74. Корейский. 75. Сангарский. 76. Екатерины. 76а. Фриза. 76б. Буссоль. 77. Камчатский. 78. Торресов.

V. Индийский океан

Моря

79. Красное. 80. Аравийское. 81. Андаманское. 82. Арафурское. 83. Тиморское.

Заливы

84. Бенгальский. 85. Аденский. 86. Оманский. 87. Персидский. 88. Большой Австралийский.

Проливы

89. Мозамбикский. 90. Баб-эль-Мандебский.

VI. Хребты и пороги

91. Уайвила Томсона. 92. Фареро-Исландский. 93. Гренландско-Исландский. 94. Ломоносова. 95. Менделеева, 96. Гаккеля, 97. Тихоокеанский. 98. Китовый. 99. Срединный Атлантический.

VII. Глубоководные впадины

100. Южно-Сандвичева. 101. Алеутская. 102. Курило-Камчатская. 103. Японская. 104. Филиппинская. 105. Марианская. 106. Тонга. 107. Кермадек. 108. Яванская. 109. Атакамская. 110. Бугенвильская. 111. Романш.

II. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОЙ ВОДЫ И АНАЛИЗ ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Литература

1. Егоров Н. И. Физическая океанография, 1966.
2. Зубов Н. Н. Океанологические таблицы, 1957.
3. Зубов Н. Н. и Сиротов К. М. Альбом океанологических графиков, 1942.
4. Морской атлас, т. II.

Общие пояснения

Работа имеет цель дать учащемуся представления о численных значениях физических характеристик морской воды, их взаимной зависимости и общих закономерностях их распределения в море, а также научить пользоваться океанологическими таблицами и номограммами.

Для выполнения работы в Приложении 1 даются материалы гидрологических наблюдений.

Задачи и порядок выполнения работы

1. По данным вертикального распределения температуры и солености на одной из глубоководных станций вычислить по горизонтам: 1) σ_0 , $\rho_{17,5}$; 2) σ_t ; 3) V_t .

Значения σ_0 , $\rho_{17,5}$ и σ_t определяются по соответствующим таблицам «Океанологических таблиц»; V_t удобнее определять по «Альбому океанологических графиков».

Вычисленные значения записываются в табл. 1.

Таблица 1

Вычисление удельного веса, плотности и удельного объема на горизонтах станции № _____

Горизонт в м	T	S	σ_0	$\rho_{17,5}$	σ_t	V_t
25	15,90	33,96	27,29	25,94	25,00	75,61
50	-0,60	33,21	26,68	25,36	26,71	73,98

Построить графики вертикального распределения температуры, солёности и вычисленных характеристик.

2. По данным распределения T и S на разрезе I вычислить на всех горизонтах станции разреза значение

$$V_{pts} = V_t + \delta_p + \delta_{tp} + \delta_{sp} + \delta_{tsp};$$

$$p = 0,1 \frac{gH}{\alpha},$$

где p — давление в децибарах; $g = 9,8$; H — глубина в метрах; α — истинный удельный объем, средний по вертикали. Поправки δ к условному удельному объему, а также перевод величин V_{pts} в σ_t даны в «Океанологических таблицах».

Вычисления V_{pts} , α и p удобно вести по схеме табл. 2.

Таблица 2

Вычисление давления на горизонтах станции № _____

Горизонт в м	T	S	V_t	δ_p	δ_{tp}	δ_{sp}	δ_{tsp}	$\Sigma \delta$
0	24,50	31,20	79,78	0	0	0	0	0
50	18,31	32,05	77,55	-0,22	0,22	0	0	-0,20
100	17,96	32,25	77,31	-0,45	0,03	0	0	-0,42

Продолжение

Горизонт в м	V_{pts}	α_{pts}	Среднее α_{pts} слоя	p на нижней границе слоя	p на горизонте
0	79,78	0,9778	0,97857	—	0
50	77,35	0,97735	0,97712	50,02	50,02
100	76,89	0,97689		50,15	100,17

3. Построить распределение в плоскости разреза величин: T , S , V_{ptS} , P .

4. Построить карты распределения T , S и V_t на свободной поверхности моря и на одном из глубинных горизонтов.

Составление отчета

Результаты работы представляются в виде таблиц, графиков и письменного отчета.

В отчете необходимо объяснить закономерности распределения физических характеристик на каждом графике, разрезе и карте. Для этого надо привлекать зависимость распределения физических характеристик от распределения температуры и солености, а также учитывать физико-географические и гидрологические особенности района (систему течений, географическое положение и т. п.), пользуясь соответствующими картами Морского атласа, т. II.

III. РАСЧЕТ КОНВЕКТИВНОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ (ПО ЗУБОВУ) В ПЕРИОД ЗИМНЕГО ОХЛАЖДЕНИЯ

Литература

1. Егоров Н. И. Физическая океанография, 1966.
2. Зубов Н. Н. и Сиротов К. М. Альбом океанологических графиков, 1942.

Общие пояснения

1. Принцип расчета. Конвективное перемешивание возникает при уменьшении удельного объема (повышении плотности) поверхностных слоев моря. В морях умеренных широт наиболее сильное развитие конвекции происходит в период осенне-зимнего охлаждения моря и нарастания льда.

Метод, предложенный Н. Н. Зубовым, позволяет определить глубину проникновения конвекции в зависимости от теплоотдачи через поверхность (температурная конвекция) и осолонения при ледообразовании (соленостная конвекция). Как известно, для различных рассуждений толщу моря принимают состоящей из горизонтальных однородных слоев.

Пусть в начальный момент имеются два однородных слоя толщиной z_1 и z_2 с характеристиками: температурой t_1 и t_2 ; соленостью S_1 и S_2 ; истинным удельным объемом α_1 и α_2 .

Для возникновения конвекции необходимо, чтобы удельный объем верхнего слоя стал равен удельному объему нижнего слоя. Следовательно, в результате перемешивания будем иметь новый однородный слой

$$z_{1,2} = z_1 + z_2,$$

$$\alpha_{1,2} = \alpha_2.$$

Если конвекция шла только за счет понижения температуры, то соленость нового образовавшегося однородного слоя определится по формуле смешения:

$$S_{1,2} = \frac{S_1 z_1 + S_2 z_2}{z_1 + z_2}.$$

Температура этого же слоя будет равна

$$\begin{aligned} t_{\text{общ}} &= \frac{(t_1 + \Delta t_1) z_1 + t_2 z_2}{z_1 + z_2} = \frac{t_1 z_1 + t_2 z_2}{z_1 + z_2} + \frac{z_1 \Delta t_1}{z_1 + z_2} = \\ &= t_{1,2} + \frac{z_1}{z_{1,2}} \Delta t_1. \end{aligned}$$

Если перемешивание слоев шло только за счет повышения солености, то

$$t_{1,2} = \frac{t_1 z_1 + t_2 z_2}{z_{1,2}}; \quad S_{\text{общ}} = S_{1,2} + \frac{z_1}{z_{1,2}} \Delta S_1.$$

Общую температуру перемешанных слоев $t_{\text{общ}}$ можно легко найти по TS -диаграмме по известным $S_{1,2}$ и $\alpha_{1,2} = \alpha_2$. Тогда понижение температуры для осуществления перемешивания слоев определится как

$$\Delta t = t_{\text{общ}} - t_{1,2},$$

и количество отданного при этом водой тепла (через 1 см² поверхности) будет

$$q_t = 0,1 z \Delta t_1 \text{ (ккал),}$$

где z в метрах.

Таким же образом ведется расчет для перемешивания первых двух слоев, представляющих теперь однородный слой, с третьим слоем, затем этих трех слоев с четвертым и т. д., до тех пор, пока $t_{\text{общ}}$ перемешавшихся слоев не станет равна температуре замерзания.

Дальнейшая конвекция будет идти при постоянной температуре, равной температуре замерзания, а удельный объем слоев будет понижаться за счет осолонения при льдообразовании. Количество льда, образовавшегося при перемешивании верхнего слоя со следующими, определится из уравнения

$$i = \frac{1,1 z \Delta S_1}{S_{\text{общ}}},$$

где $\Delta S_1 = S_{\text{общ}} - S_{1,2}$; i и z в метрах; $S_{\text{общ}}$ легко найти по TS -диаграмме, входя в нее с α нижележащего слоя и температурой замерзания. После этого определяются ΔS_1 и i .

Отдача тепла при ледообразовании определяется по формуле

$$q_i = 7,2 i \text{ (ккал).}$$

Общая отдача тепла составит

$$q = q_i + q_e.$$

Расчет конвекции ведется до тех пор, пока q не станет равно максимально возможной отдаче тепла морем за зиму в данном районе.

2. Схема расчета включает следующие исходные данные:

1) вертикальное распределение температуры, солёности и удельного объема на станции в конце периода нагревания (осенью);

2) данные теплового баланса за период охлаждения моря (ккал/см² мес) к концу каждого месяца.

Обозначение граф в таблице расчетов следующее:

1, 2, 3, 4 — исходные данные: z , m ; t° ; $S\text{‰}$; V_i ;

5 — номера слоев сверху вниз;

6 — границы слоя, указываются пределы глубин от до метров;

7 — толщина каждого слоя;

8—9 — средние для каждого слоя температура и солёность; определяются как полусумма характеристик на границах слоя;

10 — число перемешавшихся слоев, считая от поверхности до нижней границы данного слоя;

11, 12 — средние температура и солёность перемешавшихся слоев, определяемые по формуле смешения, без учета их изменения;

13 — температура замерзания; определяется по S_m по TS -диаграмме. После момента, когда $t_c = \tau_s$ (τ определяется по $S_{\text{общ}}$);

14 — общая температура перемешавшихся слоев после действительного перемешивания. Определяется по TS -диаграмме по S_m и V_i нижнего горизонта очередного слоя. В момент, когда $t_c = \tau$, конвекция начинает идти за счет изменения S при ледообразовании и t_c остается равной τ ;

15 — общая солёность слоев после действительного перемешивания. Определяется: 1) до $t_c = \tau$ $S_c = S_m$; 2) после момента $t_c = \tau$ по TS -диаграмме по τ и V_i нижнего горизонта очередного слоя;

16 — понижение температуры перемешавшихся слоев по сравнению с первоначальной средней температурой этих слоев;

17 — количество тепла q_i , отданное через 1 см² (в ккал) при конвекции до данного горизонта за счет понижения температуры;

18 — осолонение перемешавшихся слоев; принимает действительные значения после момента, когда $t_c = \tau$;

19 — толщина льда i , образовавшегося при охлаждении (рассчитывается после момента, когда $t_c = \tau$);

20 — количество тепла, отданного через 1 см^2 (в ккал) для образования льда толщиной i ;

21 — общее количество тепла, отданного через 1 см^3 для достижения конвекцией данной глубины.

Определение критической глубины конвекции

Строится график изменения температуры замерзания τ и общей температуры перемешавшихся слоев t_c в зависимости от глубины конвекции.

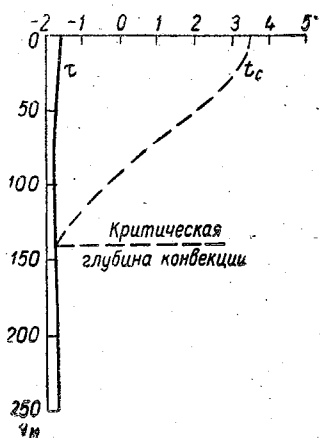


Рис. 1

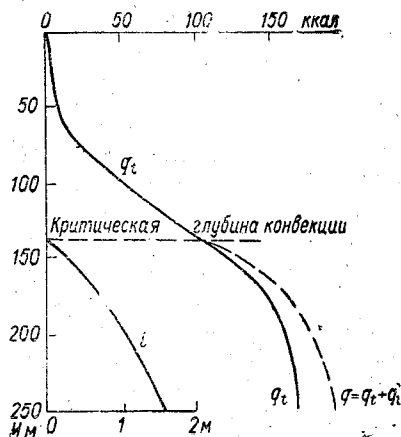


Рис. 2

Точка пересечения линий τ и t_c на графике находится на критической глубине конвекции (рис. 1). Иногда удобнее для определения критической глубины конвекции строить график изменения S_m и S_c с глубиной. В этом случае критической глубине соответствует точка пересечения кривых S_m и S_c .

Определение максимальной глубины конвекции, максимального нарастания льда и показателей замерзания и вентиляции

Для более точного определения этих характеристик строится график зависимости количества отдаваемого водой тепла от глубины проникновения конвекции (рис. 2).

Максимальная глубина конвекции определяется по точке на кривой, соответствующей полному количеству тепла, отдаваемому водой в данном районе. Если максимальная глубина конвекции лежит на глубине дна, то теплоотдача до момента достижения конвекцией дна является показателем вентиляции.

На том же графике строится кривая нарастания льда в зависимости от глубины проникновения конвекции и определяется максимальная толщина льда (по максимальной глубине конвекции).

Задачи работы

По наблюдениям вертикального распределения температуры и солёности, выполненным перед началом осенне-зимнего охлаждения на одной из станций в Белом и Охотском морях (Приложения 2, 3), с учетом прихода-расхода тепла в период охлаждения, вычислить характеристики зимнего конвективного перемешивания.

Порядок выполнения

Вначале по изложенной выше схеме расчета вычислить ход конвекции до полного перемешивания всей толщи, охваченной наблюдениями.

Затем, пользуясь данными теплового баланса, определить: 1) критическую глубину конвекции; 2) максимальную глубину конвекции; 3) нарастание льда и максимальную его толщину, начало ледообразования; 4) показатели замерзания и вентиляции; 5) глубину конвекции, вертикальное распределение температуры, солёности и толщину льда на первое число каждого зимнего месяца. Результаты свести в табл. 3.

Таблица 3

Характеристика хода конвекции

Параметры	М е с я ц								
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Теплоотдача за месяц, q									
Общая теплоотдача H , м									
l , м									

Составление отчета

В отчете о работе кратко излагается принцип и порядок расчета, а также полученный в результате расчета ход конвекции. К отчету прилагаются таблицы и графики.

IV. ВЫЧИСЛЕНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ СЛОЕВ В МОРЕ

Литература

1. Егоров Н. И. Физическая океанография, 1966.
2. Зубов Н. Н. Океанологические таблицы, 1957.

Общие пояснения

Процесс перемешивания вод по вертикали происходит благодаря переносу различных свойств частицами воды. Очевидно, что для перемешивания необходимо вихревое движение по вертикали, при котором одни частицы будут переходить с меньших глубин на большие, другие частицы — с больших глубин на меньшие, компенсируя убыль массы в верхних слоях и изменяя распределение характеристик по вертикали.

Каждая опускающаяся частица изменяет при этом свою плотность. С одной стороны, плотность частицы увеличивается вслед за повышением давления. С другой стороны, опускающаяся частица адиабатически повышает свою температуру, вследствие чего ее плотность уменьшается. Результирующее изменение плотности частицы при опускании определяется совокупным действием этих двух факторов.

При опускании частицы с верхней границы слоя на нижнюю плотность частицы может оказаться ниже, выше или равной плотности окружающей воды. Вследствие этого опустившаяся частица или вернется обратно и перемешивания не произойдет (устойчивость слоя положительная), или будет продолжать опускаться (отрицательная устойчивость), или останется на месте (безразличная устойчивость).

Формула устойчивости. Выберем две частицы (рис. 3): A на глубине z и B — на глубине $z+dz$.

На глубине z температура, соленость, давление и плотность равны соответственно t, S, p, ρ_{pts} .

На глубине $z+dz$ имеем: $t+dt, S+dS, p+dp, \rho_p + dp, t+dt, S+ds$.

Если частица A с глубины z опустится к частице B на глубину $z+dz$, то она адиабатически изменит свою температуру на величину $d\tau$, из-за чего ее плотность изменится на $\frac{\partial \rho}{\partial t} d\tau$.

Одновременно плотность частицы изменится вследствие изменения давления. В результате плотность частицы A станет равной

$$\rho = \rho_p + dp, t, s + \frac{\partial \rho}{\partial t} d\tau.$$

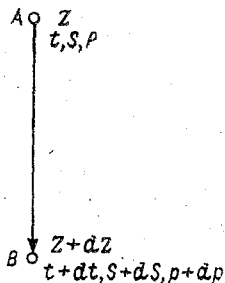


Рис. 3

Разность плотностей частицы A и окружающей воды будет

$$\Delta\rho = \rho_{p+dp, t+dt, s+ds} - \left(\rho_{p+dp, t, s} + \frac{\partial\rho}{\partial t} dt + \frac{\partial\rho}{\partial s} ds \right). \quad (1)$$

Как показано выше, если $\Delta\rho$ окажется положительным, перемешивания не произойдет; если $\Delta\rho$ окажется отрицательным, перемешивание будет идти. Наконец, при $\Delta\rho=0$ положение будет безразличным. Таким образом, величина $\Delta\rho$ определяет устойчивость слоя воды между глубинами z и $z+dz$, а градиент

$$E = \frac{\Delta\rho}{\Delta z} \quad (2)$$

называется устойчивостью слоя.

Плотность на горизонте $z+dz$ можно представить в виде

$$\rho_{p+dp, t+dt, s+ds} = \rho_{p+dp, t, s} + \frac{\partial\rho}{\partial t} dt + \frac{\partial\rho}{\partial s} ds, \quad (3)$$

где $\frac{\partial\rho}{\partial t} dt$ и $\frac{\partial\rho}{\partial s} ds$ — изменения плотности в зависимости от изменения t и s на dt и ds .

Подставив (3) и (1) в (2), получим формулу устойчивости

$$E = \frac{\partial\rho}{\partial t} \left(\frac{dt}{dz} - \frac{ds}{dz} \right) + \frac{\partial\rho}{\partial s} \frac{ds}{dz}. \quad (4)$$

Задачи работы

По данным распределения температуры и солености на гидрологических станциях, выполненных в летний и зимний периоды. (Приложение 4), вычислить устойчивость слоев. Построить графики распределения устойчивости по вертикали.

Порядок выполнения

Исходными данными для вычислений служат значения температуры и солености на горизонтах гидрологической станции. Остальные величины, входящие в формулы, выбираются из «Океанологических таблиц» (табл. 20—28).

Вычисления ведутся по схеме табл. 4, в которой дан и пример расчета.

Графы 1—3 табл. 4 заполняются по данным наблюдений. В графах 4 и 5 вычисляются средние температура и соленость каждого слоя. В графах 6 и 7 вычисляются градиенты температуры и солености в каждом слое (разность значений на двух горизонтах делится на толщину в метрах).

Таблица 4

Вычисление устойчивости слоев по формуле (4)

Море		Станция №			Дата	
Глубина моря, м	t	S	t_{cp}	S_{cp}	$\frac{dt}{dz}$	$\frac{dS}{dz}$
1	2	3	4	5	6	7
600	5,85	34,60	5,54	34,68	-0,00155	0,00040
1000	5,23	34,76				

Продолжение

Глубина моря, м	$\frac{\partial \rho}{\partial t}$	$\frac{\partial \rho}{\partial S}$	$\frac{\partial \zeta}{\partial z}$	Разность граф (6) и (10)
	8	9	10	11
600	$-1,41 \cdot 10^{-4}$	$7,78 \cdot 10^{-4}$	$0,93 \cdot 10^{-4}$	-0,001643
1000				

Продолжение

Глубина моря, м	Произведение граф (11) и (8)	Произведение граф (9) и (7)	E	$E \cdot 10^8$
	12	13	14	15
600	$0,002316 \cdot 10^{-4}$	$0,003112 \cdot 10^{-4}$	$0,005428 \cdot 10^{-4}$	54,3
1000				

Затем из «Океанологических таблиц» (табл. 21) для каждого слоя выбирается величина изменения плотности при изменении температуры $\frac{\partial \rho}{\partial t}$ и исправляется поправками на давление (по табл. 22) и на соленость (по табл. 23). Входными аргументами в таблице служат средняя температура и соленость слоя и глубина середины слоя.

Исправленные значения $\frac{\partial \rho}{\partial t}$ для каждого слоя вносятся в графу 8.

В графу 9 вписываются величины изменения плотности при изменении солености $\frac{\partial \rho}{\partial S}$, которые для каждого слоя выбираются из «Океанологических таблиц» (табл. 24) и исправляются поправками на давление (табл. 25) и температуру (табл. 26).

В графу 10 вносятся значения адиабатического градиента температуры, которые выбираются из «Океанологических таблиц» (табл. 28) и исправляются на давление (табл. 29) и соленость (табл. 30).

В графах 11—13 нужно произвести указанные в заголовках действия. При этом необходимо учесть, что в «Океанологических таблицах» ради краткости записи величины $\frac{\partial S}{\partial t}$ и $\frac{\partial \rho}{\partial S}, \frac{\partial \sigma}{\partial z}$ даются умноженными на 10^4 . Поэтому, произведя каждое действие в графах 11—13 и получив результат в графе 14, надо сообразить, какое количество знаков отделить запятой.

Окончательный результат обычно представляется для сокращения записи в виде $E \cdot 10^8$ и вносится в графу 15.

Составление отчета

Результаты вычисления устойчивости представляются графиками и картами, построение которых ничем не отличается от аналогичных графиков и карт гидрологических элементов.

При анализе распределения устойчивости и составлении отчета необходимо объяснить различия в распределении устойчивости в период нагревания моря и в период охлаждения. Указать случаи преобладания температурной или соленостной устойчивости.

V. АНАЛИЗ ГОДОВОГО ХОДА ТЕМПЕРАТУРЫ И ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЯ В ДЕЯТЕЛЬНОМ СЛОЕ МОРЯ

Литература

Егоров Н. И. Физическая океанография, 1966.

Общие пояснения

Температура воды во всей толще моря непрерывно изменяется в результате процессов прихода-расхода тепла. Эти процессы (радиационный баланс, теплообмен с атмосферой и др.) воздействуют на поверхность моря и имеют годовой ход. В глубину тепло распространяется (или отводится из глубины к поверхности) вследствие турбулентного перемешивания вод. Поэтому наибольшие колебания температуры моря наблюдаются в верхнем, так называемом деятельном слое. С глубиной колебания температуры уменьшаются и глубже деятельного слоя годовой ход температуры практически отсутствует.

Интенсивность турбулентного перемешивания меняется в течение года. Показателем интенсивности турбулентности является критерий Ричардсона

$$Ri = \frac{g \frac{\partial \rho}{\partial z}}{\rho \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2},$$

где ρ — плотность воды; u — скорость течения; z — глубина; g — ускорение силы тяжести.

Если положить вертикальный градиент скорости в течение года неизменным, то интенсивность турбулентности будет меняться в зависимости от изменения вертикального градиента плотности, т. е. будет больше в период охлаждения моря и меньше — в период нагревания. Эти колебания турбулентности отражаются на передаче тепла в глубину перемешиванием и создают известные особенности в годовом ходе температуры на глубинах деятельного слоя моря.

Задачи работы

По ежемесячным наблюдениям над температурой на различных глубинах в одной точке моря (Приложение 5):

- 1) выполнить анализ годового хода температуры на различных глубинах;
- 2) определить глубину деятельного слоя;
- 3) установить закономерности вертикального распределения температуры в различные сезоны;
- 4) определить вертикальные градиенты температуры в различные сезоны;
- 5) вычислить теплосодержание деятельного слоя.

Порядок выполнения

1. Годовой ход температуры воды на различных горизонтах

Ход температуры на различных горизонтах наглядно представляется графически (рис. 4). По оси абсцисс графика откладывают

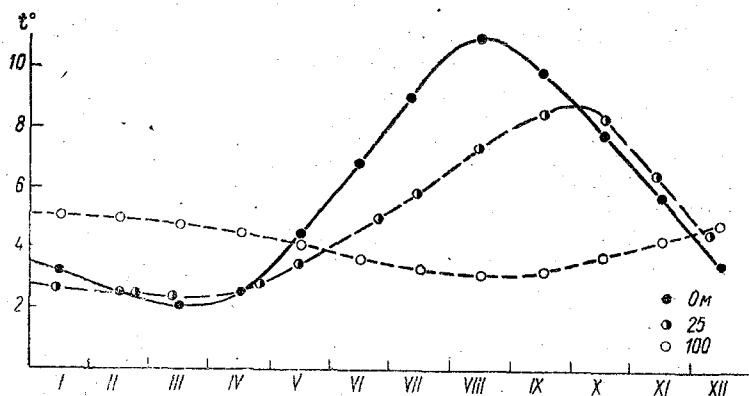


Рис. 4

время (12 месяцев), по оси ординат — температуру. В поле графика по данным ежемесячных наблюдений проставляют наблюдаемые на каждом горизонте температуры. Точки, соответствующие

щие одному горизонту, соединяют плавными кривыми. С построенного графика снимаются основные характеристики годового хода температуры и вписываются в табл. 5.

Таблица 5

Характеристики годового хода температуры на горизонтах

Глубина горизонта м,	Максимальная температура, $T_{\max}$	Время наступления $t_{\max}$	Минимальная температура $T_{\min}$	Время наступления $t_{\min}$	Годовая амплитуда	Запаздывание $T_{\max}$ по срав- нению с по- верхностью	Запаздывание $T_{\min}$

2. Определение глубины деятельного слоя моря

Деятельным слоем моря называется слой, в котором наблюдается годовой ход температуры. На нижней границе деятельного слоя годовая амплитуда температуры незначительна. Для определения толщины деятельного слоя строится график изменения годовой амплитуды температуры с глубиной. По оси абсцисс откладывают глубину, по оси ординат — амплитуду температуры. По данным табл. 5. наносятся точки и соединяются плавной кривой. Глубина, на которой амплитуда температуры близка к нулю (кривая касается оси глубин), является нижней границей деятельного слоя.

3. Вертикальное распределение температуры в характерные месяцы

Характерными по вертикальному распределению температуры являются: месяц наибольшего нагрева поверхности моря (обычно август или сентябрь), месяц наибольшего охлаждения (февраль или март) и два промежуточных. Месяцы выбираются по рис. 4 и для этих четырех месяцев строятся на одном графике кривые вертикального распределения температуры.

4. Определение вертикального градиента температуры

Одной из характеристик вертикального распределения температуры служит вертикальный градиент температуры. Изменение градиента по слоям позволяет определить усиление (малые значения градиента) или ослабление (увеличение градиента) перемешивания.

По форме табл. 6 вычисляются вертикальные градиенты температуры по слоям в месяцы наибольшего нагревания и наибольшего охлаждения. Значения градиентов наносятся на график (по оси абсцисс откладывается градиент, по оси ординат, направленной вниз, — глубина).

Таблица 6

Вычисление вертикального градиента температуры

Горизонт H , м	Температура T°		ΔT для границ слоя		Толщина слоя, ΔH	Градиент $\frac{\Delta T}{\Delta H}$	
	лето	зима	лето	зима		лето	зима

5. Вычисление теплосодержания деятельного слоя

Теплосодержание вычисляется для столба воды деятельного слоя сечением в 1 см^2 .

Если приближенно принять плотность воды и теплоемкость равными единице, то теплосодержание такого столба (относительно теплосодержания при 0°) выразится

$$Q = 0,1 z T \text{ ккал,}$$

где z — глубина деятельного слоя в метрах; T — средняя температура слоя.

Значения Q надо представить графиком их годового хода. На том же графике нанести величины прихода-расхода тепла в каждом месяце. Эти величины получают как разность теплосодержания в конце и в начале каждого месяца.

Составление отчета

В отчет включить составленные при исполнении работы таблицы и графики. По каждому разделу привести изложение полученных результатов. Особенное внимание необходимо обратить на связь особенностей годового хода температуры и ее вертикального распределения с изменениями интенсивности турбулентного перемешивания в периоды нагревания и охлаждения моря.

VI. ВЫЧИСЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ

Литература

Панов Д. Ю. Справочник по численному решению дифференциальных уравнений в частных производных, 1951.

Общие пояснения

Сопоставление реального годового хода температуры в деятельном слое океана с теоретическим показывает, что совершенно необходимо принимать во внимание сезонное изменение интенсивности перемешивания. Аналитическое решение уравнения теплопроводности при переменном по глубине и во времени коэффициенте температуропроводности или при сложно изменяющейся температуре поверхности не может быть получено. В таких случаях лучший результат для анализа и расчета температуры деятельного слоя дают численные методы, в частности метод сеток. Мы рассмотрим конечноразностный метод сеток для одномерного уравнения теплопроводности, полагая вначале для простоты коэффициент температуропроводности постоянным, а температуру поверхности изменяющейся как угодно.

Задачи работы и схема вычислений

Вычислить распределение температуры в слое 0—200 м (для горизонтов 0, 50, 100, 150 и 200 м) в июне, июле и августе, взяв за начальное распределение температуру в мае; k_z задать постоянным по глубине и средним для периода нагревания от мая к августу. Расчет произвести методом последовательных приближений.

Граничные условия: на поверхности — реальный ход температуры, на глубине 200 м — постоянное значение температуры, равное температуре в мае.

За нулевое приближение на промежуточных горизонтах принять значение температуры на этих же горизонтах в предшествующий месяц.

Порядок выполнения

Математически задача формулируется так. Решить уравнение

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k_z \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (1)$$

при заданном начальном распределении температуры по вертикали (начальное условие):

$$t = 0, \quad T_{z,0} = T_1(z) \quad (2)$$

(t — время; T — температура) и известных изменениях температуры во времени на поверхности океана и на некоторой глубине (граничные условия):

$$\begin{aligned} \text{при } z = 0 \quad T(0, t) &= T_2(t), \\ \text{при } z = H \quad T(H, t) &= T_3(t). \end{aligned} \quad (3)$$

Ввести конечноразностные координаты и время. Для этого будем рассматривать температуру только в дискретных точках, отстоящих друг от друга на расстоянии шага по глубине δz . Такими точками являются точки с координатами $z = 0, \delta z, 2\delta z$ вообще $l\delta z$, где l — номер шага. Аналогично конечноразностное время принимает лишь дискретные значения $t = 0, \delta t, 2\delta t$, вообще $\tau\delta t$, где δt — шаг по времени, τ — номер шага. На рис. 5 пересечение координатных линий образует сеточную область, в точках которой рассматривается температура. На том же рисунке изображены начальные и граничные условия.

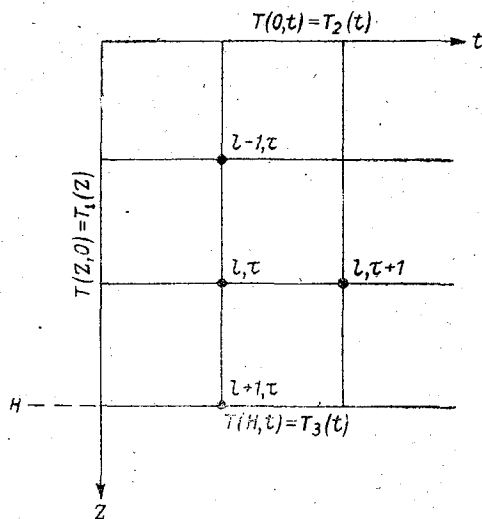


Рис. 5

Поскольку уравнение (1) справедливо в любой точке сетки, запишем его для произвольной точки сетки (l, τ) . Для этого представим производные в виде отношения конечных разностей. Первую производную по времени представим отношением разностей (взятых шагом вперед).

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{l, \tau} \cong \frac{T_{l, \tau+1} - T_{l, \tau}}{\delta t}. \quad (4)$$

Вторую производную по вертикали представим как производную от первой производной. Вводя вспомогательные точки на середине шага по оси, получаем (для начального момента времени)

$$\left(\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right)_{l, \tau} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) \cong \frac{\left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{l + \frac{1}{2}, \tau} - \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{l - \frac{1}{2}, \tau}}{\delta z}. \quad (5)$$

Представим производные в числителе этой формулы обычным способом

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{l + \frac{1}{2}, \tau} &\cong \frac{T_{l+1, \tau} - T_{l, \tau}}{\delta z}, \\ \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{l - \frac{1}{2}, \tau} &\cong \frac{T_{l, \tau} - T_{l-1, \tau}}{\delta z}. \end{aligned} \quad (6)$$

Подставляя (6) в (5), получаем

$$\left(\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right)_{l, \tau} \cong \frac{1}{(\delta z)^2} (T_{l+1, \tau} - 2T_{l, \tau} + T_{l-1, \tau}). \quad (7)$$

Вторую производную можно представить, вообще говоря, и на момент конца шага по времени

$$\left(\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right)_{l, \tau+1} \cong \frac{1}{(\delta z)^2} (T_{l+1, \tau+1} - 2T_{l, \tau+1} + T_{l-1, \tau+1}). \quad (8)$$

Более общим является представление, в котором содержатся с различными весами оба представления (7) и (8)

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) \cong \frac{1}{(\delta z)^2} [\alpha (T_{l+1, \tau} + T_{l-1, \tau} - 2T_{l, \tau}) + (1 - \alpha) \times \\ \times (T_{l+1, \tau+1} + T_{l-1, \tau+1} - 2T_{l, \tau+1})]. \end{aligned} \quad (9)$$

Полагая в (9) $\alpha = 1$ (α — коэффициент изменения), получаем формулу (7); при $\alpha = 0$ формула (9) принимает вид (8). Если имеются какие-либо специальные соображения, можно учитывать производные с различными весами, придавая α значения между нулем и единицей. По-видимому, наиболее оптимально $\alpha = 1/2$.

Теперь, подставив конечноразностные выражения производных (4) и (7) в уравнение (1) и решая относительно неизвестной функции, получим

$$T_{l+1, \tau} = \left[1 - \frac{2k\delta t}{(\delta z)^2} \right] T_{l, \tau} + \frac{k\delta t}{(\delta z)^2} (T_{l+1, \tau} + T_{l-1, \tau}). \quad (10)$$

Формула (10) позволяет вычислить температуру в каждой точке сетки на шаг времени вперед по значениям температуры в начальный момент в этой точке и в двух соседних выше и ниже расположенных точках. В граничных точках сетки определить температуру по формуле (10) невозможно, так как не будет данных в выше или ниже лежащей точке. Именно поэтому и задаются граничные условия (3), вообще в подобных задачах иногда по этой причине называемые краевыми.

По найденным из формулы (10) значениям температуры по всей вертикали на 1 шаг по времени, принимаемым теперь за начальные, вычисляют температуру на следующий шаг и так далее на все время, для которого заданы граничные условия и значения коэффициента k .

Если выбрать шаги сетки так, чтобы соблюдалось равенство

$$\frac{k\delta t}{(\delta z)^2} = \frac{1}{2}, \quad (11)$$

то уравнение (10) принимает очень простой вид

$$T_{l, \tau+1} = \frac{1}{2} (T_{l+1, \tau} + T_{l-1, \tau}) \quad (12)$$

и счет по нему выполняется легко.

Очень существенное ограничение применения сеточного уравнения (10) состоит в том, что шаги δz и δt не могут быть выбраны совершенно произвольно. Их величины должны удовлетворять соотношению

$$\frac{k\delta t}{(\delta z)^2} \leq \frac{1}{2} \quad (13)$$

При несоблюдении условия (13), называемого критерием устойчивости, счет по уравнению (10) дает абсурдные результаты, т. е. становится неустойчивым.

Ограничения величин шагов (13) можно избежать, если вторую производную по z в уравнении теплопроводности представить по схеме (8) или (9). Примем для примера более простую схему (8). Тогда вместо (10) получаем сеточное уравнение

$$T_{l, \tau+1} = \frac{1}{1 + \frac{2k\delta t}{(\delta z)^2}} \left[T_{l, \tau} + \frac{k\delta t}{(\delta z)^2} (T_{l+1, \tau+1} + T_{l-1, \tau+1}) \right], \quad (14)$$

счет по которому абсолютно устойчив при любой величине шагов δz и δt . Однако процедура счета по уравнению (14) осложняется тем, что в правую часть входят искомые значения температур на момент $t+1$. Такие сеточные уравнения называются неявными в отличие от явных вида (10). Поэтому счет выполняется специальными приемами. Наиболее распространенным является метод последовательных приближений или итерационный метод. В этом методе при счете на очередной шаг по времени сначала в правую часть уравнения (14) вместо неизвестных температур на момент $t+1$ подставляют любые значения температуры (обычно — начальное распределение) и по ним выполняют счет первого приближения. Затем в правую часть вставляются результаты первого приближения и вычисляется второе приближение. По второму приближению таким же образом вычисляется третье и так далее. Счет ведется до тех пор, пока наибольшая разность температуры, полученная в результате двух последовательных приближений, не будет превышать желаемую точность вычислений. Имеются и другие методы эффективного вычисления неявных сеточных уравнений.

Пример расчета изменения вертикального распределения температуры на один месяц для одной из точек Северного моря по разным вариантам сеточного уравнения приведен в табл. 7, где

первый расчет выполнен по уравнению (10) для значения $k = 1 \text{ см}^2/\text{с}$ и шага по глубине $\delta z = 10 \text{ м}$. В соответствии с критерием устойчивости (13) шаг по времени принят $\delta t = 5 \cdot 10^5 \text{ с} = 6 \text{ суток}$. Начальное распределение температуры принято для среднего мая. Граничные условия заданы на свободной поверхности и на горизонте 100 м также по среднесезонным данным.

Таблица 7

Расчет изменений вертикального распределения температуры

$z, \text{ м}$	Начальное распределение в мае	Расчет на 1 месяц			Наблюденное распределение в июне
		$k = 1, \text{ по ф-ле (10)}$	$k = 2,5, \text{ по ф-ле (10)}$	$k = 2,5, \text{ по ф-ле (14)}$	
0	8,8	11,3	11,3	11,3	11,3
10	8,2	9,2	9,9		
20	7,0	7,7	8,6	8,9	9,3
30	6,0	6,8	7,6		
40	5,5	6,2	7,0	7,3	7,0
50	5,5	5,8	6,4		
60	5,5	5,6	6,1	6,6	6,5
70	5,5	5,6	6,0		
80	5,5	5,6	5,9	6,2	6,1
90	5,5	5,7	5,9		
100	5,5	5,6	6,0	6,0	6,0

Таким образом, для расчета изменений температуры за один месяц сделано 5 шагов по времени.

Второй расчет выполнен также по уравнению (10), но при значении коэффициента $k = 2,5 \text{ см}^2/\text{с}$. В соответствии с критерием (13) при $\delta z = 10 \text{ м}$ пришлось принять $\delta t = 2 \cdot 10^5 \text{ с} = 2,5 \text{ суток}$, и расчет состоял из 12 шагов. Как видно, значение $k = 2,5 \text{ см}^2/\text{с}$ лучше соответствует условиям турбулентного обмена во время, для которого выполняется расчет.

Третий вариант выполнен по неявной схеме (14) также при $k = 2,5 \text{ см}^2/\text{с}$, но шаг по глубине принят равным 20 м, а по времени равным 1 месяцу. Легко убедиться, что эти шаги не удовлетворяют критерию (13). Однако уже результаты третьего приближения, приведенные в табл. 7, дают достаточно хорошее согласие с наблюдениями.

Очевидно, что в случае, когда сезонные изменения вертикального распределения температуры известны из наблюдений, рассмотренный численный метод позволяет определить величину коэффициента вертикальной теплопроводности. При этом не-

обходимо иметь в виду, что при использовании для вычисления k_z явного уравнения (10) необходимо соблюдение критерия (13), что затруднительно из-за неизвестности k . Поэтому предпочтительнее пользоваться неявной схемой (14), которая в данном случае сразу дает переменную по глубине и во времени величину коэффициента.

Составление отчета

Полученные значения температуры для каждого месяца представить в виде графиков распределения температуры по вертикали. На эти же графики нанести реальное распределение температуры в эти месяцы. Дать анализ полученных результатов.

VII. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА ТУРБУЛЕНТНОЙ ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТИ

Литература

Зубов Н. Н. Морские воды и льды, 1938, гл. IV, § 40.

Общие пояснения

Уравнение теплопроводности для одномерного потока тепла в вертикальном направлении при постоянном коэффициенте температуропроводности k имеет вид

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = k \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}, \quad (1)$$

где t — температура; τ — время; z — глубина.

Если годовой ход температуры на поверхности представить правильной периодической кривой

$$t_0 = A_0 \cos \omega \tau, \quad (2)$$

(где t_0 — температура поверхности; A_0 — амплитуда годового хода температуры поверхности (половина годового размаха); $\omega = \frac{2\pi}{\tau_0}$ — угловая частота; τ_0 — период колебаний — 1 год), то решение уравнения (1) примет вид

$$t_z = A_0 e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2k}} z} \cos \left(\omega \tau - \sqrt{\frac{\omega}{2k}} z \right). \quad (3)$$

Отсюда амплитуда колебаний температуры на горизонте z :

$$A_z = A_0 e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2k}} z} = A_0 e^{-\sqrt{\frac{2\pi}{k\tau}} z}. \quad (4)$$

Зная по наблюдениям амплитуды на двух горизонтах, например, A_0 и A_z , можно определить k в слое $0-z$. Отсюда

$$\ln \frac{A_0}{A_z} = \sqrt{\frac{\pi}{k\tau_0}} z;$$

$$k = \frac{\pi z^2}{\tau_0 \ln^2 \frac{A_0}{A_z}} \text{ см}^2/\text{с}. \quad (5)$$

Аналогично можно определить k по сдвигу фаз от горизонта 0 до z :

$$\varphi = \sqrt{\frac{1}{2\omega k}} z.$$

Отсюда

$$k = \frac{z^2}{2\varphi^2\omega}. \quad (6)$$

По формуле (6) Н. Н. Зубовым составлен график для определения k (см. Н. Н. Зубов. «Морские воды и льды»).

Задача работы

По данным годового хода температуры на различных горизонтах определить, пользуясь формулами (5) и (6), величины k для слоев 0—50 м; 0—100 м; 0—200 м.

Порядок выполнения

Для выполнения работы взять данные Приложения 5, а также данные табл. 5 из работы V.

Необходимые сведения вписываются в табл. 8 и 9, в которых и ведутся вычисления.

Таблица 8

Определение k по затуханию амплитуды

Горизонт H , м	Амплитуда, A	$\frac{A_0}{A_z}$	$\ln^2 \frac{A_0}{A_z}$	z^2	$\frac{\pi}{\tau_0}$	k , см ² /с
0						
50						
100						
200						

Определение k по сдвигу фаз

Таблица 9

Горизонт H , м	Дата $t_{\max}$	Дата $t_{\min}$	Запад. $\varphi_{\max}$	Запад. $\varphi_{\min}$	$\omega = \frac{2\pi}{\tau_0}$	z^2	k по $\varphi_{\max}$	k по $\varphi_{\min}$
0								
50								
100								
200								

Составление отчета

В отчете надо сопоставить результаты вычислений для каждого слоя различными методами, а также результаты, полученные для различных слоев. Объяснить различия величин k по слоям и указать на наиболее вероятные величины.

VIII. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА МОРЯ

Литература

1. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности, 1956, гл. 2, § 3—5.
2. Атлас теплового баланса земного шара, 1963.

Общие пояснения

Тепловой баланс на поверхности моря складывается как результат теплообмена с атмосферой и глубинными слоями и адвекции течениями.

Тепло в море поступает от солнечной радиации, путем турбулентного теплообмена с атмосферой в теплое время года, приносится течениями из соседних районов. Расходуется тепло на испарение, на теплообмен с атмосферой в холодное время года.

Уравнение теплового баланса моря за год имеет вид

$$R + P + LE + A + Q_i = 0,$$

где R — радиационный баланс; P — турбулентный теплообмен с атмосферой; LE — затраты тепла на испарение; A — адвекция течениями и теплообмен с глубинами; Q_i — тепло ледовых процессов.

Обычно в морях, откуда лед не выносится, а образуется и тает в самом море, суммы тепла, выделяемого при льдообразовании

и затрачиваемого на таяние льда, равны между собой, и поэтому в уравнение для такого моря Q_i не вводят

$$R + P + LE + A = 0$$

(при решении уравнения не следует забывать знака каждой составляющей).

Задача работы

На примере одного из морей рассмотреть годовой ход теплооборота и его отдельных составляющих. Для этого взять в выбранном море какую-нибудь точку (лучше в более мористых районах) и вычислить для каждого месяца составляющие теплового баланса.

Порядок выполнения

1. Вычисление радиационного баланса выполняется по формулам:

$$(Q + q)_n = (Q + q)_0 [1 - (1 - k)n];$$

$$I = I_0 (1 - cn^2) + 4s\sigma t_a (t_w - t_a);$$

$$R = (Q + q)_n (1 - \alpha) - I.$$

Здесь $(Q + q)_0$ — суммарная радиация при безоблачном небе; n — общая облачность в долях единицы; k — коэффициент, показывающий, какая доля радиации доходит до земной поверхности; α — альбедо водной поверхности; I — эффективное излучение при безоблачном небе; c — коэффициент, характеризующий влияние облачности на эффективное излучение; s — коэффициент серости (в среднем 0,9); σ — постоянная Стефана-Больцмана, равная $8,14 \cdot 10^{-11}$; t_a — температура воздуха ($4s\sigma t_a = 0,33$); t_w — температура воды.

Вычисление удобно проводить в таблице следующего вида:

Месяцы	$(Q + q)_0$	$(1 - k)$	n	$n(1 - k)$	$[1 - (1 - k)n]$	$(Q + q)_n$	α	$1 - \alpha$	$(Q + q)_n (1 - \alpha)$	e мм	t_a	t_0	n^2	cn^2	$1 - cn^2$	$I_0 (1 - cn^2)$	t_w	$t_w - t_a$	$0,33 (t_w - t_a)$	I	R

Величины $(Q + q)_0$, k , α , I_0 , c берутся из литературных источников.

При вычислении необходимо учитывать единицы измерения — результат должен быть получен в ккал/см²·мес.

2. Вычисление теплообмена с атмосферой:

$$P = 0,152v (t_w - t_a),$$

где v — скорость ветра в м/с. Форма таблицы:

Месяцы	t_w	t_a	$t_w - t_a$	v	$v (t_w - t_a)$	P

При этом не следует забывать, что при $t_w > t_a$ море будет отдавать тепло, а при $t_w < t_a$ получать его.

3. Вычисление тепла испарения:

$$LE = 0,232v (e_s - e),$$

где e_s — максимальная упругость водяных паров при данной температуре воды (находится по психрометрическим таблицам); e — влажность воздуха (так как упругость выражена в мб, влажность тоже следует брать в мб; 1 мм = 1,33 мб).

Результаты вычислений свести в таблицу:

Месяцы	t_w	e_s	e , мм	e , мб	$e_s - e$, мб	v	$v (e_s - e)$	LE

4. Вычисление тепла адвекции. Тепло адвекции, включающее в себя теплообмен с глубинами и с соседними районами моря, вычисляется как остаточный член уравнения теплового баланса по таблице:

Месяцы	R	P	LE	$R + P + LE$

$$A = - \frac{\Sigma}{12}$$

5. В заключение вычерчивается график годового хода каждой составляющей теплового баланса.

Составление отчета

В отчете о работе отметить относительную роль каждой составляющей и особенности ее годового хода.

При анализе результатов использовать сведения о климатических особенностях и системе течений района.

IX. РАСЧЕТ ДРЕЙФОВОГО ТЕЧЕНИЯ

Литература

Егоров Н. И. Физическая океанография, 1966.

Общие пояснения

Теория чисто дрейфовых течений разработана Экманом для установившегося движения воды, созданного касательным трением ветра о поверхность моря. В теории принят ряд существенных упрощений процесса. Море предполагается безбрежным (не учитывается влияние берегов на циркуляцию воды); глубина моря полагается настолько большой, чтобы течение затухало, не испытывая влияния дна. Поле ветра предполагается однородным по пространству и постоянным по времени. Поле плотности в море однородно.

При этих предположениях установившееся движение воды описывается следующими соотношениями:

$$\begin{aligned}u &= Ve^{-az} \cos(45^\circ - az), \\v &= Ve^{-az} \sin(45^\circ - az).\end{aligned}\quad (1)$$

Здесь u , v — составляющие скорости по осям x и y соответственно; ось y направлена по ветру, ось x — вправо от ветра, ось z — вниз; начало координат находится на поверхности; V — модуль скорости на поверхности;

$$a = \sqrt{\frac{\rho_w \omega \sin \varphi}{\mu}};$$

где ρ_w — плотность воды; $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ — угловая скорость вращения Земли; φ — широта места; μ — коэффициент динамической вязкости.

$$V = \frac{T}{\sqrt{2\rho_w \mu \omega \sin \varphi}}, \quad (2)$$

где T — касательное напряжение ветра на поверхности моря, определяемое приближенно по эмпирической формуле

$$T = c\rho_a \omega^2. \quad (3)$$

Здесь w — скорость ветра; ρ_a — плотность воздуха, равная $1,25 \cdot 10^{-3}$ г/см³; c — эмпирический коэффициент:

при $w < 6,6$ м/с $c = 0,8 \cdot 10^{-3}$,

при $w > 6,6$ м/с $c = 2,6 \cdot 10^{-3}$.

«Глубина трения», в пределах которой течение практически затухает, определяется по формуле

$$D = \pi \sqrt{\frac{\mu}{\rho_w w \sin \varphi}}. \quad (4)$$

Полный поток направлен по оси x и вычисляется по уравнению

$$S = \frac{vD}{\pi \sqrt{2}}. \quad (5)$$

Применяя теорию Экмана, необходимо иметь в виду, что из-за допущений, принятых в этой теории, результаты расчета могут значительно отличаться от действительных течений, создаваемых ветром в реальном море. Наилучшие результаты можно ожидать вдали от берегов при устойчивом ветре. В прибрежных районах отличия будут наибольшими.

Задачи работы

По карте распределения атмосферного давления над морем рассчитать и построить поле ветра у поверхности моря. Вычислить векторы касательного напряжения ветра. Рассчитать скорости течения на поверхности, глубины трения и полные потоки. В одной из точек моря вычислить и построить годограф скоростей.

Порядок выполнения

1. На бланк карты Балтийского моря перенести с кольцовки изобары с интервалом через 1 мб.

2. Разбить на бланке сеточную область со сторонами 1 градус по широте и 2 градуса по долготы; точки брать только на акватории моря (рис. 6, а).

3. Построить линии тока ветра (рис. 6, б), соединив векторы, являющиеся продолжением друг друга. Если векторы, построенные для выбранных точек, не будут переходить один в другой, не являясь продолжением друг друга, то линию тока следует вести между ними так, чтобы направление ее было параллельно соседним векторам.

4. Построить в каждой точке вектор ветра, зная, что для района Балтийского моря ветер отклоняется от изобары на 13 градусов в сторону низкого давления.

5. Снять в каждой точке градиент давления в миллибарах на 1 градус меридиана (на 60 миль) и по нему, пользуясь вспомогательным графиком, найти скорость градиентного ветра.

6. Определить скорость приземного ветра, считая, что она составляет 0,7 от скорости градиентного ветра.

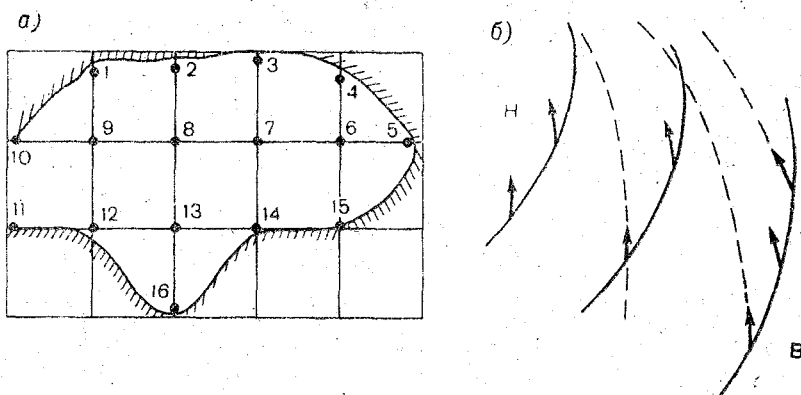


Рис. 6

7. Зная скорость приземного ветра, вычислить скорость течения на поверхности в каждой точке сеточной области (при этом не забыть, что все величины следует брать в одной системе единиц).

8. Построить на чистом бланке в каждой точке вектор течения в определенном масштабе, зная, что дрейфовое течение на поверхности отклоняется вправо от ветра на 45 градусов.

9. Определить в каждой точке глубину трения и построить карту глубин трения.

10. Определить полный поток дрейфового течения в каждой точке. Векторы нанести на карту.

11. Вычислить скорости течения на горизонтах через $0,1D$ и построить годограф течения для одной из точек.

Составление отчета

В отчете следует указать порядок скоростей на различных глубинах, направление результирующего переноса воды, слои воды, схваченные течением, особенности поля течений в разных районах моря.

Х. РАСЧЕТ СТАЦИОНАРНОЙ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ ДРЕЙФОВОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ЧИСЛЕННЫМ МЕТОДОМ

Литература и пособия

1. Дитрих Г. и Калле К. Общее мореведение, 1951.
2. Панов Д. Ю. Справочник по численному решению дифференциальных уравнений в частных производных, 1951.

Общие пояснения

Основы теории морских течений, создаваемых ветром, были разработаны Экманом. В то же время теория содержит ряд упрощений, не позволяющих применять ее непосредственно для практических целей. Наиболее существенным упрощением является невозможность учесть влияние очертаний берегов на направление течений. Картину горизонтальной дрейфовой циркуляции с учетом реальной формы моря позволяет установить дальнейшее развитие теории Экмана — теория полных потоков, развитая главным образом Штокманом и Манком. В этой теории рассматриваются не скорости течения на отдельных горизонтах, а полный поток воды в горизонтальном направлении, переносимый между поверхностью моря и нижней границей проникновения ветровых течений (в мелком море — до дна). Очевидно, такой полный поток пропорционален средней по вертикали скорости течения, а его направление также является результирующим для течений на отдельных горизонтах.

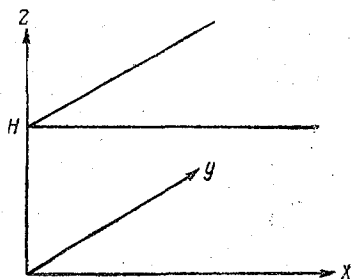


Рис. 7

Рассмотрим упрощенный вариант теории полных потоков в применении к верхнему слою моря толщиной H . Для простоты полагаем море однородным по плотности и пренебрегаем влиянием горизонтального трения и наклона поверхности моря. Начало координат поместим на нижней границе рассматриваемого слоя, ось z направим вверх (рис. 7). Тогда уравнения стационарного горизонтального движения запишутся в виде

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} V \frac{\partial u}{\partial z} + 2\omega \sin \varphi v &= 0; \\ \frac{\partial}{\partial z} V \frac{\partial v}{\partial z} - 2\omega \sin \varphi u &= 0. \end{aligned} \quad (1)$$

Добавим уравнение неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0. \quad (2)$$

Граничные условия зададим в виде известных величин касательного напряжения ветра на поверхности моря

$$\begin{aligned} z = H \quad \rho v \frac{\partial u}{\partial z} &= \tau_{Hx}; \\ \rho v \frac{\partial v}{\partial z} &= \tau_{Hy} \end{aligned} \quad (3)$$

и трения между рассматриваемым слоем воды и нижележащими слоями

$$z=0 \quad \rho v \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_{ox};$$

$$\rho v \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_{oy}. \quad (4)$$

Море принимаем замкнутым. Граничные условия на береговом контуре определим позже.

Проинтегрируем уравнения (1) и (2) по вертикали в пределах толщины слоя H . Получаем

$$v \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_0^H + 2\omega \sin \varphi \int_0^H v dz = 0,$$

$$v \frac{\partial v}{\partial z} \Big|_0^H - 2\omega \sin \varphi \int_0^H u dz = 0; \quad (5)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_0^H u dz + \frac{\partial}{\partial y} \int_0^H v dz = 0. \quad (6)$$

Введем обозначения для составляющих полного потока в слое

$$\int_0^H u dz = U,$$

$$\int_0^H v dz = V. \quad (7)$$

С учетом (7) и граничных условий (3) и (4) уравнения (5) и (6) запишутся для полных потоков в виде

$$\tau_{Hx} - \tau_{ox} + 2\omega \sin \varphi V = 0,$$

$$\tau_{Hy} - \tau_{oy} - 2\omega \sin \varphi U = 0; \quad (8)$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0. \quad (9)$$

Здесь принято $\rho = 1$.

Применим к уравнениям (8) операцию вихря, для чего продифференцируем второе уравнение по x и вычтем из него первое, продифференцированное по y . Пренебрегая для моря небольшой протяженности по широте изменением широты и учитывая (9), получаем

$$\left(\frac{\partial \tau_{Hy}}{\partial x} - \frac{\partial \tau_{Hx}}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial \tau_{oy}}{\partial x} - \frac{\partial \tau_{ox}}{\partial y} \right) = 0. \quad (10)$$

Положим трение на нижней границе слоя пропорциональным полному потоку в слое

$$\begin{aligned} \tau_{ox} &= rU, \\ \tau_{oy} &= rV, \end{aligned} \quad (11)$$

где r — коэффициент пропорциональности.

Уравнение неразрывности (9) позволяет выразить составляющие полного потока через функцию тока ψ по соотношениям

$$\begin{aligned} U &= - \frac{\partial \psi}{\partial y}, \\ V &= \frac{\partial \psi}{\partial x}. \end{aligned} \quad (12)$$

В справедливости этого легко убедиться, подставив (12) в (9). С учетом (12) и (11) уравнение (10) окончательно запишется

$$\Delta \psi = \frac{1}{r} \operatorname{rot}_z \vec{\tau}_H. \quad (13)$$

Здесь введены сокращенные обозначения для вихря касательного напряжения ветра и для плоского лапласиана

$$\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}.$$

Уравнение (13) устанавливает связь между полными потоками в слое и трением ветра на поверхности моря. Заметим, что функция тока ψ имеет ясный физический смысл. Как следует из выражений (12), разность значений ψ в двух точках выражает объем воды, переносимой полным потоком между этими точками. Таким образом, если решить уравнение (13), то полученное поле значений ψ на пространстве моря позволит по формулам (12) получить перенос воды в любой точке, а изолинии ψ покажут направление переноса. Отсюда следует, что вдоль берегового контура моря естественным граничным условием является $\psi = 0$.

Задачи работы

Выполнить расчет горизонтальной стационарной циркуляции Балтийского моря для той же синоптической ситуации, для которой выполнен расчет дрейфовых течений по Экману (см. работу IX).

Толщину слоя принять равной 50 м (заметим, что непосредственно в расчете эта величина не участвует). Коэффициент трения на глубине 50 м принять $r = 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. Шаг сетки принять $\delta h = 100 \text{ км}$.

Сетку расположить так, чтобы она покрывала только основную площадь моря. Заливы Ботнический, Финский и Рижский из расчета исключить и считать приближенно море замкнутым.

Порядок выполнения

1. Метод численного решения

Решение уравнения (13) выполняется численным методом сеток. На пространстве моря разбивается квадратная сетка с шагом δh . Вводятся конечноразностные координаты: $i = \frac{x}{\delta h}$, $j = \frac{y}{\delta h}$.

Производные в (13) заменяются конечноразностными отношениями по схеме (рис. 8):

$$\Delta\psi \cong \frac{1}{(\delta h)^2} (\psi_{i+1,j} + \psi_{i-1,j} + \psi_{i,j+1} + \psi_{i,j-1} - 4\psi_{i,j}),$$
$$\text{rot}_z \vec{\tau}_H \cong \frac{1}{2\delta h} (\tau_{i+1,j}^{Hy} - \tau_{i-1,j}^{Hy} - \tau_{i,j+1}^{Hx} + \tau_{i,j-1}^{Hx}). \quad (14)$$

Подставляя выражения (14) в (13) и разрешая относительно ψ_{ij} , получаем формулу

$$\psi_{ij} = \frac{1}{4} [(\psi_{i+1,j} + \psi_{i-1,j} + \psi_{i,j+1} + \psi_{i,j-1}) - \frac{\delta h}{2r} (\tau_{i+1,j}^{Hy} - \tau_{i-1,j}^{Hy} - \tau_{i,j+1}^{Hx} + \tau_{i,j-1}^{Hx})], \quad (15)$$

по которой для всех внутренних точек сетки выполняется процесс последовательных приближений (итераций).

2. Практическое выполнение расчета

1. Расчет ведется для точек квадратной сетки, которую располагают на пространстве моря таким образом, чтобы граница сеточной области как можно лучше совпадала с контуром берегов

моря. Шаг сетки выбирается так, чтобы ячейки сетки не были слишком крупными, иначе невозможно отразить детали циркуляции. Слишком мелкая сетка увеличивает объем вычислений. Например, для Балтийского моря рационально принять шаг сетки не более 100 км. Все точки сетки нумеруются по порядку. Удобно оси координат направить по параллели на восток (x) и по меридиану на север (y).

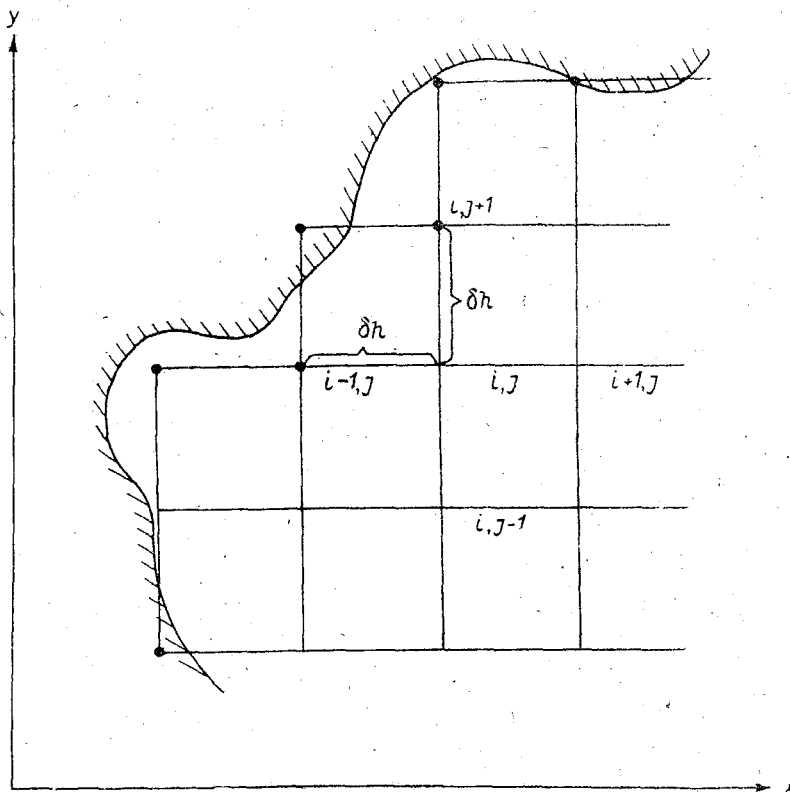


Рис. 8

2. Для всех точек сетки вычисляются величины составляющих касательного напряжения ветра (формулы см. в предыдущей работе). Затем для всех внутренних точек сетки вычисляются значения второго члена формулы (15):

$$T_{i,j} = \frac{\delta h}{8r} (\tau_{i+1,j}^{Hy} - \tau_{i-1,j}^{Hy} - \tau_{i,j+1}^{Hx} + \tau_{i,j-1}^{Hx}). \quad (16)$$

Удобно все величины, относящиеся к каждой точке, записывать на специальном шаблоне.

3. Задаются величины начального приближения ψ_{ij} во всех внутренних точках сетки. Так как величины переноса заранее неизвестны, можно принять, например, $\psi_{ij}^0 = T_{ij}$. Во всех граничных точках сетки принимаются $\psi_{ij}^0 = 0$ и не меняются во время расчета.

4. Выполняется расчет первого приближения ψ_{ij} для всех внутренних точек по порядку по формуле (15), которая с учетом (16) принимает для первого приближения вид

$$\psi'_{ij} = \frac{1}{4} (\psi_{i+1,j}^0 + \psi_{i-1,j}^0 + \psi_{i,j+1}^0 + \psi_{i,j-1}^0) - T_{ij}. \quad (17)$$

Получаемые значения ψ'_{ij} записываются в шаблон. Затем выполняется счет второго приближения по формуле (17), в которую вместо ψ_{ij}^0 теперь подставляется ψ'_{ij} . Получаемые ψ_{ij}^2 записываются в шаблон. Затем таким же образом вычисляется третье приближение и т. д., до тех пор, пока поле значений ψ_{ij}^n практически будет мало отличаться для двух последовательных приближений.

5. Проводятся изолинии величин ψ_{ij} , которые являются линиями тока для полных потоков.

Составление отчета

Результаты расчета сравнить с результатами вычислений по теории Экмана (работа IX)). Отметить различие полученных картин циркуляции и объяснить их причины.

XI. РАСЧЕТ ТЕЧЕНИЙ ДИНАМИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Литература и пособия

1. Зубов Н. Н. и Мамаев О. И. Динамический метод вычисления элементов морских течений, 1956.
2. Зубов Н. Н. и Сиротов К. М. Альбом океанологических графиков, 1942.
3. Зубов Н. Н. Океанологические таблицы, 1957.
4. Морской Атлас, т. II.

Общие пояснения

В море всегда наблюдается неоднородное распределение гидрологических элементов, в том числе плотности. Горизонтальная неоднородность плотности создает горизонтальный градиент давления, вследствие чего возникает градиентное течение.

С другой стороны, если даже в однородной (по горизонтальному распределению характеристик) водной массе под действием какой-либо внешней силы возникает течение, оно, как известно, создает наклон изобар и изостер, т. е. создает неравномерное распределение плотности в горизонтальном направлении. Следовательно, течения и поле плотности в море взаимосвязаны, независимо от того, что из них является причиной и что — следствием.

На этой закономерности основан динамический метод вычисления течений по известному из наблюдений распределению плотности.

Рассмотрим вертикали двух соседних гидрологических станций A и B (рис. 9) между двумя изобарами p_1 и p_2 .

Пусть под действием течения или какой-нибудь внешней причины плотность вертикали A поддерживается меньше плотности вертикали B . В этом случае возникает горизонтальный градиент давления от A к B и появляется тенденция к движению воды в том же направлении. Однако возникающая при этом сила Кориолиса отклоняет движение вправо до тех пор, пока градиент давления в направлении AB не будет уравновешен составляющей силы Кориолиса, действующей в противоположном направлении (если пренебречь трением). Это достигается в тот момент, когда направление течения будет нормально к плоскости разреза и направлено из чертежа к нам на рис. 9.

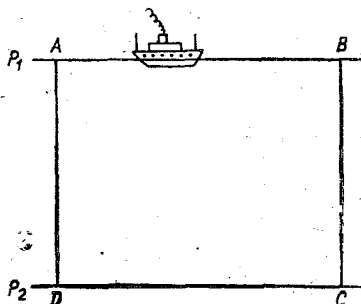


Рис. 9

В таком установившемся движении работа сил давления и работа силы Кориолиса по контуру $ABCD$ равны и противоположны по направлению

$$\oint \alpha dp = - \oint 2\omega v \sin \varphi dL, \quad (1)$$

где α — удельный объем; ω — угловая скорость вращения Земли; φ — широта места; v — скорость течения, нормального к плоскости разреза; dL — элемент контура.

Определим работу давления, полагая удельный объем равным среднему значению на каждом отрезке контура

$$\oint \alpha dp = \alpha_A (p_2 - p_1) - \alpha_B (p_2 - p_1) = d_A - d_B, \quad (2)$$

где α_A и α_B — средние для вертикалей; d_A , d_B — динамические глубины (интегралы вдоль изобар равны нулю, так как $dp = 0$).

Определим работу силы Кориолиса, полагая скорости на каждом отрезке контура равными средним величинам

$$\oint 2\omega v \sin \varphi dL = 2\omega L \sin \varphi (v_1 - v_2), \quad (3)$$

где v_1 и v_2 — скорости на изобарах p_1 и p_2 ; L — расстояние между станциями (интегралы по BC и AD взаимно уничтожаются).

Подставляя (2) и (3) в (1), получаем основную формулу динамического метода

$$v_1 - v_2 = \frac{d_A - d_B}{2\omega L \sin \varphi}. \quad (4)$$

Если нижнюю изобару выбрать у дна или на такой глубине, где скорость течения незначительна, формула упрощается

$$v_1 = \frac{u_A - d_B}{2\omega L \sin \varphi}. \quad (5)$$

Формула (5) употребляется наиболее часто.

Методика расчета

Вычисление динамических глубин и высот

Динамические глубины и высоты в районах сравнительно небольших глубин (сотни метров) обычно вычисляют от поверхности моря до дна. В районах больших глубин предварительно тем или иным способом определяется глубинная изобара, на которой течением можно пренебречь, и до нее ведутся вычисления. Форма расчета предложена Н. Н. Зубовым.

Табл. 10 иллюстрирует схему расчета на примере двух станций, расположенных на разрезе поперек Корейского пролива в 10 милях (станция 2) и в 20 милях (станция 3) от берегов Японии.

В графы таблицы вносятся следующие значения:

- 1 — общие сведения о станции;
- 2 — глубина горизонтов в децибарах (численно равна глубине в метрах);
- 3 — температура;
- 4 — соленость;
- 5 — условный удельный объем V_t . Определяется по океанологическим графикам или таблицам;
- 6, 7, 8, 9 — поправки к V_t . Определяются по океанологическим таблицам;
- 10 — сумма поправок к V_t ;
- 11 — исправленный удельный объем;
- 12 — средний V_{pts} каждого слоя;
- 13 — динамические толщины слоев в динамических миллиметрах. Результат перемножения V_{pts} на толщину слоя в децибарах округлен до целых;

Вычисление динамических глубин и высот

Положение, дата, время, глубина	p	T	S	V _t	δ_p	δ_{tp}	δ_{sp}	δ_{isp}	$\Sigma\delta$	V _{pts}	Средн. V _{pts}	$V_{pts} \times$ $\times \Delta p$	D	d
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15

Станция 2

К северо-западу от м. Кавадзири, 10 миль от берега 1/VIII 1935 г., 11 ч. 40 мин, 115 м	0	28,6	32,00	80,40	0	0	0	0	0	0	80,40	80,02	0	8828
	10	26,8	32,25	79,68	-0,04	0	0	0	-0,04	79,64	78,72	1178	800	8028
	25	22,6	33,64	77,50	-0,11	0	0	0	-0,11	77,39	76,97	1978	1978	6850
	50	20,8	34,02	76,75	-0,22	0,02	0	0	-0,20	76,55	46,20	1905	3902	4926
	75	19,0	34,20	76,16	-0,34	0,03	0	0	-0,31	75,85	75,65	1891	5807	3021
	100	18,1	34,32	75,83	-0,45	0,03	0	0	-0,42	75,41	75,33	1130	7698	1130
	115	17,8	34,36	75,75	-0,53	0,04	0	0	-0,49	75,26	75,33	1130	8828	0

Станция 3

К северо-западу от м. Кавадзири, 20 миль от берега 1/VIII 1935 г., 13 ч. 25 мин, 120 м	0	29,0	32,16	80,46	-0	0	0	0	0	0	80,24	80,24	0	9158
	10	28,1	32,27	80,06	-0,04	0	0	0	-0,04	80,02	78,80	1182	802	8386
	25	21,8	33,10	77,67	-0,11	0,01	0	0	-0,10	77,57	76,86	1922	1984	7204
	50	19,3	34,04	76,35	-0,22	0,02	0	0	-0,20	76,15	75,81	1895	3906	5282
	75	17,3	34,29	75,69	-0,35	0,02	0	0	-0,32	75,37	75,35	1884	5801	3387
	100	17,5	34,31	75,74	-0,46	0,03	0	0	-0,42	75,32	75,35	1503	7685	1503
	120	16,8	34,36	75,52	-0,54	0,03	0	0	-0,50	75,02	75,17	1503	9188	0

14 — динамические глубины горизонтов от поверхности в дин. мм. Получаются последовательным суммированием сверху вниз данных графы 13;

15 — динамические высоты; получаются суммированием данных графы 13 снизу вверх.

Вычисление скоростей течения на разрезе

Скорости течения на разрезе определяются между каждой парой соседних станций для каждого горизонта. Полученные величины относят к середине между вертикалями станций.

При вычислениях могут представиться два характерных случая:

1) имеется «нулевая» глубинная изобара, от которой ведется расчет, или обе станции имеют одинаковую глубину;

2) глубины станций различны, но расчет необходимо вести относительно дна.

В первом случае непосредственно применяется формула (5), которую удобно записать в виде

$$v = M\Delta d, \quad (6)$$

где $M = \frac{0,01}{2\omega L \sin \varphi}$ — определяется по океанологическим таблицам по расстоянию между станциями L в милях и средней широте станций.

Пример расчета представлен в табл. 11, где по данным табл. 10 скорости между станциями определены относительно глубины 100 дцб, для чего динамические высоты горизонтов были вычислены относительно 100 дцб.

Таблица 11

Вычисление скоростей течения ($M = 0,73$)

Глубина p , дцб	$d_{\text{ст. 2}}$	$d_{\text{ст. 3}}$	Δd	$v = M\Delta d$, см/с
0	7698	7685	13	9,5
10	6898	6883	15	11,0
25	6727	6701	19	13,9
50	3796	3779	17	12,4
75	1891	1884	7	5,1
100	0	5	0	0

Направление течения определяется направлением наклона изобар. В нашем примере изобары станции 2 выше, чем станции 3, следовательно, течение направлено вправо от наклона, т. е. так, что если смотреть по течению, более высокая станция 2 будет справа. Действительно, через Корейский пролив в Японское море входит мощное Цусимское течение и полученный результат с ним согласуется. Величины же скоростей оказались относительными.

Для определения абсолютных скоростей к ним должна быть прибавлена скорость на горизонте 100 дцб, которая нам может быть известна из наблюдений.

Во втором случае, когда глубины станции различны, более мелкую станцию «дополняют» следующим приемом.

Если разность глубин составляет $p_2 - p_1$, а удельные объемы у дна равны соответственно V_{pts}^A, V_{pts}^B , то к динамической глубине мелкой станции прибавляют величину

$$\Delta = \frac{V_{pts}^A + V_{pts}^B}{2} (p_2 - p_1) \quad (7)$$

и расчет ведут как обычно, считая от изобары на глубине дна глубокой станции.

В табл. 12 таким образом вычислены скорости между теми же станциями, что и выше, но относительно дна. Как видно из таблицы, направление течения сохранилось по всем горизонтам, а скорости, как и следовало ожидать, повысились.

Таблица 12

Определение скоростей течения относительно дна ($M = 0,73$; $\Delta = 376$)

Глубина p , дцб	$d_{ст. 2}$	$d_{ст. 2} + \Delta$	$d_{ст. 3}$	Δd	v , см/с
0	8828	9204	9183	16	12
10	8028	8404	8386	13	13
25	6850	7226	7204	22	16
50	4926	5302	5282	20	15
75	3021	3397	3387	10	7
100	1130	1506	1503	3	2
115	0	376	—	—	—
120	—	0	0	0	0

Вычисленные величины наносятся в плоскости разреза и проводятся изотахи. Струи различных направлений по-разному заштриховываются или закрашиваются (рис. 10).

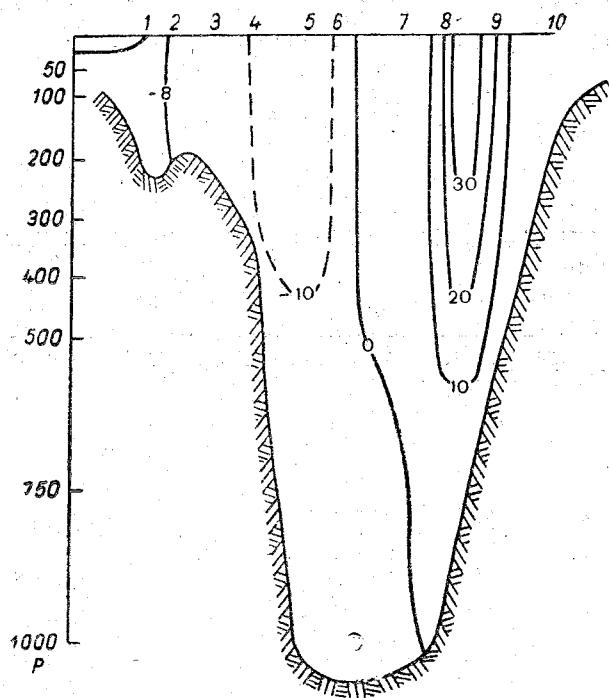


Рис. 10

Построение динамической карты

Для характеристики картины течений на пространстве района составляются динамические карты, которые могут быть построены для поверхности моря или для любой другой изобарической поверхности.

На карту района наносятся величины динамических высот поверхности, вычисленные относительно выбранной для района «нулевой» изобарической поверхности, а «нулевая» поверхность для всех станций должна быть одна и та же. Затем проводятся изолинии — динамические горизонталы.

По существу динамическая карта представляет рельеф какой-то изобарической поверхности относительно «нулевой» изобарической поверхности, а динамические горизонталы являются линиями тока установившегося течения. Направление течения указывается на горизонталях стрелками и определяется в северном полушарии так, чтобы более высокий рельеф был справа от течения.

По динамической карте можно определить также скорость течения в любой точке. Для этого надо вычислить градиент динамических высот и воспользоваться формулой (6).

Если горизонталы проведены через равные промежутки высот, то более удобно определять скорости по номограммам, которые легко составляются и вычерчиваются обычно на полях карты. Для составления такой номограммы на горизонтальной шкале в произвольном масштабе откладываются величины скоростей. Затем циркулем снимаются расстояния между соседними горизонталями — наибольшее, наименьшее и несколько промежуточных; для них по формуле (6) определяются скорости и около этих величин на приготовленной шкале симметрично откладываются выбранные расстояния циркуля. Через полученные точки проводятся плавные кривые.

Для получения величины скорости течения в какой-либо точке циркулем надо снять расстояние между соседними горизонталями и, вставив его в номограмму, узнать величину скорости.

Если карта охватывает по разности широт значительный район, то строятся 2—3 таких номограммы с указанием, для какой средней широты каждая из них построена.

Задачи работы

По наблюдениям гидрологической съемки в юго-западной части Охотского моря (Приложение 1, см. рис. 28 и таблицу) проделать следующие расчеты динамическим методом:

1) на разрезе I вычислить скорости течения относительно дна и построить изотахи в плоскости разреза;

2) для всего района построить динамическую карту для поверхности моря относительно 100 дб; по средней широте карты построить номограмму для определения скоростей течений.

Порядок выполнения

Выполнять работу рекомендуется в последовательности, указанной в методике расчета, т. е. сначала вычислить по форме табл. 10 динамические высоты всех станций разреза I от дна или самого нижнего горизонта наблюдений. Затем для глубоких станций, выполненных не до дна, по формуле (6) определить скорости течений (табл. 11); для станций, выполненных до дна, расчет течений вести с дополнениями по формуле (7) по схеме табл. 12.

Величины скоростей с учетом направления нанести в плоскости разреза и провести изотахи.

Для составления динамической карты для всех станций (кроме уже обработанного разреза I) необходимо вычислить динамические высоты по форме табл. 10 от горизонта 100 дб. Динамиче-

ские высоты относительно 100 дпб нанести на карту, провести динамические горизонталы, на которых стрелками указать направления течения.

Составить номограмму для определения скоростей и вычертить на свободном месте карты.

Составление отчета

Очень кратко указать последовательность выполнения работы, привести все таблицы и графики.

Полученную вычислениями картину течений необходимо критически сопоставить со сведениями Морского атласа по течениям и общим гидрологическим данным о районе. По наблюдениям гидрологической съемки сделать анализ полученных результатов.

Изложить также все характерные особенности и детали в положении и направлении основных ветвей и в распределении скоростей на пространстве района. Указать силы, создающие рассматриваемую схему течений.

ХII. АНАЛИЗ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ВОДНЫХ МАСС ПО TS -КРИВЫМ

Литература

Тимофеев В. Т., Панов В. В. Косвенные методы выделения и анализа водных масс, 1962.

Общие пояснения

TS -кривая является одной из форм графического изображения вертикального распределения температуры и солености гидрологической станции.

Для построения TS -кривой в поле координат T и S (рис. 11) каждый горизонт станции изображается точкой по наблюдаемым на нем T и S . Около точек горизонтов надписываются глубины, и через все точки проводится плавная TS -кривая.

Однородная водная масса в поле координат T и S изображается точкой. Две однородные водные массы, наложенные одна на другую (рис. 12, а), в случае отсутствия перемешивания между ними, изобразились бы двумя отдельными точками (точки A и B на рис. 12, б). Однако вследствие непрерывного перемешивания у границ водных масс образуется их смесь. Характеристики T и S такой смеси связаны с характеристиками водных масс, так называемыми T — S соотношениями, полученными из известных формул смешения:

$$\frac{T' - T_B}{T_A - T'} = \frac{S' - S_B}{S_A - S} = \frac{m_B}{m_A}, \quad (1)$$

где m_B и m_A — объемы (или массы) водных масс A и B , образовавшие смесь с характеристиками T' , S' .

Соотношение (1), как известно из аналитической геометрии, изображает в поле координат T, S точки, расположенные на прямой AB , расстояния которых от концов прямой определяются отношением $\frac{m_B}{m_A}$.

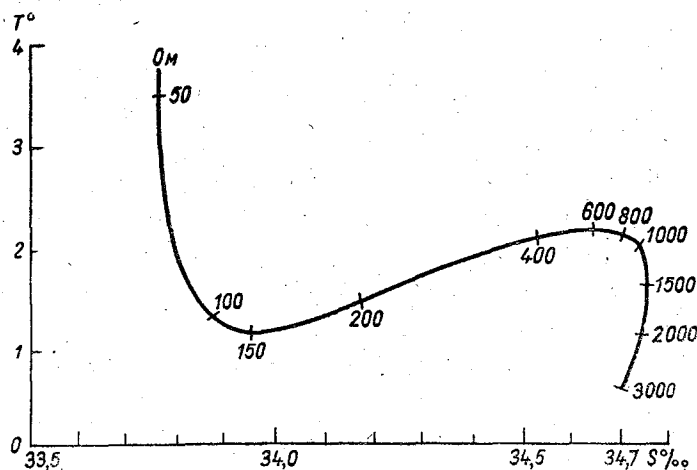


Рис. 11

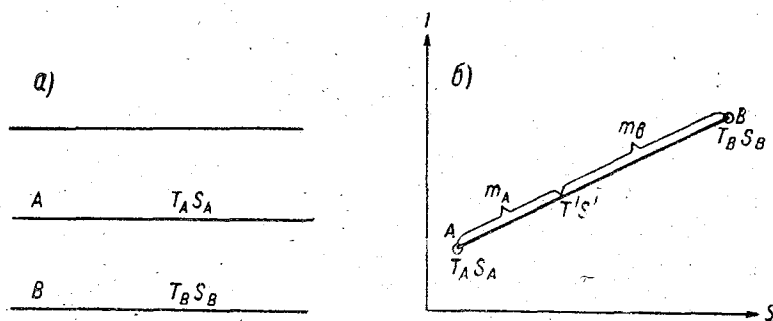


Рис. 12

Таким образом, каждая пара соприкасающихся водных масс вместе с результатом их перемешивания в поле координат T, S' изображается прямой.

Если имеется три водные массы, наложенные по вертикали (рис. 13, а), то они на графике T, S изобразятся ломаной ABC (рис. 13, б). Наиболее частым случаем при этом является такой, когда промежуточная масса B значительно меньше по вертикаль-

ной протяженности, чем крайние массы. Поэтому промежуточная масса, перемешиваясь с крайними, меняет свои характеристики по всей ее толще, вследствие чего ломаная ABC превращается в кривую, изображенную пунктиром на рис. 13, б, закругление которой соответствует характеристикам промежуточной водной массы.

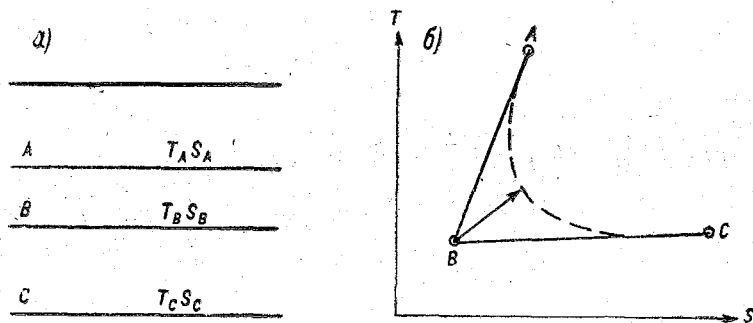


Рис. 13

Изменение температуры и солёности внутри каждой водной массы вследствие турбулентного обмена в вертикальном направлении описывается уравнениями:

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2};$$

$$\frac{\partial S}{\partial \tau} = k \frac{\partial^2 S}{\partial z^2},$$

где τ — время; z — глубина; k — коэффициент турбулентного обмена.

Решая эти уравнения при определенных начальных условиях и условиях на границах водных масс, В. Б. Штокман в 1943 г. получил для перемешивания трех водных масс, из которых промежуточная значительно меньше по вертикальной протяженности, ряд практически важных выводов, позволяющих несложными графическими построениями анализировать водные массы по TS -кривым.

Основными из этих выводов являются следующие:

1) в начальный момент смешения TS -кривая является ломаной, состоящей из прямых, соединяющих данные водные массы;

2) точки TS -кривых, соответствующие «ядрам» промежуточных водных масс, являются точками экстремума TS -кривых;

3) в точках TS -кривых, достаточно удаленных от границ промежуточной водной массы, касательные к TS -кривым практически совпадают с прямыми, соединяющими рассматриваемые три водные массы в первоначальный момент;

4) точки, характеризующие центр промежуточной водной массы в последовательные моменты времени, лежат на медиане «тре-

угольника смещения», проведенной из вершины, соответствующей промежуточной водной массе;

5) точки, соответствующие при перемешивании условиям на границах промежуточной водной массы, лежат на прямых, соединяющих середину стороны, противолежащей промежуточной водной массе, с серединами двух других сторон, т. е. на «побочных медианах».

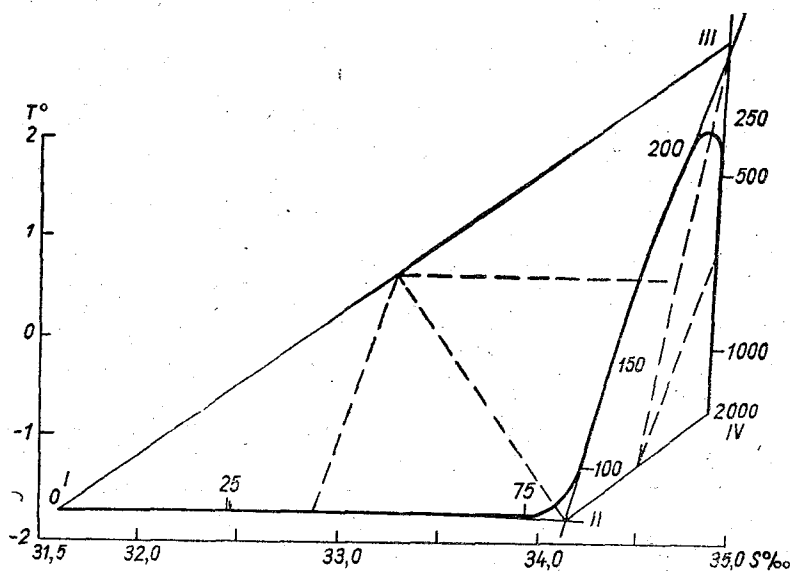


Рис. 14

Рассмотрим применение этих выводов для анализа водных масс на примере TS-кривой для центральной части Северного Ледовитого океана (рис. 14 и табл. 13).

Таблица 13

Характеристики водных масс Северного Ледовитого океана

Водные массы	Характеристики				Глубина положения, м		Толщина слоев, м
	начальные		в момент наблюдений				
	<i>T</i>	<i>S</i>	<i>T</i>	<i>S</i>	центров	границ	
I	—	—	—1,70	31,60	—	0	40
II	—1,80	34,15	—1,65	34,08	84	40	130
III	2,90	34,95	—2,12	34,85	275	170	520
IV	—	—	—0,67	34,85	—	690—дно	1300

Количество водных масс. Пользуясь выводами 1 и 2, можно установить, что данная TS -кривая изображает четыре водные массы: двум из них соответствуют закругленные части кривой (экстремумы) и двум — начало и конец кривой.

Начальные характеристики водных масс легко установить по выводам 1 и 3. Для этого проводим касательные к прямолинейным участкам кривой. Координаты точек пересечения касательных дают T и S промежуточных водных масс до начала их перемешивания.

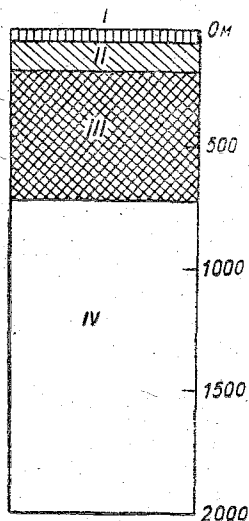


Рис. 15

Глубины и характеристики промежуточных масс определяются по выводу 4. Для этого строим треугольники смещения и проводим медианы. Точки пересечения медиан с закругленными частями кривой соответствуют центрам промежуточных масс. Снимаем их T и S и, интерполируя между ближайшими горизонтами, определяем глубины их залегания.

Глубины залегания границ водных масс определяются по выводу 5. Для этого проводим побочные медианы треугольников. Точки их пересечения с кривой соответствуют границам водных масс.

Как видно из табл. 13, анализ TS -кривой в рассматриваемом примере позволил определить характеристики основных водных масс Северного Ледовитого океана (рис. 15):

I — верхний холодный слой, распресненный летним таянием льдов;

II — подповерхностный, также холодный, но более соленый слой — результат зимней конвекции;

III — теплая прослойка атлантических вод;

IV — глубинные воды Северного Ледовитого океана.

Задачи работы

1. По данным наблюдений T и S на горизонтах одной из предложенных преподавателем гидрологических станций (Приложение 6) методом TS -кривой выделить водные массы, определить их характеристики, глубины центров и границ.

2. Объяснить происхождение каждой водной массы, ее перемещение и изменение характеристик по вертикали.

Порядок выполнения

1. По данным наблюдений на гидрологической станции построить TS -кривую.

2. Пользуясь правилами, изложенными в общих пояснениях, проделать необходимые графические построения и определить характеристики всех водных масс, составить таблицу по форме табл. 13.

3. Вычертить схему расположения водных масс по типу рис. 15.

Составление отчета

В заключение работы составляется краткий письменный отчет, в котором необходимо: 1) изложить задачи, обоснования и порядок выполнения работы; 2) обосновать существование выделенных анализом водных масс, указав происхождение каждой водной массы, формирующие их гидрологические процессы и направления перемещения; 3) указать изменения характеристик каждой массы по вертикали.

К отчету о работе прилагаются все графики и таблицы.

ХIII. МЕТОД ОБЩЕГО АНАЛИЗА ВОДНЫХ МАСС

Литература

Тимофеев В. Т., Панов В. В. Косвенные методы выделения и анализа водных масс, 1962.

Общие пояснения

Если в исследуемом районе выделены водные массы, то для каждой из этих масс можно выделить район, где можно считать, что отсутствуют примеси других типов вод, т. е. значения T и S в таком «ядре» характеризуют данную водную массу.

Очевидно, что на пространстве между такими «ядрами 100%-ных вод» наблюдается смесь водных масс в различных пропорциях. При этом значения T и S в смешанных водах определяются TS -соотношением.

На графике с координатными осями T , S каждое ядро изображается точкой, а смесь двух водных масс, определяемая TS -соотношением, — точкой на прямой смешения, соединяющей данные водные массы. При этом положение точки смеси на прямой смешения зависит от процентного соотношения смешивавшихся водных масс. В частности, границей между массами I и II (рис. 16) является точка A , в которой каждая масса составляет по 50%. Следовательно, такая точка лежит на середине прямой смешения. Так же легко определить по положению точки B , что в ней смешаны 75% массы I и 25% массы II.

В том случае, если одновременно взаимодействуют три водные массы, процентное содержание каждой массы в данной точке определится из треугольника смешения, пример которого дан на рис. 17.

На этом графике наглядно видно, что, например, в точке *A* содержится 25% массы I и 75% массы II; масса III в этой точке отсутствует.

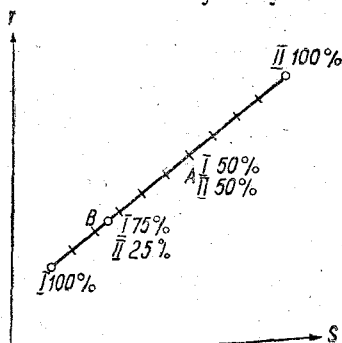


Рис. 16

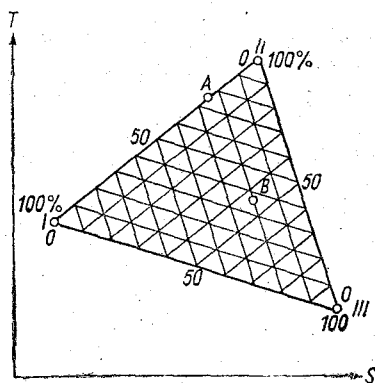


Рис. 17

В точке *B* смешаны три водные массы в пропорции: I — 20%, II — 35%, III — 45%.

Метод общего анализа водных масс состоит в том, что характеристики *T* и *S* наименее смешанных водных масс принимают за 100% содержания данной воды. Процентное содержание водных масс в каждой точке наблюдений на пространстве изучаемого района определяется по прямой или треугольнику смешения и изображается на картах и графиках.

В отличие от изопикнического анализа, общий анализ позволяет одновременно рассматривать более двух масс и использовать в качестве характеристики, кроме *S*, еще и *T*.

Задачи работы

Прodelать анализ водных масс в юго-западной части Охотского моря общим методом. Материалы наблюдений даны в Приложении 1.

Так как метод позволяет рассматривать более двух масс, водные массы района можно несколько более детализировать по сравнению с тем, что было принято в изопикническом анализе, а именно: водную массу Охотского моря можно разделить на два характерных слоя — поверхностный и холодный промежуточный.

Для этих трех водных масс — японской, охотской поверхностной и холодного промежуточного слоя — необходимо: 1) определить характеристики *T* и *S* «ядер»; 2) определить процентное содержание каждой водной массы на I разрезе во всех точках;

3) определить процентное содержание водных масс на пространстве всего района для двух горизонтов — поверхности моря и одного из глубинных (по усмотрению учащегося в пределах 25—200 м); 4) сделать выводы о направлениях движения водных масс и интенсивности их перемешивания.

Порядок выполнения

1. Выбор типов вод и их характеристик в «ядрах»

При выборе наиболее характерных для каждой массы значений T и S надо руководствоваться следующим.

Вода Японского моря, входящая через пролив Лаперуза, является в данном районе наиболее теплой (до $19,0-19,5^\circ$) и соленой (до 34‰). Поверхностные воды Охотского моря значительно распреснены ($31,40-31,50\text{‰}$) и более холодные ($15,0-16,0^\circ$). Холодный промежуточный слой, подходя к данному району, имеет $-1,7^\circ$ и $33,30\text{‰}$.

2. Определение процентного состава водных масс

По характеристикам, выбранным в предыдущем пункте, строится треугольник смешения. Затем определяется процентный состав водных масс во всех точках наблюдений разреза I, а по всем другим станциям — для поверхности моря и одного из глубинных горизонтов.

Величины процентного содержания удобно сводить в таблицу, примером которой служит табл. 14.

Процентный состав водных масс (разрез I)

Таблица 14

Горизонт, м	Водная масса Японского моря	Поверхностный слой Охотского моря	Холодный промежуточный слой
-------------	-----------------------------	-----------------------------------	-----------------------------

Станция 1

0	95	0	5
25	86	0	14
100	—	—	—

Станция 4

0	25	75	0
25	0	60	40
100	4	3	93

3. Построение разрезов и карт

На разрезе и картах по процентному содержанию водных масс в точках проводятся изолинии. Площади, занятые каждой водной массой (в пределах от 100 до 50%) различно заштриховываются или закрашиваются.

Составление отчета

В отчете кратко: 1) обосновать выбор типов вод и их характеристик с учетом гидрологических сведений о районе; 2) указать особенности в распределении водных масс и их перемешивании на разрезе и картах.

К отчету прилагаются все графики и таблицы.

XIV. ИЗОПИКНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПЕРЕМЕШИВАНИЯ И ДВИЖЕНИЯ ВОДНЫХ МАСС

Литература

Тимофеев В. Т., Панов В. В. Косвенные методы выделения и анализа водных масс, 1962.

Общие пояснения

Установлено, что в стратифицированном морском потоке частицы воды испытывают перемещение двух видов:

1) в случае отсутствия вертикального перемешивания плотность частиц не меняется, и они движутся вдоль изопикнических поверхностей, перенося соответствующие физические свойства также вдоль изопикнических поверхностей;

2) если действуют процессы вертикального перемешивания, то частицы воды будут изменять свою плотность и, переходя с одной изопикнической поверхности на другую, пересекают эти поверхности. В этом случае передача физических свойств будет идти не только вдоль изопикнических поверхностей, но и по нормали к ним.

Следовательно, рассматривая распределение какого-либо свойства воды (температура, соленость и т. п.) на изопикнических поверхностях, можно получить представление о направлении движения водных масс и об интенсивности вертикального перемешивания.

Обычно исследуют распределение солёности, как наиболее консервативное свойство.

Метод позволяет анализировать одновременно только две водные массы.

Задачи работы

По данным гидрологических наблюдений в юго-западном районе Охотского моря (Приложение 1) определить:

- 1) положение границ основных водных масс;
- 2) направления перемещения водных масс;
- 3) сравнительную интенсивность перемешивания у границ и внутри водных масс.

Из гидрологических сведений о данном районе известно, что здесь взаимодействуют две основные водные массы: вода Охотского моря и вода Японского моря, приносимая течением через пролив Лаперуза. Эти массы достаточно резко различаются по температуре и солёности.

В качестве «отождествительного» свойства для рассмотрения на изопикнических поверхностях удобнее взять солёность.

Порядок выполнения

1. Построение TS -кривых и выбор наиболее эффективных изопикнических поверхностей

Для того чтобы определить, на каких изопикнических поверхностях рациональнее всего анализировать распределение солёности, строят TS -кривые для нескольких наиболее характерных станций, расположенных как в одной, так и в другой массе.

В нашем примере разрез I достаточно хорошо характеризует как японские воды в прибрежной своей части, так и охотские — в мористой части. Строим TS -кривые пяти станций этого разреза на одном графике (рис. 18). Наиболее удобный масштаб — по вертикальной оси $1\text{ см} = 1^\circ$, по горизонтальной — $10\text{ см} = 10\text{‰}$.

Прежде чем строить TS -кривые, нужно, пользуясь «Океанологическими таблицами», в поле координат нанести ряд точек, соответствующих целым значениям условной плотности σ_t и соединить их плавными кривыми. Построение TS -диаграммы можно упростить, если воспользоваться «Океанологическими графиками» и перевести с них на наш график изолинии V_t (масштабы графиков и нашего чертежа одинаковы). После этого строить TS -кривые.

Наиболее эффективными изопикническими поверхностями являются те, между которыми располагается большинство горизонтов наблюдений всех станций. Руководствуясь этим положением,

необходимо выбрать для дальнейшего анализа одну из наиболее эффективных изопикнических поверхностей по усмотрению учащегося (в пределах глубин 25—100 м).

После этого можно построить TS -кривые для остальных станций и провести через них уже только одну выбранную для анализа изопикну.

Второй поверхностью для анализа примем свободную поверхность моря, которую обычно рассматривают всегда, так как она, хоть и не является изопикнической, зато представляет собой наиболее четко выраженную физическую поверхность.

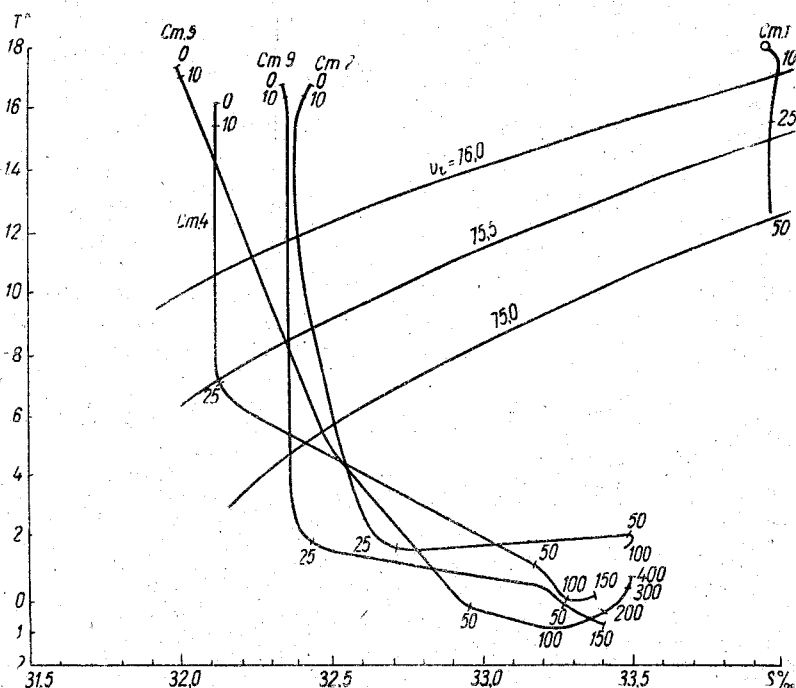


Рис. 18

2. Снятие с TS -кривых значений солёности на выбранных поверхностях и глубины залегания изопикнических поверхностей

С TS -кривой каждой станции снимают значения солёности для свободной поверхности и выбранных изопикнических поверхностей, а также глубины залегания этих изопикнических поверхностей для каждой станции (в метрах). Солёность отсчитывают по шкале непосредственно для точки пересечения изопикны с TS -кривой. Глубины залегания поверхностей определяют интерполированием по TS -кривой между горизонтами наблюдений (табл. 15).

Таблица 15

Величины солености и глубины залегания изопикнических поверхностей

№ станции	Условная плотность, σ_t					
	27,6		27,8		28,0	
	$S^0_{\text{‰}}$	$h, \text{ м}$	$S^0_{\text{‰}}$	$h, \text{ м}$	$S^0_{\text{‰}}$	$h, \text{ м}$
13						
14						
15						

3. Выбор максимальных и минимальных соленостей на изопикнических поверхностях

По данным табл. 15 для каждой изопикнической поверхности (в нашем примере свободная поверхность и одна изопикническая поверхность) выбирают наибольшие и наименьшие величины солености и заносят в верхнюю часть табл. 16.

Таблица 16

Определение солености

Соленость, ‰	Условная плотность, σ_t					Свободная поверхность
	27,6	27,7	28,0	28,2	28,4	
S_{max}						
S_{min}						
$S_{\text{max}} - S_{\text{min}}$						
№ станции	Относительная соленость в ‰					
13						
14						
15						
16						

4. Вычисление относительной солености на изопикнических поверхностях

В нашем примере максимальные солености на изопикнических поверхностях характеризуют неизменившуюся перемешиванием японскую воду; минимальные солености характеризуют собственно охотскую воду.

Для определения роли каждой из этих водных масс на пространстве района, где происходит перемешивание между ними, вычисляют относительную соленость в каждой выбранной точке на изопикнической поверхности.

Из табл. 16 берут разность между максимальными и минимальными значениями солености на изопикнических поверхностях.

Затем для каждой изопикнической поверхности находят разности между наблюдаемыми соленостями и минимальной для этой поверхности. Полученные разности выражают в процентах от максимальной разности соленостей на данной поверхности и получают относительную соленость (также в процентах) по формуле

$$S = \frac{S - S_{\min}}{S_{\max} - S_{\min}} \cdot 100\%.$$

Величины относительных соленостей заносят в табл. 16.

5. Построение карт и разрезов относительной солености и их анализ

Для построения карты относительной солености для свободной поверхности около точек положения станций подписывают значения относительной солености, взятые из табл. 16. Затем проводят изолинии относительной солености.

Чтобы построить распределение относительной солености на изопикнической поверхности, около точек станций надо проставить глубины залегания данной поверхности; провести изолинии глубин, получив таким образом топографию данной изопикнической поверхности. Затем около станций проставляют величины относительных соленостей на данной изопикнической поверхности и проводят изолинии.

Изолиния относительной солености 50%, обозначающая равное смешение обоих водных масс, является границей водных масс.

Изолинии 0% и 100% очерчивают районы «ядер» водных масс.

Для построения распределения относительной солености на разрезе в плоскости разреза проводят изопикны (по известным глубинам их залегания на каждой станции). Затем на изопикнах проставляют значения и проводят изолинии $S\%$.

Составление отчета

Анализ карт относительной солености заключается в определении районов: 1) преобладающего изопикнического движения вод, без значительного вертикального перемешивания; 2) интенсивного вертикального перемешивания.

Определяются также глубины положения максимума и минимума относительной солености.

Районы преобладающего изопикнического движения воды характеризуются малыми, а районы интенсивного вертикального перемешивания увеличивающимися градиентами относительной солености.

Более наглядно интенсивность вертикального перемешивания проявляется в распределении относительной солености на разрезе.

Участки разреза, на которых изолинии $S_n\%$ идут более или менее вдоль изопикны, характерны сравнительно слабым вертикальным перемешиванием. Там же, где изолинии $S_n\%$ пересекают изопикны, происходит тем более интенсивное перемешивание, чем больше угол между этими изолиниями приближается к прямому.

В заключение работы составляется краткий письменный отчет, в котором необходимо: 1) кратко изложить задачи и методику выполнения работы; 2) определить направление перемещения выделенных водных масс, указать положение их границы; 3) указать районы с преобладанием изопикнического движения и районы интенсивного перемешивания, объяснив причины этих явлений.

К отчету прилагаются все таблицы и графики.

XV. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОЛНЕНИЯ

Литература

1. Пугин А. А. и Рехтзамер Г. Р. Исследование волнения на морях, озерах и водохранилищах методом стереофотограмметрической съемки, 1955, §10, 11.
2. Альбом планшетов стереофотограмметрической съемки волн, 1960.

Общие пояснения

Наблюдаемые в море волны не являются правильной двух- или трехмерной волной. Если рассмотреть волнение на каком-то участке, то окажется, что на нем наблюдаются одновременно волны различных высот и длин, на основные волны накладываются вторичные (спектр волнения), и волновая поверхность представляет собою довольно сложный рельеф. Планшет стереофотосъемки позволяет дать характеристики как отдельных волн, так и оценить общий характер взволнованной поверхности. Изме-

ренные значения встречающихся в данном районе разных волн для оценки вероятности их появления подвергают статистической обработке. Находят максимальные, минимальные и средние (при данной силе ветра, в данном районе) значения элементов волн: высоты (h), длины (λ), периода (τ) и крутизны (a) и вычисляют повторяемость (вероятность появления) различных волн.

Задачи работы

Определить спектр волнения (повторяемость волн с различными высотами и длинами, находящихся на поверхности участка моря одновременно) в одном из районов при заданной силе ветра.

Порядок выполнения

1. На планшетах стереофото съемки выделить отдельные волны. Обычно выделение производят по линии минимальных высот уровня (от подошвы до подошвы волны).

2. Определить направление движения волны, форму волнения: двухмерное или трехмерное волнение в районе. Найти длину фронта каждой волны (при трехмерном волнении).

3. Выбрать несколько профилей перпендикулярно фронту волны и снять с них ординаты высот уровня через определенные расстояния от подошвы волны (20 м). Отметить также положение максимумов и минимумов и их величину. Результаты удобно свести в табл. 17.

Таблица 17

Профиль №

Расстояние от начала профиля, м	0	20	40				
Отметка уровня						max	min

По данным табл. 17 построить профили уровенной поверхности (рис. 19) и снять с них характеристики каждой волны как основной, так и вторичных на ней.

Профиль на рис. 19 включает в себя пять волн: основную № 1 (пунктирная кривая) и четыре вторичные маленькие волны (№ 2—5). Для каждой из этих волн следует снять высоту, длину и крутизну наветренного и подветренного склонов отдельно. На рис. 20 показаны элементы для волны № 2:

AB — длина наветренного склона (λ_n);
 CD — длина подветренного склона (λ_n);
 AD — длина волны;
 EB — высота наветренного склона (h_n);

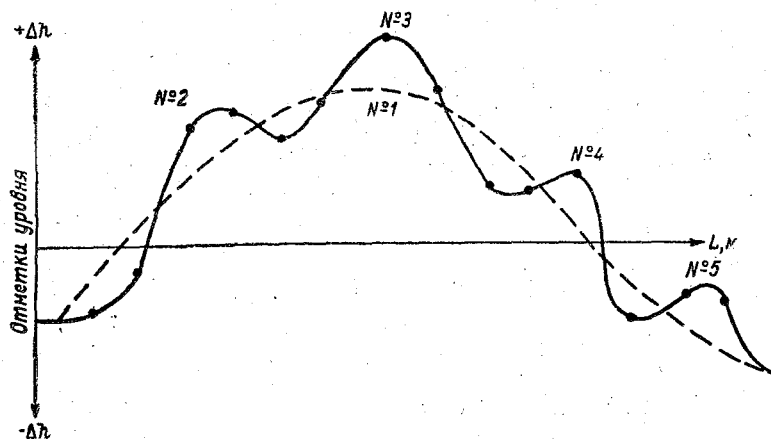


Рис. 19

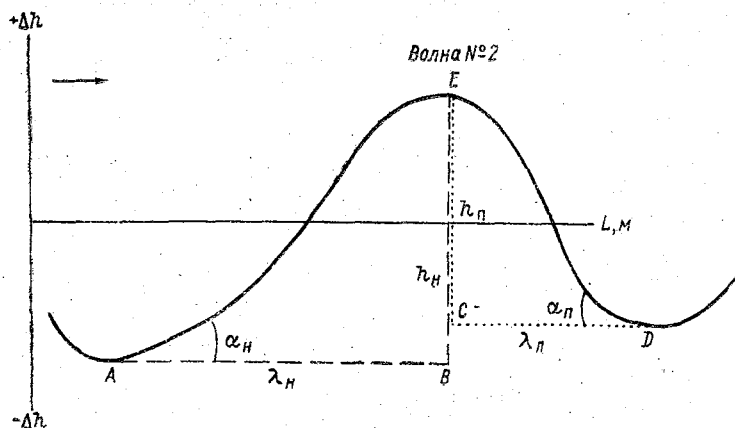


Рис. 20

EC — высота подветренного склона (h_n);

$\frac{EB + EC}{2}$ — принятая высота волны;

$\frac{EB}{AB}$ — крутизна наветренного склона (α_n);

$\frac{EC}{CD}$ — крутизна подветренного склона (α_n).

Данные удобно свести в табл. 18.

Таблица 18

Элементы волны											
№ про- филя	№ вол- ны	h , м			λ , м			α			Длина фрон- та
		h_n	h_p	h_{cp}	λ_n	λ_p	λ	α_n	α_p	α_{cp}	
1	1										
	2										
	3										
2	1										
	2										

4. Вычислить повторяемость и обеспеченность волн разных высот и длин по форме табл. 19. Полученные значения дадут наглядное представление о разнообразии волн, одновременно встречающихся в районе. Следует помнить, что для статистической обработки необходимо иметь достаточно большое количество волн. Поэтому при выполнении задания рекомендуется объединяться в группы.

Таблица 19

Повторяемость и обеспеченность волн разных высот и длин

Интервал (данные в этой графе располагать в убывающем порядке)	Средняя высота (длина) в интервале	Частота		Обеспеченность	
		случаев	P , %	случаев	P , %

Разнообразие волн удобно представить в виде кривых повторяемости и обеспеченности (рис. 21).

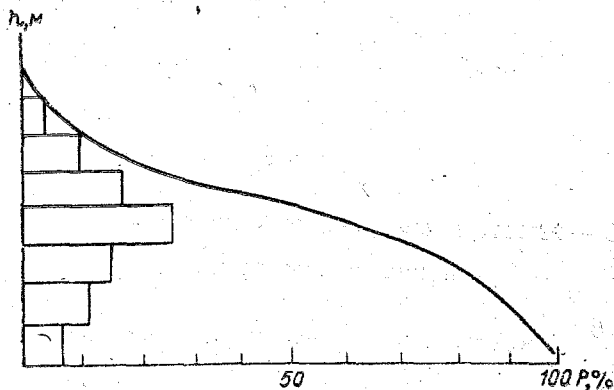


Рис. 21

Составление отчета

В отчете кратко изложить теоретические предпосылки и проанализировать полученные результаты.

XVI. ПРЕДВЫЧИСЛЕНИЕ ЕЖЕЧАСНЫХ ВЫСОТ УРОВНЯ ШТУРМАНСКИМ МЕТОДОМ

Литература

1. Дуванин А. И. Приливы в море, 1960.
2. Таблицы приливов, том II.
3. Астрономический ежегодник.

Общие пояснения

Как известно, сложную кривую приливного колебания уровня можно представить с помощью гармонического анализа в виде суммы синусоид, каждая из которых представляет простое гармоническое колебание вида.

$$h(t) = R \cos(qt - \zeta), \quad (1)$$

где R — амплитуда волны; ζ — фаза волны; q — угловая скорость волны; t — часы по среднему местному времени; $h(t)$ — высота уровня на час t ; R и ζ зависят как от астрономических условий, так и от местных (очертания берегов, рельеф дна и т. д.).

Удобно разделить R и ζ на две части: «астрономическую» и «местную» и представить в виде

$$R = f \cdot H;$$

$$\zeta = (V_0 + u) - K,$$

где f — «астрономическая» часть амплитуды (редукционный множитель); H — «местная» часть амплитуды; $(V_0 + u)$ — часовой угол светила в среднюю местную полночь V_0 с поправкой u ; K — местная часть фазы.

«Астрономические» части R и $\zeta - f$ и $(V_0 + u)$ могут быть вычислены на любой момент времени и приводятся в специальных приливных таблицах. «Местные» части R и $\zeta - H$ и K постоянны для каждого пункта (гармонические постоянные) и определяются из длительных наблюдений за колебаниями уровня.

Согласно статической теории, прилив каждой составляющей волны должен достигать максимума в момент кульминации светила, а амплитуда его должна быть пропорциональна приливообразующей силе.

Однако в действительности этого не наблюдается. Прилив наступает с запозданием (фаза волны). Выражение для вычисления высоты прилива каждой волны можно теперь записать в виде

$$h_i = fH \cos[qt + (V_0 + u) - K]. \quad (2)$$

Зная гармонические постоянные H и K , можно вычислить высоту уровня, создаваемую каждой волной на любой момент времени, а затем и высоту уровня моря, которая представляет собой сумму колебаний, создаваемых отдельными волнами

$$h = h_0 + \sum_{i=1}^n f_i H_i \cos [q_i t + (V_0 + u)_i - K_i], \quad (3)$$

где h_0 — высота среднего уровня моря в данном пункте; n — число учитываемых волн.

Для предвычисления уровня по гармоническим постоянным существует ряд методов. Наиболее простым из них, дающим удовлетворительные результаты, является штурманский метод, учитывающий четыре основных волны — M_2 , S_2 , K_1 , O_1 .

Исходными данными для предвычисления высот уровня на каждый час и времен наступления полных и малых вод служат гармонические постоянные основных четырех волн прилива.

Основная формула штурманского метода:

$$z = z_0 + \sum_{i=1}^4 H_i B_i C_i \cos [q_i t - (g_i + b + c_i)], \quad (4)$$

где z — высота уровня моря в каждый момент; z_0 — средний уровень в данном пункте, исправленный поправкой на сезон; H и g — гармонические постоянные: H — амплитуда, g — специальный угол положения по времени заданного меридиана (меридиан указывается в таблице гармонических постоянных); B , b — поправки на год и дату соответственно к высоте и к углу положения; C и c — поправки на паралакс и кульминацию луны соответственно к высоте уровня и к углу положения.

В качестве момента кульминации луны берется момент первой кульминации в течение суток независимо от того, верхняя это кульминация или нижняя.

Ввиду того, что кульминация луны ежедневно запаздывает относительно солнца на 49 минут, необходимо ввести поправку из расчета + 2 мин на каждый час солнечного времени. Обычно эта поправка приводится на середину суток и равна +24 мин.

Вычисления по формуле (4) удобно выполнять на специальных бланках. В мелководных районах следует вводить поправку на мелководье.

Задачи работы

Предвычислить штурманским методом ежечасные высоты уровня на сутки. Построить график колебаний уровня, вызванных каждой из составляющих волн, и суммарного прилива. Пункт и дата указываются преподавателем.

Составление отчета

В отчете кратко изложить основные принципы метода предвычисления и проанализировать полученные результаты.

XVII. ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИЛИВНЫХ ЯВЛЕНИЙ В БАССЕЙНЕ

Литература

1. Дуванин А. И. Приливы в море, 1960.
2. Тимонов В. В. О кинематическом анализе приливов. Тр. ГОИН, вып. 37, 1959.

Общие пояснения

Разнообразие приливов по характеру и высоте в различных районах какого-нибудь бассейна обусловлено сложностью процесса. В замкнутых водоемах приливы создаются волной, образованной в самом бассейне, и колебания уровня происходят по типу стоячих волн. Если бассейн сообщается с океаном, то в нем, кроме собственных колебаний, наблюдаются и колебания уровня, создаваемые волной, проходящей из океана. Характер и высота прилива в отдельных районах зависят от интерференции этих двух волн. Если берега в бассейне приглубые, то проходящая из океана волна отражается от берега и еще больше усложняет картину прилива.

Для характеристики прилива в отдельных морях и океанах в последнее время появилось несколько расчетных методов, позволяющих рассчитать приливные явления по краевым значениям (заданным условиям на береговой черте и морской границе). Но методы эти трудоемки. Поэтому наряду с расчетными методами для анализа прилива пользуются сравнительно простыми приемами исследований приливных явлений, основанными на кинематике приливов. К таким методам относятся метод орбит, метод изогипс (или изаллогипс).

Метод орбит заключается в проектировании орбиты каждой частицы волны, представляющей в общем случае эллипс, обе оси которого наклонены к горизонту, на три взаимно перпендикулярные плоскости: 1) горизонтальную; 2) вертикальную, параллельную генеральному направлению приливных течений и 3) вертикальную, перпендикулярную направлению течения. Для частицы, лежащей на поверхности моря, орбиту легко построить по данным о приливных течениях и колебаниях уровня.

Метод изогипс (или изаллогипс) дает возможность изучать характер приливной волны по изменению формы поверхности

уровня моря в течение полного приливного цикла. (Изогипсы — линии равных высот уровня, изаллогипсы — линии равных отклонений уровня от среднего).

Очевидно, прослеживая изменение положения уровенной поверхности от часа к часу, мы можем ясно представить себе ход приливной волны. Более отчетливо изменение уровенной поверхности можно проследить по изаллогипсам.

Как правило, анализ приливов проводится для каждой из основных волн отдельно.

При построении карт изаллогипс для каждого часа приливного цикла на бланк моря наносят высоту прилива, создаваемого данной волной в каждом пункте побережья, и проводят изаллогипсы.

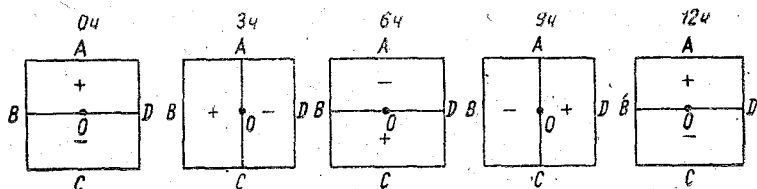


Рис. 22

Нулевая изаллогипса даст, вероятно, положение среднего уровня; положительные значения — прилив; отрицательные — отлив.

При построении карт для больших районов, где на различных участках берега наблюдения ведутся по времени разных поясов, необходимо все значения привести к единому моменту времени.

Если на одну карту нанести положение нулевой изаллогипсы за каждый час приливного цикла, то они представят собой картину продвижения приливной волны по бассейну.

Для сокращения объема работы можно для анализа брать не все 24 часа, а часы, соответствующие 1/4 периода прилива, т. е. часы моментов полной, средней, малой воды в одном из пунктов побережья, взятом за основной.

Представим на примере положение изаллогипс в разные часы при полусуточном приливе (рис. 22).

Наложив на одну карту положение нулевой изаллогипсы, найдем в центре бассейна точку, где в течение 12 часов уровень не меняется (амфидромическая точка).

В 0 часов полная вода наблюдалась на линии OA , в 3 часа — на линии OB , в 6 часов — на линии OC , в 9 часов — на линии OD и в 12 часов — снова на линии OA . Построив продвижение линии полной воды в течение приливного цикла, получим карту котидальных линий, т. е. линий, характеризующих положение гребня волны в каждый час.

На рис. 23 видно, что в данном районе приливная волна обегает бассейн против часовой стрелки.

Нанеся на котидальную карту амплитуды колебаний уровня воды в различных пунктах, получим картину изоамплитуд, т. е. величин колебания уровня, создаваемых данной волной.

Карты котидалей и изоамплитуд хорошо показывают характер продвижения волны по бассейну, выявляют районы с ярко и мало выраженными приливными явлениями.

По особенностям рисунка котидальных линий можно судить о том, преобладает ли в бассейне поступательная или стоячая волна. Так, параллельные котидальные линии говорят о поступательной волне, веерообразные — о сложной суммарной, появление

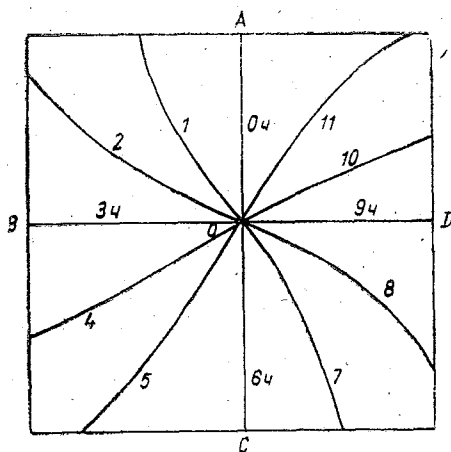


Рис. 23

амфидромий — об усилении элемента стоячих колебаний, тем более сильного, чем ближе амфидромия к середине поперечного сечения бассейна. Сгущение котидалей и уменьшение амплитуд свидетельствует о наличии в данном районе узла стоячей слагающей; разрежение котидалей и увеличение амплитуд — о зоне пучности стоячей составляющей прилива.

Котидальные карты можно строить и имея гармонические постоянные на побережье и островах. На бланк карты наносятся для каждого пункта углы положения и величины амплитуды данной волны — M_2 , S_2 , K_1 , O_1 . На побережье большого бассейна углы положения приводятся ко времени одного пояса. Затем по нанесенным данным проводятся изоамплитуды и котидальные линии. Последние проводятся в градусах (в этом случае изолинии проводятся через число градусов, проходимых волной за 1 час, т. е. при полусуточной волне — через 30° , при суточной — через 15°) или переводятся в часы. Для уточнения места амфидромии пользуются картами изаллогипс или изогипс.

Задачи работы

На примере одного из районов, предложенных преподавателем, проанализировать характер приливных явлений.

Порядок выполнения

Предвычислить высоту уровня каждой волны в ряде пунктов на часы суток, отстоящие между собой на $1/4$ периода. При этом следует выбрать часы, в которые наблюдаются полная, малая вода и средний уровень в пункте, принятом за основной (для дальнейшего отсчета часов в водном времени). По этим данным построить карты изаллогипс на эти часы. Пользуясь полученными картами: 1) найти положение амфидромических точек и построить котидальные карты волн M_2 , S_2 , K_1 , O_1 ; 2) показать амплитуды колебаний в разных районах.

По известным соотношениям гармонических постоянных определить характер прилива в открытом море, выбрав для этого сеточную область точек на акватории, для которых следует сделать расчет. В число сеточных точек включить амфидромические точки всех волн.

Составление отчета

В отчете кратко изложить основные теоретические предпосылки и проанализировать полученные результаты. Отметить районы с суточным, полусуточным, неправильным приливами. Указать районы с максимальными и минимальными приливными колебаниями уровня. Указать также, в каких районах преобладают поступательные и стоячие волны, в каких районах наблюдается полное и неполное отражение волны от берега, в каких районах приливные течения более сильные и какой они имеют характер (вращающиеся или реверсивные).

XVIII. АНАЛИЗ ТЕЧЕНИЙ В МОРЯХ С ПРИЛИВАМИ

Литература

1. Максимов И. В. Основные приемы производства и камеральной обработки наблюдений над течениями в море. Тр. АНИИ, 1941, том 155, гл. IV, § 1, разделы Б и Г.
2. Труды ААНИИ, серия «Пособия и руководства», 1957, вып. 34.

Общие пояснения

Течения, наблюдаемые в морях с приливами, представляют собой результат сложения постоянных течений, ветровых и приливных, как суточного, так и полусуточного характера. Для выделения отдельных составляющих существует ряд методов, из которых наиболее часто применяется проекционный метод, предложенный И. В. Максимовым.

Наблюдаемые на суточной станции течения раскладывают на две составляющие: на меридиан u и параллель v . Суточный ход каждой составляющей представляет кривую, которую можно рассматривать как сумму синусоиды суточного периода, синусоиды полусуточного периода и некоторой постоянной величины, представляющей сумму постоянного и ветрового течения. Дальнейшая задача состоит в выделении постоянной части и разложении остаточной кривой на суточную и полусуточную составляющие.

Обозначим составляющие суммарного течения на каждый час соответствующим индексом:

$$u^0, u^1 \dots u^{23};$$

$$v^0, v^1 \dots v^{23},$$

где 0, 1 . . . 23 означают часы суток.

Постоянная часть течения определится из уравнений:

$$u_{\text{пост}} = \frac{u^0 + u^1 + \dots + u^{23}}{24} = \frac{1}{24} \sum_0^{23} u;$$

$$v_{\text{пост}} = \frac{v^0 + v^1 + \dots + v^{23}}{24} = \frac{1}{24} \sum_0^{23} v.$$

Составляющие истинного приливо-отливного течения $u_{\text{ист}}$ и $v_{\text{ист}}$ тогда могут быть вычислены как разность суммарного и постоянного течения на каждый час суток:

$$u_{\text{ист}}^n = u^n - u_{\text{пост}};$$

$$v_{\text{ист}}^n = v^n - v_{\text{пост}},$$

где n — любой час суток.

Истинное приливо-отливное течение является суммой суточного и полусуточного приливного течения. Исключить суточную составляющую можно осреднением суточного (24-часового) ряда значений истинного приливного течения по двум полусуточным периодам. При этом 0-й час должен осредняться с 12-м, 1-й с 13-м и т. д., т. е. полусуточные составляющие приливного течения могут быть вычислены по формулам:

$$u_2^n = \frac{u_{\text{ист}}^n + u_{\text{ист}}^{n+12}}{2};$$

$$v_2^n = \frac{v_{\text{ист}}^n + v_{\text{ист}}^{n+12}}{2}.$$

где индекс 2 означает полусуточное приливное течение, т. е., например, u_2^n означает составляющую на меридиан полусуточного

приливного течения в 4 часа. (В лунном времени 0 час осредняется с +XII, +I с —XI, +II с —X и т. д.).

Очевидно, суточные составляющие приливного течения найдем как разность на каждый час истинного приливного и полусуточного течения:

$$u_1^n = u_{\text{ист}}^n - u_2^n;$$

$$v_1^n = v_{\text{ист}}^n - v_2^n$$

или по формулам:

$$u_1^n = \frac{u_{\text{ист}}^n - u_{\text{ист}}^{n+12}}{2};$$

$$v_1^n = \frac{v_{\text{ист}}^n - v_{\text{ист}}^{n+12}}{2},$$

где индекс 1 обозначает составляющие суточного течения.

Затем по найденным составляющим постоянного, суточного и полусуточного течений находим направление и скорость каждой составляющей на каждый час.

Задачи работы

По наблюдениям над течениями на суточной станции определить ход суточной и полусуточной составляющих приливного течения в данной точке (см. Приложение 7).

Порядок выполнения

1. По данным наблюдений за направлением и скоростью течения построить рабочий график изменения скорости и направления течения за сутки. По нанесенным на график точкам проводятся сглаженные кривые — для исключения возможных ошибок наблюдения (рис. 24). Время наблюдений при этом переводится в Гринвичское.

В верхней части графика время разбивается на лунные часы относительно момента верхней кульминации луны на Гринвичском меридиане.

2. Направление и скорость течений на середину каждого целого лунного часа снимают в специальную таблицу.

3. Полученные на каждый лунный час векторы течений раскладываются на составляющие: на параллель v и меридиан u (рис. 25).

Направление течения отсчитывается как азимут от севера. При разложении вектора на составляющие следует учитывать, что u имеет знак плюс в северной половине, минус — в южной; v имеет плюс в восточной половине, минус — в западной.

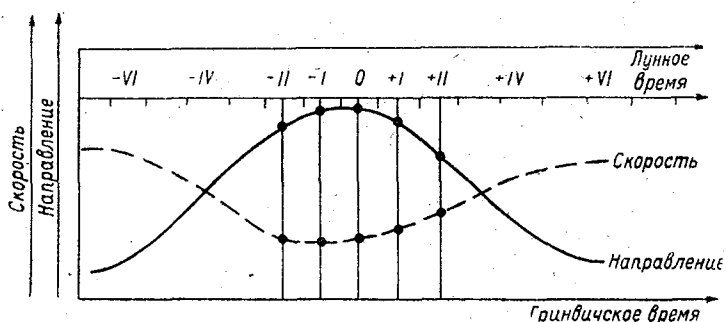


Рис. 24

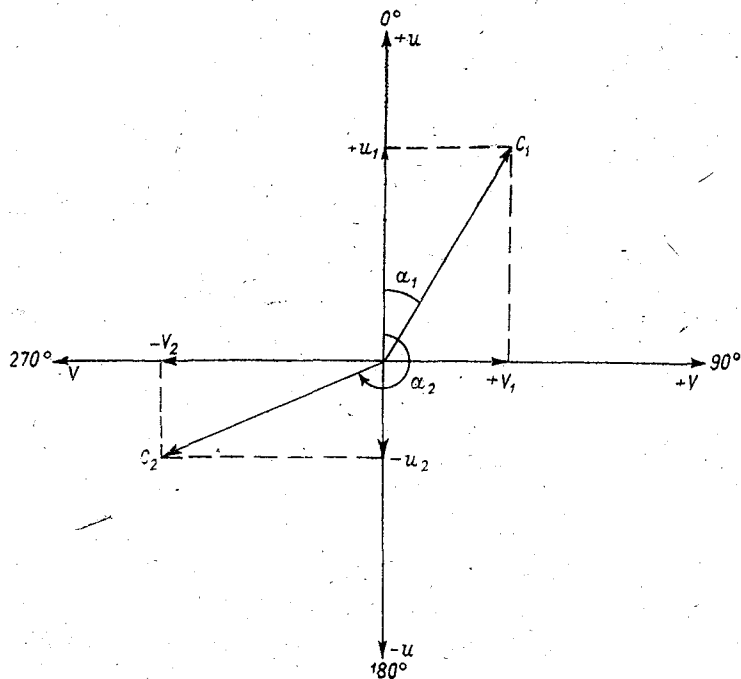


Рис. 25

Разложение на составляющие можно производить по «Океано-логическим графикам», по таблицам в книге Максимова (стр. 289) или в трудах ААНИИ сер. «Пособия и руководства», вып. 34.

Для пользования таблицами Максимова надо сначала найти табличный угол β , с которым уже входить в таблицы (табл. 20).

Таблица 20

Табличные углы

Четверти	Табличный угол	Знаки составляющих		Определение по табличному углу направления течения
		на меридиан	на параллель	
I	$\beta = \alpha$	+	+	$\alpha = \beta$
II	$\beta = 180 - \alpha$	-	+	$\alpha = 180 - \beta$
III	$\beta = \alpha - 180$	-	-	$\alpha = 180 + \beta$
IV	$\beta = 360 - \alpha$	+	-	$\alpha = 360 - \beta$

Примечание: α — направление течения в градусах.

4. Определяются составляющие постоянного течения $u_{\text{пост}}$ и $v_{\text{пост}}$ и по ним находятся направление и скорость этого течения.

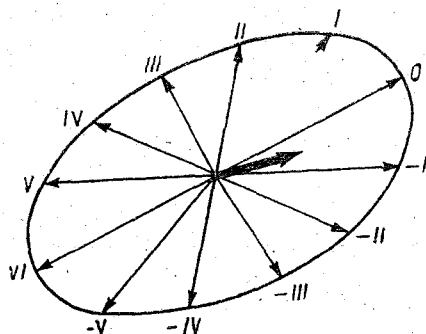


Рис. 26

5. Определяются по соответствующим формулам u и v истинного приливного течения, полусуточной и суточной составляющих течения на каждый час.

6. По полученным составляющим u и v находятся направление и скорость полусуточного и суточного приливного течения в каждый час лунного времени.

7. В заключение работы строятся эллипсы полусуточных и суточных приливо-отливных течений. Чтобы выявить

преобладающее течение (суточное или полусуточное), эллипсы должны быть в одном масштабе. Для получения эллипса из одной точки откладываются вектора течений на каждый лунный час (рис. 26). Здесь же указывается постоянная часть течения.

Составление отчета

В отчете кратко изложить основные принципы метода выделения составляющих течения и проанализировать полученные результаты.

ХІХ. АНАЛИЗ СГОННО-НАГОННЫХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ

Л и т е р а т у р а

Кудрявая К. И. Морские гидрологические прогнозы, 1951, гл. VII, § 2, 3.

Общие пояснения

Как известно, сгонно-нагонные колебания уровня возникают под влиянием ветра. Особый интерес эти колебания представляют в мелководных прибрежных районах, где в случае нагона большие пространства могут быть затоплены или, наоборот, будут обнажаться при ветрах, дующих с берега. Наибольшие подъемы и спады уровня наблюдаются в воронкообразных заливах с постепенно уменьшающимися глубинами, как, например, в Невской губе, Двинском заливе, северной части Каспия и других мелководных районах. Значит, при ветрах, дующих в залив, наблюдается нагон воды, при ветрах из залива — сгон. При этом следует учитывать не местные ветры на отдельной станции, а генеральный ветровой поток над районом. Этот поток можно определить непосредственно по полю давления, выбрав две станции, расположенные на противоположных берегах и достаточно удаленные друг от друга. Разность давления на этих станциях, называемая «эффективным градиентом» (Γ), хорошо отражает ветровой режим над районом.

$$\Gamma = p_1 - p_2.$$

В случае $p_1 > p_2$ Γ положительный, в случае $p_1 < p_2$ Γ отрицательный.

Из метеорологии известно, что, если смотреть по направлению ветра, справа остается область повышенного давления. Очевидно, в Финском заливе положительному значению Γ соответствует сгон, отрицательному — нагон (ветер в первом случае из залива, во втором — в залив), если p_1 берется на северном берегу, а p_2 — на южном.

Так как вода обладает большой инерцией, то ход уровня несколько отстает от хода ветра: после изменения направления ветра вода еще некоторое время продолжает двигаться в прежнем направлении. Этим обстоятельством можно пользоваться для прогноза уровня. Время, на которое изменение хода уровня отстает от изменения направления ветра, называется фазой сдвига кривых градиента (η) уровня.

Интенсивность роста или падения уровня зависит не только от силы ветра, но и от положения уровня в предшествующий период. Зная ход уровня за длительное время, можно установить зависимость между предыдущим и последующим уровнями через определенные промежутки времени. Обычно такая связь строится для промежутка времени, равного фазе сдвига, а иногда и для большего времени.

Задачи работы

На примере одного из пунктов, расположенных в вершине мелководного залива, проанализировать сгонно-нагонные колебания уровня (см. Приложение 8).

За сгон и нагон следует принимать отклонение уровня от среднего больше, чем на $1/5$ амплитуды. Под амплитудой в данном случае понимается разность между максимальной и минимальной отметкой уровня за ряд наблюдений.

Порядок выполнения

1. Построить ход кривой уровня за период наблюдений. Выделить все сгоны и нагоны за этот период, считая для данного случая сгоном и нагоном отклонение уровня от среднего больше, чем ± 20 см.

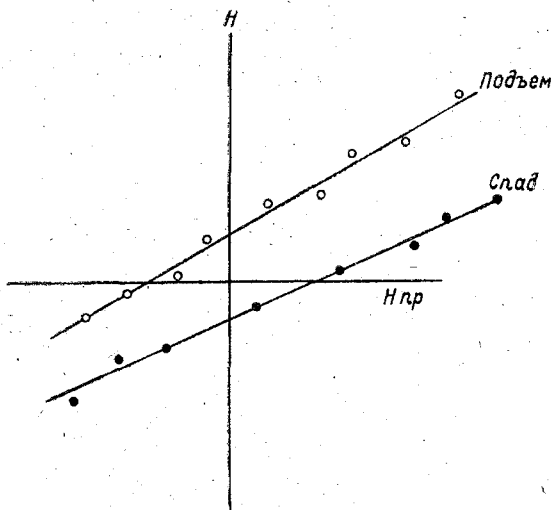


Рис. 27

2. Выбрать направление «эффективного градиента» и снять с синоптических карт величины его за период наблюдений. Нанести ход «эффективного градиента» на график хода уровня, определить фазу сдвига кривых.

3. Определить величину подъема или спада уровня в зависимости от высоты его стояния, сопоставив высоты уровня в два момента, отличающихся по времени на величину фазы сдвига. Эту зависимость легче всего представить графически (рис. 27).

Составить уравнение зависимости $H = f(H_{пр})$ для фазы подъема и спада уровня, где моменты времени H и $H_{пр}$ (предшествующего) отличаются на фазу сдвига.

В отчете кратко изложить полученные результаты.

XX. РАСЧЕТ НАРАСТАНИЯ ЛЬДА В МОРЕ

Л и т е р а т у р а

Егоров Н. И. Физическая океанография, 1966.

Общие пояснения

Наращение льда в море зимой обусловлено теплоотдачей через поверхность. Скорость нарастания льда зависит от суровости зимы (температуры воздуха зимой) в данном районе. Очевидно, чем продолжительнее период с отрицательными температурами воздуха и чем ниже эти температуры, тем большей толщины достигает ледяной покров в море к концу зимы.

Н. Н. Зубовым была эмпирически установлена зависимость нарастания льда от температуры воздуха для условий арктических морей

$$i^2 + 50i = 8R$$

и

$$i = -25 + \sqrt{625 + 8R},$$

где i — толщина льда в см, образовавшегося за определенное число морозных дней; R — число градусодней мороза (сумма отрицательных среднесуточных температур воздуха, отсчитываемая от момента появления льда).

Расчет толщины льда ведется с момента его устойчивого появления. Так как температура замерзания морской воды ниже нуля и, кроме того, тепловая инерция моря из-за наличия вертикального турбулентного теплообмена значительна, лед появляется спустя некоторое время после перехода температуры воздуха через нуль. При отсутствии данных о дате начала ледообразования за этот момент можно в первом приближении принять седьмые сутки после перехода температуры воздуха через нуль.

Задачи работы

Для одного из морей по данным температуры воздуха вычислить толщину льда, образующегося на протяжении зимы.

Порядок выполнения

Определить сумму градусодней мороза за холодный период. Вычислить по ней толщину льда на конец зимы. Для характеристики процесса нарастания и распространения ледяного покрова построить карты распределения толщины льда

и положения кромки для нескольких последовательных моментов зимнего периода и на момент максимального развития ледяного покрова.

Расчет вести для выбранной на акватории моря сетки точек. Сетка подбирается такая, которая достаточно детально выявляет распределение толщины льда.

Составление отчета

В отчете о работе отметить характерные особенности появления и развития ледяного покрова.

Методом аналогий вычислить максимальную нагрузку, которую может выдержать лед в конце зимы, и построить карту распределения допустимой нагрузки.

ПРИЛОЖЕНИЯ

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

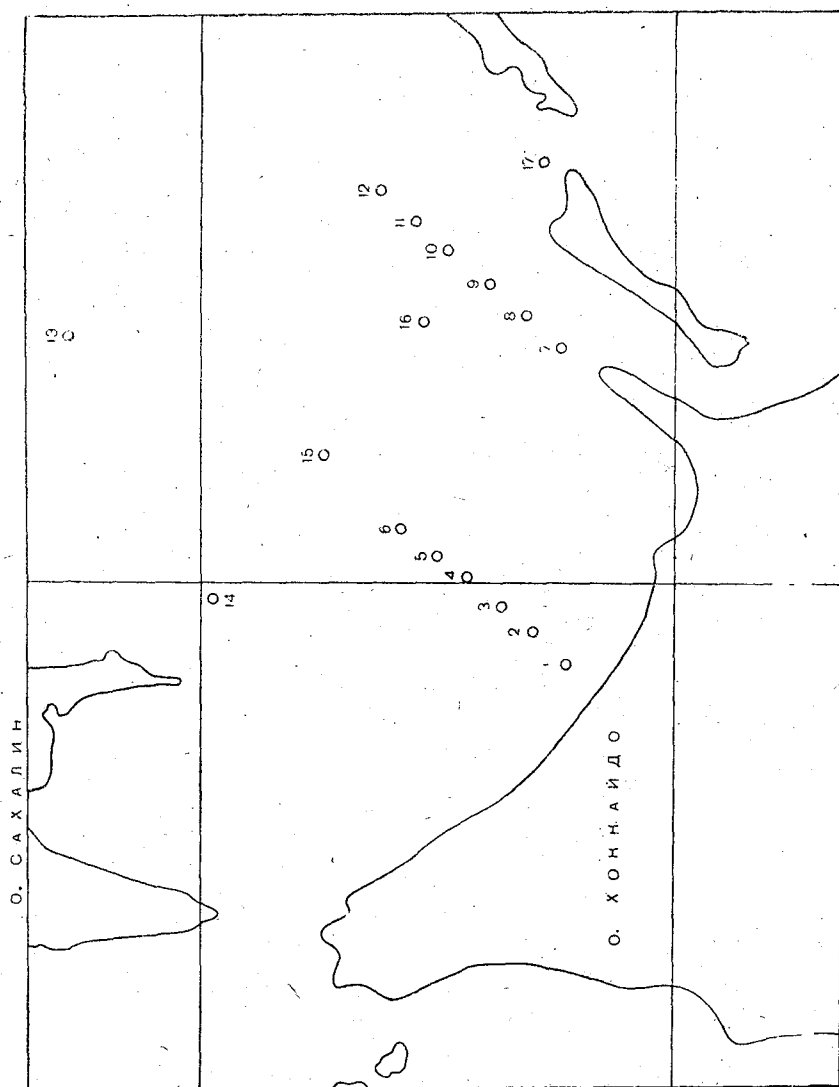


Рис. 28

Наблюдения температуры и солености в юго-западной

Гори- зонт, м	Номера станций (в скобках)							
	1 (10)	2 (20)	3 (30)	4 (40)	5 (50)	6 (60)	7 (10)	8 (20)
Темпера								
0	17,9	16,9	16,8	16,3	17,4	17,3	19,2	18,6
10	17,7	16,2	16,4	15,4	17,1	14,5	18,6	18,5
25	15,9	1,8	2,1	7,3	5,0	7,4	17,9	18,0
50	12,5	2,2	-0,6	1,2	-0,2	-0,1	11,7	16,0
100	—	1,8	-0,2	0,0	-1,0	-0,8	10,9	7,6
150	—	—	0,7	0,3	-0,7	-0,3	7,3	5,8
200	—	—	—	—	-0,3	-0,3	1,9	4,4
300	—	—	—	—	—	0,5	1,4	2,7
400	—	—	—	—	—	0,9	1,5	2,0
500	—	—	—	—	—	—	—	—
600	—	—	—	—	—	—	—	—
800	—	—	—	—	—	—	—	—
1000	—	—	—	—	—	—	—	—
С о л е н о								
0	33,95	32,43	32,34	32,12	32,18	32,16	33,78	33,75
10	33,98	32,39	32,35	32,12	32,13	32,21	33,78	33,80
25	33,96	32,68	32,46	32,12	32,49	32,36	33,80	33,84
50	33,96	33,49	33,21	33,19	33,13	32,95	33,86	33,87
100	—	33,46	33,28	33,26	33,21	33,22	33,91	33,80
150	—	—	33,40	33,37	33,30	33,39	33,66	33,78
200	—	—	—	—	33,17	33,39	33,44	33,69
300	—	—	—	—	—	33,49	33,53	33,60
400	—	—	—	—	—	33,49	33,54	33,60
500	—	—	—	—	—	—	—	—
600	—	—	—	—	—	—	—	—
800	—	—	—	—	—	—	—	—
1000	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Разрез I — станции 1—6; разрез II — станции 7—12;

части Охотского моря (август 1967 г.)

— расстояния от берега в милях)

9 (30)	10 (40)	11 (50)	12 (60)	13 (150)	14 (100)	15 (100)	16 (50)	17 (5)
--------	---------	---------	---------	----------	----------	----------	---------	--------

т у р а, °С.

19,0	15,3	15,7	17,8	14,8	14,7	14,8	14,8	17,6
18,6	14,2	15,1	17,1	14,82	14,69	14,36	14,90	17,65
18,3	8,4	13,6	13,7	9,47	9,81	12,28	1,98	15,87
15,4	6,0	4,3	7,1	0,28	1,15	4,11	1,27	12,30
1,4	3,5	2,2	3,3	-1,10	-1,19	1,00	0,32	5,89
1,2	0,3	1,7	1,9	-0,54	-1,23	1,21	0,56	—
1,4	0,3	-0,3	1,6	-0,48	-1,13	1,12	0,79	—
1,4	0,0	1,0	0,9	0,18	—	0,57	0,99	—
1,0	0,0	1,2	1,1	0,62	—	0,89	1,60	—
—	—	—	—	1,35	—	2,11	1,42	—
—	—	—	—	1,68	—	2,21	1,58	—
—	—	—	—	—	—	2,20	—	—
—	—	—	—	—	—	2,20	—	—

с т ь, ‰

33,68	33,47	33,13	33,65	32,34	32,12	32,21	32,65	33,62
33,66	33,47	33,08	33,60	32,36	32,14	32,20	32,65	33,64
33,82	33,95	33,40	33,64	32,81	32,48	32,30	32,95	33,80
33,78	33,73	33,31	33,51	32,99	32,90	33,17	33,28	33,57
33,28	33,58	33,37	33,39	33,13	33,15	33,26	33,22	33,66
33,51	33,44	33,47	33,35	33,40	33,16	33,33	33,40	—
33,53	33,42	33,52	33,39	33,40	33,16	33,33	33,39	—
33,55	33,40	33,57	33,48	33,40	—	33,44	33,48	—
33,60	33,44	33,62	33,57	33,57	—	33,49	33,58	—
—	—	—	—	33,73	—	33,66	33,64	—
—	—	—	—	33,80	—	33,68	33,82	—
—	—	—	—	—	—	34,02	—	—
—	—	—	—	—	—	34,14	—	—

разрез III — станции 13—17 (см. рис. 28).

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Распределение температуры и солености на станции в Охотском море
(57°50' с. ш., 152°50' в. д.) 23/IX 1971 г.

$H, \text{ м}$	T°	$S, \text{ ‰}$
0	0,62	32,94
25	0,61	32,94
50	-0,28	33,04
75	-0,32	33,25
100	0,24	33,31
200	0,88	33,45
345 дно	1,53	33,68

Тепловой баланс поверхности моря

Месяцы	IX	X	XI	XII	I	II	III
ккал/см ² · мес.	-0,7	-5,0	-15,6	-24,8	-7,0	-4,4	-3,0

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Распределение температуры и солености на станции в Белом море
(65°40' с. ш., 35° в. д.) 28/VIII 1970 г.

$H, \text{ м}$	T°	$S, \text{ ‰}$
0	15,16	26,00
5	13,52	26,00
10	10,37	26,02
15	7,44	27,07
20	2,80	27,52
25	2,02	28,01
55	0,28	28,93

Тепловой баланс поверхности моря

Месяцы	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV
ккал/см ² · мес.	-2,0	-9,6	-9,0	-7,5	-6,3	-4,5	-3,2	-2,2

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

Вертикальное распределение температуры и солености на станциях
в северной части Японского моря в феврале и августе 1961 г.

H, м	Февраль		Август	
	T°	$S, \text{‰}$	T°	$S, \text{‰}$
0	-0,1	33,46	15,7	33,95
5	0,2	33,96	15,7	33,02
10	0,3	33,66	15,0	33,22
25	1,5	33,84	7,2	34,11
50	2,0	34,18	5,0	33,81
100	2,3	34,00	3,0	33,93
150	2,5	34,18	2,0	33,97
200	2,0	34,37	1,7	33,84
300	0,2	34,25	1,5	33,84

ПРИЛОЖЕНИЕ 5

Годовой ход температуры воды в Норвежском море
(61° с. ш., 4°50' в. д.)

H, м	М е с я ц ы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0	5,6	4,8	4,1	5,1	7,6	10,6	15,4	15,0	13,4	11,0	9,0	6,9
10	5,8	4,9	4,2	5,0	7,0	9,3	12,5	14,1	13,4	11,3	9,2	7,1
25	6,1	5,1	4,6	5,0	6,1	7,8	9,4	11,8	12,3	11,4	9,7	7,4
50	6,9	5,5	5,3	5,7	6,5	7,2	7,3	8,7	10,0	10,9	9,8	8,2
100	6,0	7,6	7,1	6,9	7,1	7,1	7,1	7,1	7,5	8,2	8,5	8,7
200	8,0	7,9	7,6	7,1	7,0	6,8	6,8	7,0	7,1	7,3	7,4	7,9
300	8,0	8,1	7,5	7,1	7,0	6,8	6,7	6,9	7,0	7,2	7,3	7,9

Распределение температуры и солености в центральной части Северного
Ледовитого океана по наблюдениям на одной из станций дрейфа СП-1

$H, \text{ м}$	T°	$S, \text{ ‰}$
0	-1,60	30,00
10	-1,60	30,05
25	-1,65	30,31
50	-1,70	33,16
75	-1,72	33,24
100	-1,68	33,82
150	-1,25	34,33
200	-0,25	34,61
250	+0,45	34,78
300	+0,80	34,89
400	+1,00	34,93
500	+0,75	34,94
600	+0,45	34,95
750	+0,15	34,95
1000	-0,35	34,96
1500	-0,60	34,97
2000	-0,85	34,98
2500	-0,90	34,98

Распределение температуры и солености
в Тихом океане
(33° ю. ш., 138° з. д.) 25/X 1965 г.

H , м	T°	S , ‰
0	18,3	35,48
25	18,1	35,30
50	17,6	35,20
100	17,4	35,29
150	17,1	35,25
200	16,2	35,18
400	10,4	34,80
600	6,8	34,48
800	5,6	34,45
1000	4,6	34,46
1500	3,0	34,59
2000	2,4	
3000	2,1	
4000	1,8	
4340	1,7	34,85

Распределение температуры и солёности на станции 81 в Балтийском море (57°22' с. ш., 19°57' в. д.)
25/VII 1963 г.

$H, \text{ м}$	T°	$S, \text{ ‰}$
0	16,10	6,65
10	16,11	6,61
15	10,60	6,89
20	6,18	6,96
30	4,79	7,00
40	3,32	7,03
50	2,81	7,11
60	2,60	7,18
70	2,68	7,45
80	3,57	8,78
90	3,83	9,27
100	4,50	9,63
125	4,48	10,64
150	4,58	11,33
200	4,70	11,56
211	4,66	11,58

ПРИЛОЖЕНИЕ 7

Охотское море
17—18/VII 1958 г. Горизонт 0 м

Время наблюдений по IX поясу в часах и минутах	Направление течения в градусах	Скорость течения в см/с
11.00	2	10
12.02	335	11
13.02	339	19
13.59	299	16
15.00	299	16
16.05	313	16
17.00	315	21
18.04	288	24
18.57	270	24
20.00	286	25
21.02	301	28
22.00	289	36
23.00	293	40
0.00	309	38
1.05	295	41
2.00	306	43
3.00	300	41
4.10	316	34
5.02	283	26
6.00	325	20
7.00	287	18
8.03	325	17
9.00	291	16
10.00	315	13
11.00	317	12
12.00	325	11

Охотское море, район Курильских островов
15/IV 1963 г. Горизонт 10 м

Целые часы суток по времени IX пояса	Направлѐние течения в градусах	Скорость течения в см/с
1	123	4
2	80	6
3	349	28
4	6	11
5	11	9
6	80	8
7	23	26
8	64	26
9	99	23
10	90	29
11	67	29
12	67	74
13	65	64
14	72	57
15	81	51
16	66	43
17	68	49
18	57	46
19	74	28
20	63	25
21	87	21
22	82	12
23	101	21
24	106	11
1	108	12

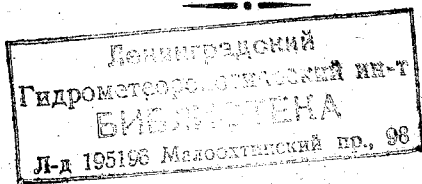
ПРИЛОЖЕНИЕ 8

Ход уровня воды в Ленинграде и давление в Хельсинки и Лиенае
за 19—25/IX 1963 г.

Дата	Часы	Уровень H, см	Давление в Лиенае, мб	Давление в Хельсинки, мб
19/IX	1	24	1005,0	1003,0
	7	8	1001,0	1000,0
	13	24	1003,0	995,0
	19	76	1001,5	999,5
20/IX	1	32	1000,5	1002,0
	7	-22	1000,0	1003,0
	13	4	1002,0	1006,0
	19	22	1003,5	1004,0
21/IX	1	20	1002,5	1002,1
	7	-2	1001,3	999,8
	13	-23	1002,5	999,0
	19	38	1006,5	997,5
22/IX	1	87	1006,0	1000,0
	7	46	1008,2	1003,0
	13	24	1007,0	1005,0
	19	11	1004,0	1006,0
23/IX	1	3	1004,0	1010,1
	7	-11	1005,2	1013,0
	13	-20	1004,0	1014,0
	19	-32	1003,0	1014,0
24/IX	1	-30	1003,0	1014,5
	7	-45	998,0	1012,0
	13	-71	999,1	1010,0
	19	-40	999,2	1005,2
25/IX	1	-12	1001,0	1003,1
	7	11	1003,5	999,5
	13	19	1000,5	1000,0
	19	16	1001,2	1002,0

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Литература	4
I. Особенности рельефа дна и водообмена океанов и морей	5
II. Определение физических характеристик морской воды и анализ их распределения	8
III. Расчет конвективного перемешивания (по Зубову) в период зимнего охлаждения	10
IV. Вычисление устойчивости слоев в море	15
V. Анализ годового хода температуры и теплосодержания в деятельном слое моря	18
VI. Вычисление температуры деятельного слоя	21
VII. Определение коэффициента турбулентной теплопроводности	27
VIII. Определение составляющих теплового баланса моря	29
IX. Расчет дрейфового течения	32
X. Расчет стационарной горизонтальной дрейфовой циркуляции численным методом	34
XI. Расчет течений динамическим методом	40
XII. Анализ вертикальной структуры водных масс по <i>TS</i> -кривым	48
XIII. Метод общего анализа водных масс	53
XIV. Изопикнический анализ перемешивания и движения водных масс	56
XV. Определение статистических характеристик волнения	61
XVI. Предвычисление ежечасных высот уровня штурманским методом	65
XVII. Исследование приливных явлений в бассейне	67
XVIII. Анализ течений в морях с приливами	70
XIX. Анализ сгонно-нагонных колебаний уровня	75
XX. Расчет нарастания льда в море	77
Приложения	79



Валерианова Марина Александровна,

Жуков Леонид Александрович

Практические работы по курсу «Общая океанология»

Редактор *Ю. П. Андрейков*

М-06640 Подп. к печ. 30.12.74 Тираж 1000 Объем 5¹³/₁₆ п. л. Зак. 266
Типография ВОК ВМФ Цена 40 коп.

