Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ИССЛЕДОВАНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ
(междуведомственный)

Выпуск 87

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1984

УДК 551.

Методы и средства исследования Мирового океана. Сборник научных трудов (междуведомственный) — Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 130. (ЛГМИ).

В сборнике помещены статьи, посвященные различным аспектам океанологических исследований, как теоретическим, так и экспериментальным. Описываются математические модели различных явлений в океане, вопросы океанологического приборостроения, анализ результатов обработки экспериментальных данных.

Сборник рассчитан на научных работников, инженеров-океанологов, а также студентов старших курсов гидрометинститутов и географических факультетов университетов.

329675

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

проф. *Н. П. Смирнов* — ответственный редактор — (ЛГМИ), проф. *Ю. П. Доронин* (ЛГМИ), проф. *В. Р. Фукс* (ЛГУ), доц. *Б. Ф. Чередилов* (ОГМИ), проф, *Б. Н. Беляев* (ЛГМИ), ст. преп. *Е. И. Чверткин* — ответственный секретарь — (ЛГМИ), проф. *Б. А. Коган* (ЛОИО АН).

© Ленинградский гидрометеорологический институт (ЛГМИ), 1984

Ленинградский
гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
пр. Малоохтинский, д. 98

УДК 551.465.4/5+627.223.2

А. С. АВЕРКИЕВ, М. И. МАСЛОВСКИЙ (ЛГМИ)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ «ОБРАТНОГО МЕТОДА» ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОЙ СКОРОСТИ И РАСХОДА АНТАРКТИЧЕСКОГО ЦИРКУМПОЛЯРНОГО ТЕЧЕНИЯ

Расчет абсолютных значений скорости течений по известному полю плотности морской воды остается одной из актуальных задач океанологии. Несмотря на успехи, достигнутые с помощью диагностических моделей океанских течений [3], эти модели обладают рядом недостатков, связанных с заданием граничных условий, несогласованностью между собой полей плотности и рельефа и т. д. В то же время динамический метод позволяет рассчитать лишь относительную скорость течения. Для перехода от относительной к абсолютной скорости вводится предположение об отсутствии скорости на некоторой отсчетной поверхности, положение которой считается заданным. Однако все предложенные методы определения положения отсчетной поверхности — нулевой динамической поверхности — обладают существенными недостатками [5]. Более того, само существование нулевой динамической поверхности, на которой обе составляющие скорости одновременно обращаются в нуль, представляется маловероятным [2]. Этих недостатков лишен так называемый «обратный метод» [9] определения скорости на отсчетном уровне.

Целью настоящей работы является испытание этого метода и использование его для определения абсолютных скоростей и расходов основных течений в Южном океане, где бароклинные факторы из-за слабой стратифицированности океана не играют столь большой роли, как в Северной Атлантике.

Сущность «обратного метода»

Следуя [9], рассмотрим замкнутый бассейн, границами которого являются гидрологические разрезы, содержащие N пар станций. Используя соотношения «термического ветра», для каждой пары станций можно определить нормальную к разрезу составляющую скорости v^R, рассчитанную относительно некоторого отсчетного уровня. Скорость на отсчетном уровне b, различная для каждой пары станций, считается неизвестной. Потребуем выполнения закона сохранения общей массы воды в рассматриваемом объеме, т. е.

$$\sum_{j=1}^{N} \Delta x_j \delta_j \int_0^{p_j} \rho (v_j^R + b_j) dp = 0, \qquad (1)$$

где p — глубина; ρ — средняя плотность в столбе жидкости; δ_j — ± 1 в зависимости от направления скорости на границе объема; Δx_j — расстояние между станциями.

Уравнение (1) содержит N неизвестных значений скорости b_j на отсчетном уровне.

В качестве дополнительных условий можно потребовать выполнения закона сохранения массы воды в нескольких слоях, разделенных изопикническими поверхностями.

Такие условия выполняются в геострофическом приближении при отсутствии переноса массы через изопикнические поверхности. Аналогично можно потребовать дополнительно выполнения закона сохранения количества соли или других консервативных примесей в некоторых слоях. В принципе, можно довести число используемых уравнений сохранения до N и тем самым замкнуть систему уравнений для определения b_j. Однако, если имеется большое число пар станций N и изопикнические поверхности параллельны друг другу, то среди уравнений сохранения окажутся уравнения линейно зависимые или близкие к таковым. Поэтому приходится выбирать несколько слоев ($M < N$), для каждого из которых записывается уравнение сохранения, например, массы, вида

$$\sum_{j=1}^{N} \Delta x_j \delta_j \int_{p_{ij}}^{p'_{ij}} \rho (v_j^R + b_j) dp = 0, \tag{2}$$

где p_{ij} и p'_{ij} — глубины верхней и нижней изопикнических поверхностей, ограничивающих рассматриваемый слой.

Считая уравнение (1) частным случаем уравнения (2) при $p_{ij} = 0$ и $p'_{ij} = p_j$, и переходя к дискретным величинам, получим:

$$\sum_{j=1}^{N} \rho \delta_j \Delta x_j \Delta p_{ij} (v_{ij}^R + b_j) = 0, \tag{3}$$

или

$$\sum_{j=1}^{N} \rho \delta_j \Delta x_j \Delta p_{ij} b_j = - \sum_{j=1}^{N} \rho \delta_j \Delta x_j \Delta p_{ij} v_{ij}^R, \tag{4}$$

где v_{ij}^R — средняя по i-тому слою относительная скорость для j-той пары станций.

Правая часть уравнения (4) представляет собой дефицит (или разбаланс) массы в каждом слое, вызванный тем, что v_{ij}^R — это относительная, а не абсолютная скорость.

Итак, имеется M уравнений типа (4) — по количеству выбранных слоев или условий. Перепишем их в виде матричного уравнения

$$A \cdot \bar{b} = -\bar{\Gamma}, \tag{5}$$

где $A(M \times N)$ — матрица элементов $\delta_j \Delta x_j \Delta p_{ij}$; $\overline{b}$ — вектор-столбец b_j; $\overline{\Gamma}$ — вектор-столбец дефицита массы, состоящей из элементов

$$\Gamma_i = \sum_{j=1}^{N} \delta_j \Delta x_j \Delta p_{ij} v_{ij}^R.$$

Система уравнений (5) недоопределена и для ее решения используется так называемое «сингулярное разложение матрицы» A (SVD — singular value decomoposition). Оно позволяет представить матрицу A в виде произведения

$$A = ULV^{\text{т}}; \tag{6}$$

где U — матрица упорядоченных собственных векторов матрицы $AA^{\text{т}}$, значок «т» означает транспонированную матрицу; V — матрица упорядоченных собственных векторов матрицы $A^{\text{т}}A$; L — диагональная матрица, элементы которой λ_i представляют собой сингулярные значения матрицы A.

Использование сингулярного разложения позволяет из бесконечного множества решений недоопределенной системы определить единственное, соответствующее минимуму нормы, т. е. решение, для которого величина $\overline{b}^{\text{т}}\overline{b}$ — минимальная. Физически это условие определяет такую скорость на отсчетном уровне, при которой кинетическая энергия на данном уровне минимальна. В силу недостаточного ранга матрицы A, из-за неточностей в определении местоположения станций (Δx) и в определении глубин и плотности, а также по многим другим причинам, система (5) удовлетворяется не точно. Уровень шума системы можно оценить следующим образом:

$$A\overline{b} + \overline{\Gamma} = \overline{R}. \tag{7}$$

Подробное изложение всех возможностей этого метода можно найти в [7, 8, 10].

Таким образом, обратный метод позволяет рассчитать абсолютную скорость и расходы через границы замкнутых бассейнов и оценить погрешность их определения. Кроме того, любая дополнительная информация по рассматриваемым бассейнам легко включается в систему (5), понижая степень ее неопределенности, или может быть использована для контроля правильности вычислений. Такими дополнительными условиями могут быть как непосредственные измерения, так и определенные другими методами некоторые соотношения (например, поток тепла через бассейн).

Обсуждение результатов расчета

Для оценки применимости метода был выбран район между Австралией и Антарктидой, который достаточно надежно обеспечен данными наблюдений. Имеются также результаты диагности-

ческих расчетов для этого района, проведенные по климатическим данным [1]. Для расчетов использовались климатические данные о поле плотности воды в узлах регулярной сетки с шагами 2,5° по широте и 2,5° по меридиану, подготовленные в отделе ПОЛЭКС Арктического и Антарктического НИИ. Исследуемая область океана ограничена меридианами 120° в. д. (разрез 1), 147,5° в. д. (разрез 2), параллелью 40° ю. ш. (разрез 3) и побережьем Антарктиды. По глубине вся толща разбита на шесть слоев, в каждом из которых по определению выполняется уравнение сохранения массы (3). Это дает семь уравнений, включая условия сохранения массы во всей толще. Граничные изопикны слоев и примерные глубины их залегания приведены в табл. 1.

Таблица 1

Характеристика слоев, принятых для расчета

№ слоя	Верхняя изопикна	Нижняя изопикна	Глубина верхней границы (м)	Глубина нижней границы (м)
1	поверхность	28, 28	0	120÷320
2	28, 28	30, 93	120÷320	640÷830
3	30, 93	33, 59	640÷830	1210÷1330
4	33, 59	36, 27	1210÷1330	1780÷1860
5	36, 27	41, 67	1780÷1860	2960÷3010
6	41, 67	дно	2960÷3010	max 5500
7	поверхность	дно	0	max 5500

На каждом из разрезов 1, 2, 3 содержится по 12 станций, следовательно, имеется 33 пары станций, для каждой из которых определяется относительная скорость течения и 33 неизвестных скорости b_j на отчетном уровне.

Расчет производится для двух отсчетных уровней 2000 м и 4000 м (условное название — модель I и модель II соответственно). Для проверки был выполнен эксперимент, при котором на разрезе 1, 2, 3 было оставлено по три станции, т. е. для тех же семи слоев матрица A имела размерность 7×6. Эти эксперименты названы соответственно модель Iа и IIа. Как омечалось, матрица A практически всегда представляет собой матрицу недостаточного ранга, т. е. часть уравнений системы будут линейно зависимыми. Ранг матрицы равен количеству сингулярных значений этой матрицы, отличных от нуля. В наших экспериментах ранг матрицы A оказался равным четырем.

На рис. 1 приведены относительные скорости на разрезе 1, рассчитанные динамическим методом, а сверху приведены скорости на отсчетном уровне, которые должны быть добавлены к относительным. Видно, что структура b_j приблизительно соответствует

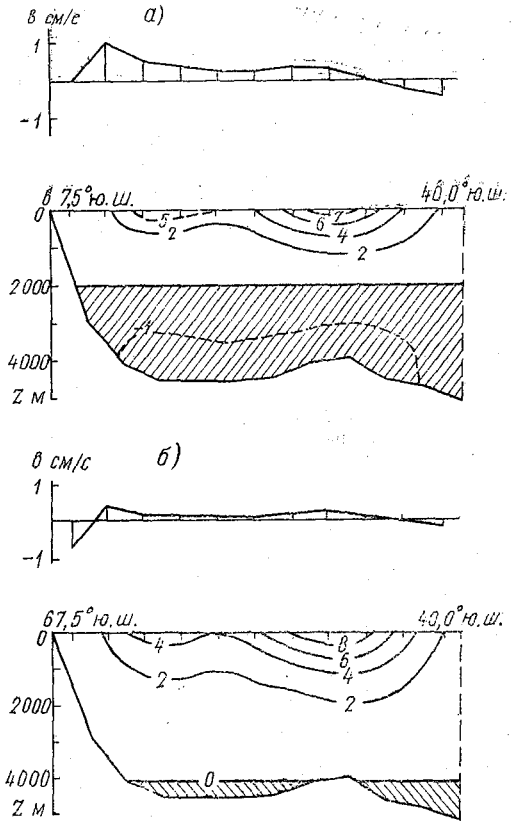


Рис. 1. Относительная скорость v^R (см/с) на разрезе 1 (120° в. д.):

а) модель I ($H_0 = 2000$ м); *б*) модель II ($H_0 = 4000$ м). Сверху приведена отсчетная скорость b при $\rho_A = 4$

рельефу дна, так как скорость на отсчетном уровне подбирается так, чтобы устранить разбаланс в слоях. В результате при малых глубинах (малых площадях ($\Delta x_j \Delta p_{ij}$) для устранения разбаланса требуются бо́льшие скорости.

Рис. 2 демонстрирует полученные абсолютные скорости на том же разрезе 1. Качественно отличия незначительны, но небольшие изменения скорости, особенно в глубинных слоях, приводят к значительным изменениям расходов.

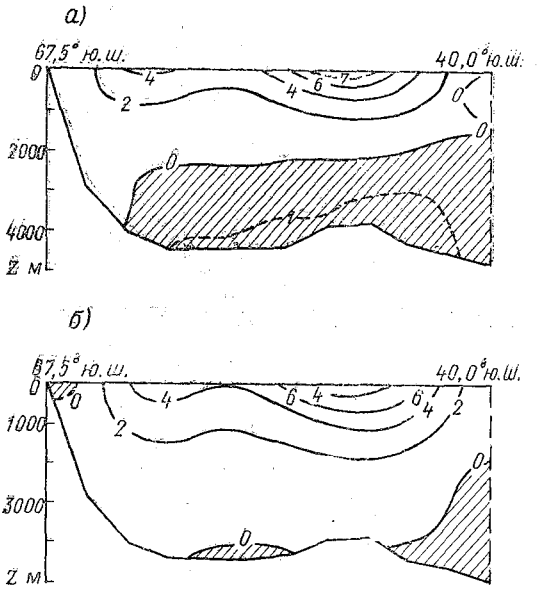


Рис. 2. Абсолютная скорость $v^R + b$ на разрезе 1:
а) модель I; *б*) модель II

В табл. 2 приведены «разбалансы» массы по слоям в свердрупах (1 св = $10^6 \cdot 10^3$ кг/с), рассчитанные по относительной скорости (Γ_i нач.) и после применения обратного метода.

Из табл. 2 видно, что начальный разбаланс массы во всей толще бассейна во всех экспериментах сводится к минимуму. Промежуточные слои в экспериментах при отсчетном уровне на 4000 м. (II и IIа) также хорошо приведены в соответствие условию сохранения массы. В экспериментах I и Iа разбаланс массы в слоях 5 и 6 увеличивается при сведении к минимуму общего разбаланса. Это косвенно подтверждает заключение об отсутствии в Южном полярном бассейне глубинного противотечения, так как задавая отчетный уровень на глубине 2000 м, мы фактически моделируем противотечение. В этом случае для ликвидации разбалансов в слоях 5 и 6 требуются дополнительные мощные источники массы вод данного типа, существование которых маловероятно. Эксперименты II и IIа показывают, что в случае отсутствия противотече-

ния обратный метод позволяет получать картину течений, согласующуюся со сложившимися ранее представлениями [6].

Из табл. 2 также можно оценить уровень шума системы, т. е. в данном случае — это точность определения расхода; она равна 2—3 св.

Таблица 2

Разбаланс массы Γ_i (св) до применения обратного метода и после при ранге матрицы $\rho_A = 4$

№ слоя	$H_0 = 2000$ м				$H_0 = 4000$ м			
	модель Ia		модель I		модель IIa		модель II	
	начальный	конечный	начальный	конечный	начальный	конечный	начальный	конечный
1	0,0	— 2,0	— 2,0	— 1,8	— 0,5	0,6	—0,7	—1,2
2	— 0,6	— 3,9	— 1,9	5,5	— 3,1	—0,7	0,0	—0,6
3	0,7	— 2,8	— 1,1	7,6	— 1,6	1,0	0,8	0,3
4	0,1	+ 3,5	— 1,3	7,9	— 1,8	0,9	0,8	0,1
5	3,0	13,2	0,0	19,6	— 4,6	—1,8	8,2	6,2
6	—21,4	— 2,2	—29,2	—34,0	— 2,4	0,3	0,7	—4,7
7 общ.	—18,2	— 1,2	—35,4	4,8	—13,9	0,2	9,6	0,1

Эксперимент II позволяет оценить абсолютную величину климатического расхода Антарктического циркумполярного течения в Австрало-Антарктическом секторе в 200 св, что согласуется с оценками ряда авторов [4].

Заключение

На примере Австрало-Антарктического сектора Южного океана, т. е. в условиях слабостратифицированного потока, испытан «обратный метод» расчета абсолютной скорости геострофического течения. Расчеты произведены по климатическим данным о поле плотности, что еще более усложнило условия испытания. Результаты расчетов продемонстрировали возможность применения метода для таких слабостратифицированных бассейнов, как Южный океан. Метод позволил уточнить величины абсолютных скоростей Антарктического циркумполярного течения и получить оценку его расхода в рассматриваемом секторе, которые согласуются с ранее полученными результатами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гурецкий В. В., Саруханян Э. И. Расчеты и исследование циркуляции вод Южного океана. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1980, т. 11, № 11, с. 15—22.

2. Козлов В. Ф. Некоторые вопросы теории и расчета стационарных течений в бароклинном океане. Автореферат диссерт. — Владивосток, 1967.
3. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 182 с.
4. Саруханян Э. И. Структура и изменчивость Антарктического циркумполярного течения. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 120 с.
5. Фомин Л. М. Теоретические основы динамического метода и его применение в океанологии. — М., Изд. АН СССР, 1961. — 192 с.
6. Callahan J. E. Velocity structure and flux of the Antarctic Circumpolar current south of Australia., — J. Geophys. Res., 1971, v. 76, № 24, 5859—5864 pp.
7. L.-L.-Fu. The general circulation and meridional heat transport of the subtropical South Atlantic., — Journ. of Phys. Oceanogr., v. 11, 1981, 1171—1193 pp.
8. Roemmich D. Estimation of meridional heat flux in the North Atlantic by inverse methods. — J. of Phys. Oceanogr., v. 10, 1980, 1972—1983 pp.
9. Wunsch C. Determining the general circulation of the oceans: A preliminary discussion., — Science, 196, 1977, 871—875 pp.
10. Wunsch C. The North Atlantic general circulation west of 50° W determined by inverse methods., — Rev. of Geophys. and Space Phys., v. 16, № 4, 1978, 583—620 pp.

УДК 551.466.326.

Л. И. ЛОПАТУХИН, В. А. РОЖКОВ, С. А. РУМЯНЦЕВА (ЛОГОИН)

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТ ДЛЯ РАЙОНИРОВАНИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ ПО РЕЖИМНЫМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ ВЕТРА И ВОЛН

В существующих справочниках режимные характеристики ветра и волнения приводятся или по квадратам [11, 12], или по крупным районам с учетом естественных региональных различий, или с произвольно заданными границами [10]. При таком подходе к районированию отчетливо проявляются две крайности: дробление информации на мелкие градации (когда закономерности географического распределения тонут в широких доверительных интервалах выборочной изменчивости оценок режимных характеристик); осреднение натурных данных по укрупненным градациям (когда возможно появление многовершинных распределений, являющихся смесью разнородных выборочных совокупностей, или получение оценок моментов этих распределений, смещенных в сторону завышения или занижения по сравнению с аналогичными оценками однородных выборок).

Устранить названные противоположные тенденции можно при условии нахождения однородных районов и уточнения их границ. Такая задача является типичной задачей автоматической класси-

фикации [2, 9]. Качество классификации в значительной степени зависит от того, насколько удачно выбрана форма представления класса и составлено описание объекта классификации, т. е. сколь существенны характеризующие его признаки.

При изучении режима ветра и волнения наиболее часто используются следующие величины:

— скорость ветра (с модулем V и направлением α_V);

— высота h, период τ и направление распространения волн (с возможной детализацией волнения по параметрам h, τ, α ветрового волнения и систем зыби, выделяемых при визуальных наблюдениях).

Эта многомерная исходная информация, рассматриваемая как система случайных величин η, обобщается при заданном комплексе условий W до получения функции распределения вероятностей $F_\eta^{(W)}(\lambda, \theta)$, зависящей от параметра θ. В комплекс условий в первую очередь включаются параметры, характеризующие участок пространства (район) и промежуток времени (сезон, месяц). При изменении W могут изменяться как параметры θ распределения, так и сам закон распределения $F_\eta(\theta)$. Поскольку закономерности режима волнения и ветра формулируются в терминах функции распределения, то и признаки, через которые описывается объект классификации, должны быть также связаны с функцией $F_\eta^{(W)}(\cdot)$.

В наиболее общем случае, когда в зависимости от W меняется вид распределения и его параметры, в качестве признаков классификации могут быть взяты величины $a_k(\cdot)$, $\varphi_k(\cdot)$ разложения. Функции распределения в ряд по ортонормированному базису [7]

$$F_\eta^{(W)}(\lambda, \theta) = \sum_k a_k^{(W)}(\theta)\varphi_k^{(W)}(\lambda). \qquad (1)$$

Во многих практических приложениях постановку задачи классификации можно упростить за счет включения в систему случайных величин лишь трех компонентов (V, h, τ), рассмотрение их маргинальных (а не совместных) распределений и допущение (достаточно хорошо обоснованного в работах [4, 6]), что распределения аппроксимируются логарифмически нормальным (для h и τ) Вейбулловским (для V) законом

$$F(x) = s/\sqrt{2\pi}\int_x^\infty x^* \exp\left[-{}^1/_2 \ln^2 (x^*)^s\right] dx^*, \qquad (2)$$

$$F(V) = \exp\left[-\alpha(V/V_{0,5})^k\right], \qquad (3)$$

где $x_{0,5}$, s, $V_{0,5}$, k — параметры распределений, $x^* = x/x_{0,5}$. При сделанных предположениях в качестве признаков для описания объекта классификации уместно принять названные параметры

распределений *, т. е. классификация должна выполняться в 6-признаковом пространстве.

Рассмотрим некоторые вопросы классификации на примере Атлантического океана, для которого в работе [4] было выделено 35 районов (для удобства будем считать, что каждый из районов является однородным). Эти районы определены по особенностям атмосферной циркуляции над океанами. Диапазон изменения параметров маргинальных распределений скоростей ветра, высот волн 3%-ной обеспеченности и средних периодов приведены в работе [4]. Параметры формы эмпирических распределений определялись по моментным или квантильным соотношениям (параметры s_h и s_τ — квартилям). Значения медианы снимались с графиков эмпирических распределений, спрямленных на соответствующих функциональных сетках.

В работе [5] сопоставлены ареалы значений различных параметров и показано, что каждый из признаков классификации имеет свое пространственное распределение, т. е. визуально не представляется возможным выделить ареалы значений многомерного признака. Существенным является также вопрос о взаимосвязи признаков, положенных в основу классификации. В табл. 1 приведена корреляционная матрица, в которой показана зависимость между различными параметрами маргинальных распределений. Из табл. 1 видно, что пренебрегать зависимостью между параметрами, как правило, нельзя.

Таблица 1

Корреляционная матрица (%) для параметров $V_{0,5}$, k, $h_{0,5}$, s_h, $\tau_{0,5}$, s_τ маргинальных распределений скоростей ветра и элементов волн в Атлантическом океане

Параметры	$V_{0,5}$	k	$h_{0,5}$	s_h	$\tau_{0,5}$	s_τ
$V_{0,5}$	100	84	85	— 42	— 75	— 13
$k_{0,5}$	—	100	84	— 57	— 67	— 4
$\tau_{0,5}$	—	—	100	— 44	— 70	2
k	—	—	—	100	71	14
s_h	—	—	—	—	100	— 15
s_τ	—	—	—	—	—	100

* Учитывая результаты работы [6, 7], при небходимости к числу признаков могли бы быть добавлены параметры условных распределений высот и периоды волн, высот волн и скоростей ветра; следовательно, гипотеза независимости компонент (V, h, τ) позволяет в первом приближении понизить размерность признаного пространства.

На основе вышеизложенного возникают следующие задачи:

— учета в наиболее удобной и сжатой форме всей 6-мерной признаной информации;

— перехода к системе независимых признаков.

Следуя рекомендациям, приведенным в работах [1, 2, 3], применим к решению названных задач метод главных компонент, позволяющий одновременно понизить размерность признаного пространства и перейти к системе независимых признаков. В соответствии с указанным методом каждая главная компонента

$$y_i = \sum_j a_{ij} x_j \qquad (4)$$

является линейной комбинацией исходных признаков x_j. Все y_i коррелированы и упорядочены в порядке убывания их дисперсий D_{y_i}.

Расчет главных компонент (по алгоритму и программе из работы [1]) по системе признаков ($V_{0,5}$, $h_{0,5}$, $\tau_{0,5}$, k, s_h, s_τ) для 35 районов Атлантического океана показал, что первые две компоненты y_1 и y_2 учитывают около 94% общей дисперсии (табл. 2).

Таблица 2

Значение дисперсий y_1 и y_2 в % от общей дисперсии всех компонентов

Сезон	D_{y_1}	$D_{y_1} - D_{y_2}$	Остальные
Осень	88,94	93,74	6,26

В результате этой операции устанавливается соответствие для каждого района между значениями x_i в исходном 6-признаном пространстве и значениями y_i в обобщенном признаном пространстве главных компонент. Отметим, что исходное пространство удобно геометрически рассматривать как пространство пучков из трех прямых линий — маргинальных распределений, спрямленных на функциональных сетках (2), (3), причем каждая прямая описана двумя параметрами — медианой и наклоном. Пространство главных компонент может быть одномерным (y_1) или двумерным (y_1, y_2). Задача автоматической классификации обычно ставится в одной из двух формулировок:

— типизация, т. е. разбиение исследуемой совокупности элементов на сравнительно небольшое число областей (аналогов интервалов группировки при обработке данных наблюдений) так, чтобы элементы одной области лежали по возможности на небольшом расстоянии;

— естественное расслоение совокупности на кластеры (таксоны, образы), лежащие друг от друга на некотором расстоянии, но не разделяющиеся на столь же удаленные друг от друга части. Из

двух формулировок вторая предпочтительнее, но далеко не всегда данные естественным образом кластеризуются; задача типизации разрешима всегда, так как всегда можно обосновать требуемое число разбиений.

В связи с тем, что медианы рассматриваемых рапределений вносят основной вклад компоненты y_1 и y_2, были проведены расчеты этих компонент не только по шести, но и по трем параметрам ($V_{0,5}$, $h_{0,5}$, $\tau_{0,5}$). На рис. 1 приведены диаграммы значений компоненты y_1, определяемой для различных районов по шести и трем параметрам.

Из рисунка видно, что даже по одной компоненте можно выделить скопления точек, причем они почти одни и те же, независимо от количества параметров, принятых для расчета. Выделение скоплений точек по медианным значениям скоростей ветра и элементов волн (рис. 1, *б*), хотя в принципе и возможно, не столь очевидно и приводит к неоднозначным выводам. На рис. 1, *а* четко выделяется семь скоплений и пять точек, которые трудно отнести к какому-либо скоплению точек. Эти семь скоплений в принципе характеризуют основные климатические зоны, показанные на рис. 3. Например, районы 1—6 относятся к полярной и умеренной зонам северного полушария, 7—10 — к субтропической зоне. Тропическая зона северного полушария и экваториальные зоны (районы 11—22) подразделялись на два крупных района (11, 12, 14) и (17, 18, 20—22), а также на четыре изолированных района, совпадающие с районами рис. 3. В южном полушарии скопления точек еще более четко выражены. Данные рис. 1 показывают, что районирование по одной компоненте в принципе отражает климатическое районирование, принятое в [4].

Однако классификация по одной компоненте позволяет выделять самые общие закономерности, которые, в основном, определяются генеральной схемой циркуляции атмосферы. Для более тщательного районирования необходимо использование хотя бы еще одной компоненты — y_2. На рис. 2 в плоскости (y_1, y_2) приведены значения первых двух компонент, определенных по шести и трем значениям параметров маргинальных распределений. Из рис. 2 так же, как из рис. 1, видно, что компоненты, определенные по шести и трем параметрам, имеют различные абсолютные значения. На рис. 2 показано три способа выделения районов, которые можно выполнить визуально (несмотря на весь субъективизм такого способа). Штрих-пунктиром разделены три крупных скопления точек, при этом районы на рис. 2, *а* и 2, *б* полностью совпадают. Эти три района фактически выделили три климатические зоны северной и южной частей Атлантического океана — умеренную, субтропическую и экваториальную. Это грубое подразделение океана можно несколько детализировать, расчленив его на пять районов (оконтурены сплошными линиями). В этом случае субтропические зоны подразделяются на два района и выделяется

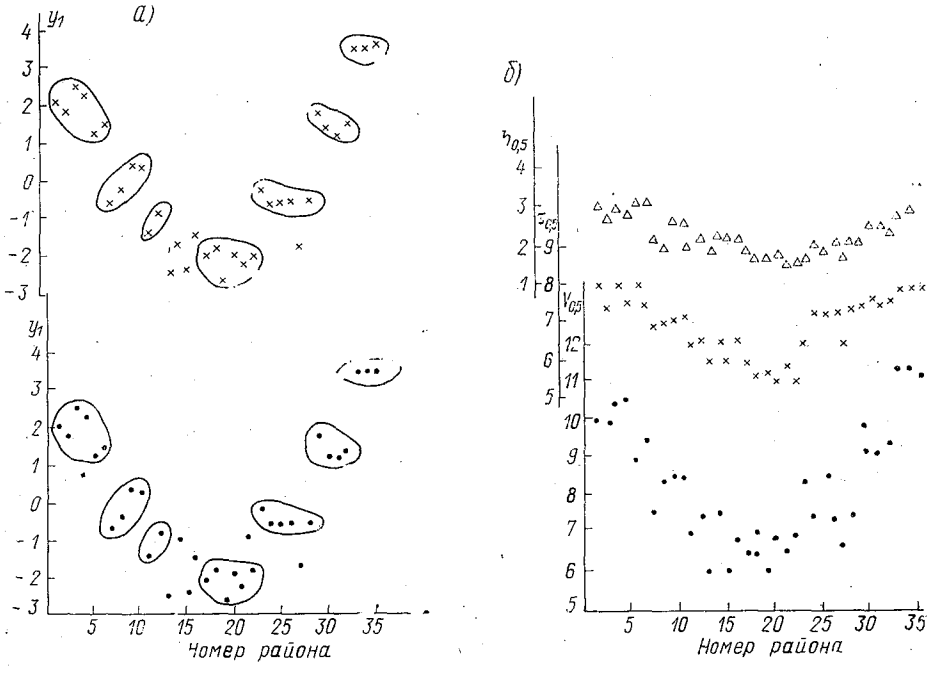


Рис. 1. Значения компоненты y_1, рассчитанной по шести (точки) и трем (крестики параметрам маргинальных распределений (*а*), и значения медиан для этих распределений и различных районов (*б*).

Оконтурены скопления точек. Сезон сентябрь—ноябрь

умеренная зона южной части Атлантического океана. Заметим, что и в этом случае принципиальные выводы, получаемые из рис. 2, *а* и 2, *б*, идентичны, а районирование подобно подразделению на климатические зоны. Более детальное районирование показано на рис. 2 путем выделения штриховой линией более мелких

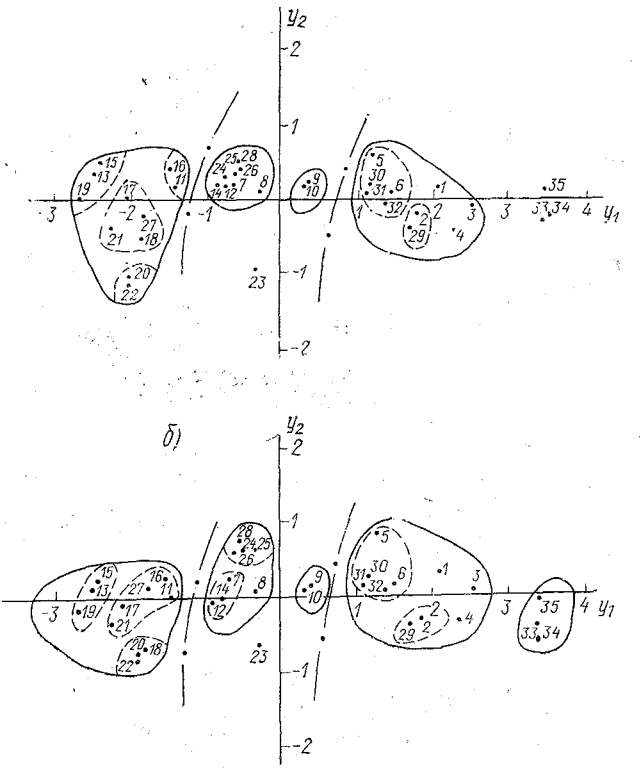


Рис. 2. Значения компонент y_1 и y_2 для различных районов (показаны цифрами):
а) расчет по шести параметрам; *б*) расчет по трем параметрам

районов. В этом случае между рис. 2, *а* и 2, *б* имеются различия как в количестве выделенных районов, так и в номерах районов, относящихся к определенному скоплению точек, и в компактности их расположения. Это означает, что на карте Атлантического океана конфигурация районов, выделенных по двумя первым компонентам, рассчитанным по шести и трем параметрам, будут различны. Эти расхождения достаточно наглядно прослеживаются на рис. 3. Очевидно, расчет компонент y_1 и y_2 по шести, а не по трем параметрам распределений позволяет более полно учесть особенности ветро-волновых условий на акватории океана.

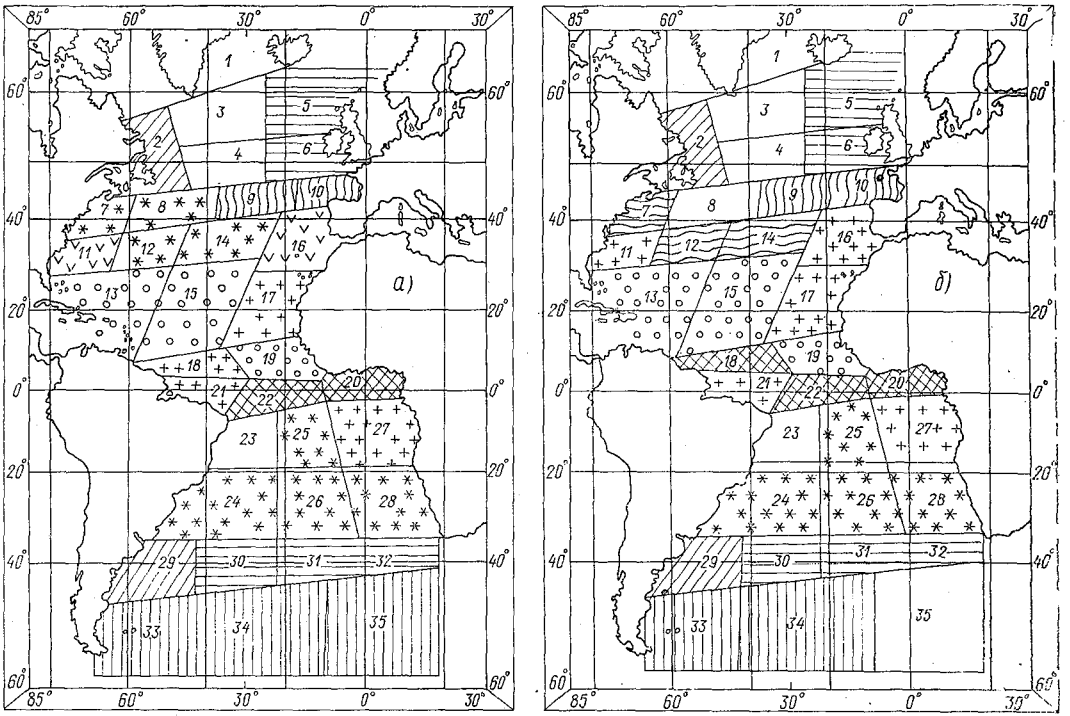


Рис. 3. Районы Атлантического океана, выделенные по данным рис. 2:
а) расчет y_1 и y_2 по шести параметрам, *б*) то же по трем параметрам.
Цифры — номера районов по [4]. Сезон сентябрь—ноябрь

Зак. 34

Компромисс между детализацией и генерализацией определяется практическими задачами. Например, если речь идет о трансатлантических перевозках, то подразделения на крупные районы вполне достаточно. Если необходимо определить ограничения для эксплуатации судов различного класса, то детализация должна быть максимально возможной, то же необходимо при районировании шельфа морей для учета специфики эксплуатации средств океанотехники.

В заключение отметим, что здесь мы привели примеры только для осеннего (сентябрь—ноябрь) сезона. Для других сезонов все выводы сохраняются, хотя количество выделенных районов и их конфигурация будут различными. В статье не затронуты вопросы выборочной изменчивости параметров распределений и, следовательно, компонент y_1 и y_2. У малых выборок доверительные интервалы для параметров будут велики (см., например, [8]) и не всегда расхождения в компонентах будут означать принадлежность к различным кластерам.

Таким образом, несмотря на ограниченность использованных в работе натурных данных (океан с группировкой данных по 35 районам) и упрощенную постановку задачи классификации, приведенные выше результаты позволяют считать, что:

— метод главных компонент позволяет дать более объективное районирование морских акваторий по режимным характеристикам ветра и волнения, чем эмпирическое районирование по отдельным факторам или признакам;

— в первом приближении выбор шести параметров маргинальных распределений дает возможность учесть основные региональные различия ветроволнового режима.

В качестве очередных задач при классификации различных акваторий по вероятностным характеристикам ветра и волн необходимо:

— определить степень влияния отбора признаков при переходе из пространства наблюдений в призначное пространство;

— изучить влияние нормировок разного вида (по теории размерностей [4] или на среднее значение параметров и их стандарт) на устойчивость кластеров в пространстве главных компонент;

— сопоставить результаты классификации, полученные по методу главных компонент и по факторному анализу, менее чувствительному к операциям над параметрами разнофизической размерности;

— учесть выборочную изменчивость признаков, положенных в основу классификации;

— применить количественные критерии кластерного анализа разбиения обобщенного призначного пространства на области сгущения с учетом доверительных границ оценок признаков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алгоритмическое и программное обеспечения прикладного статистического анализа. — М.: Наука, 1980.
2. Александров В. В., Горский Н. Д., Поляков А. О. Структурный метод упорядочения и классификации экспериментальных данных. — Л., Препринт ФТИ им. А. Ф. Иоффе АН СССР, 1978.
3. Боценюк К. Л., Павелко В. Л., Матвеев А. А., Леонтьева Л. И. О снижении размерности пространства гидрохимического поля путем введения обобщенных показателей. Гидрохимические материалы, т. 78. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981.
4. Ветер и волны в океанах и морях. Справочные данные. Под ред. И. Н. Давидана, Л. И. Лопатухина, В. А. Рожкова. — Л.: Транспорт, 1974.
5. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И. Закономерности распределения ветра и волн в океанах и морях. — Труды ГОИН, 1974, вып. 122, с. 108—123.
6. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Рожков В. А. Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978.
7. Давидан И. Н., Лопатухин Л. И., Микулинская С. М., Рожков В. А., Шатов Б. Н. Совместные распределения элементов волн и скоростей ветра. — Труды ГОИН, 1980, вып. 152, с. 113—128.
8. Лопатухин Л. И., Олюнин Ю. В., Рожков В. А. О параметрах режимных распределений скоростей ветра и элементов волн. — Научно-технический сб. Регистра СССР, 1978, вып. 8, с. 129—146.
9. Иголкин В. Н., Ковригин А. П., Старшинов А. И., Хохлов В. А. Статистическая классификация, основанная на выборочных распределениях. Л., ЛГУ, 1978.
10. Справочные данные по режиму ветров и волнения на морях, омывающих берега СССР. — Л.: Морской транспорт, 1962.
11. A climatic resume of the Mediterranian sea. USA, Naval Weather Service Command. Navair 50—1C—64, 1975.
12. Oceanographical Atlas of the North Atlantic ocean. Section IV, Sea and Swell. Washington D. C. U. S. Naval Oceanographical Office, 1963.

УДК 551.465.4

П. А. ВАЙНОВСКИЙ (ЛГМИ)

О ФАКТОРНОМ АНАЛИЗЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ВОДЫ

Изучение особенностей пространственной структуры поля плотности морской воды и формирующих его факторов является важным аспектом современных исследований термодинамических процессов в океане.

В данной работе ставилась задача статистического выделения главных факторов, определяющих формирование вертикального распределения плотности, на основе объективного анализа результатов одноразовой гидрологической съемки.

Структурный анализ поля плотности проводился в рамках факторной модели [4], которая в матричных обозначениях имеет вид

$$X = F \cdot A' + \varepsilon, \qquad (1)$$

где X — исходная матрица плотности размерностью $n \times m$; n — число станций; m — число горизонтов наблюдений; F — матрица значений выделенных факторов размерностью $n \times k$; k — число факторов; A — матрица коэффициентов корреляции между факторами и исходными объектами, именуемая в многомерном анализе матрицей факторных нагрузок размерностью $m \times k$; ε — матрица остатков размерностью $n \times m$, характеризующая вклад случайных ошибок и неучтенных факторов в структуру матрицы X.

В работе решалась факторная модель в классической постановке, которая предполагает ортогональность факторов и взаимонезависимость факторов и остатков [3]. Конкретный вид матриц A и F оценивался из принципа простой структуры [4], по которому каждый фактор должен быть связан устойчивыми корреляционными зависимостями с малым числом объектов. Выделенные в рассматриваемой модели главные факторы характеризуют наиболее устойчивые корреляционные взаимосвязи внутри исходной матрицы.

В целом задача была реализована на ЭВМ ЕС-1022. Конкретные процедуры расчетов подробно описаны в литературе по факторному анализу [3, 4].

Район исследований размерами 100×250 км с координатами центра $\varphi = 54°$ с. ш., $\lambda = 35°$ з. д. расположен над Срединно-океаническим поднятием в Северной Атлантике. Средняя глубина в данном районе составила 2500 м. Использовались материалы гидрологической съемки, выполненной НИС «Аякс» в 1976 г. Характерная океанологическая особенность района исследований — наличие хорошо выраженного потока Северо-Атлантического течения.

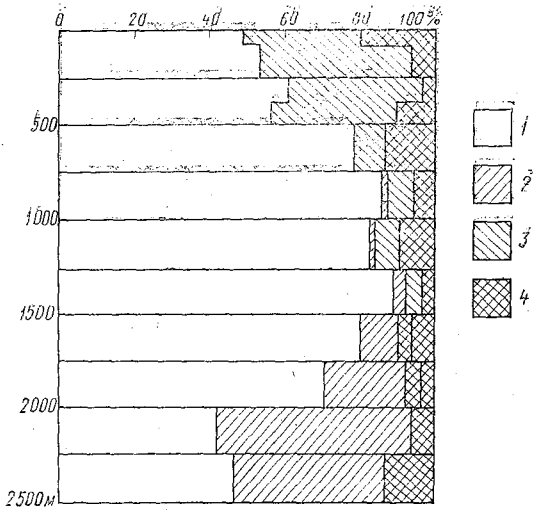
В результате проведенных расчетов выделено три главных фактора, описывающих поле плотности с точностью 96%. Оставшиеся 4% информации классифицированы в данной факторной модели как случайные ошибки и неучтенные специфические факторы. Относительный вклад выделенных факторов в формирование результирующего поля плотности показан на рисунке, где цифрами *1*, *2*, *3* помечены вклады соответствующих факторов, цифрой *4* — вклад случайных ошибок.

Анализируя полученные факторы, не трудно выделить генеральный фактор *1*, вносящий основной вклад в поле плотности — 63%. Значимость фактора *1* заметно уменьшается в деятельном и придонных слоях. Одновременно в деятельном слое растет вклад фактора *3*, а в придонном тысячеметровом слое увеличивается роль фактора *2*. Отмеченные особенности вертикального распределения факторов дают возможность интерпретировать факторы следующим образом:

— фактор *1* — фактор общей циркуляции, характеризующий влияние потока Северо-Атлантического течения на формирование поля плотности;

— фактор 2 — топогенный фактор, определяющий изменчивость поля плотности при обтекании потоком неровностей рельефа дна;

— фактор 3 — фактор деятельного слоя, описывающий вклад процессов теплового и динамического взаимодействия с атмосферой в формирование плотности. Тогда структура плотности воды



в слое 500—1500 м определяется исключительно потоком Северо-Атлантического течения. Плотность в слое 0—500 м определяется совместным влиянием общего потока (61%) и взаимодействием с атмосферой (27%). Такой баланс главных факторов для деятельного слоя согласуется с данными наблюдений [1]. Плотность в слое 1500—2500 м находится под влиянием ведущего потока (54%) и процессов динамического взаимодействия потока с рельефом дна (33%). Значительное влияние топографии дна на формирование поля плотности в придонном слое толщиной 1000 м уже отмечалось в результатах теоретических исследований [2, 5], авторы которых указывали на возможность существования сложной меандровой структуры гидрофизических полей в придонном слое толщиной, соизмеримой с высотой обтекаемого препятствия.

Уровень выделенных в данной модели ошибок невелик (около 4%), однако, в слоях 0—20, 300—500, 2250—2500 м имеет место увеличение модельных погрешностей до 9—16%. Видимо, отмеченная особенность подтверждает известный факт о том, что поле

плотности в указанных слоях формируется под влиянием большого числа разномасштабных факторов. В результате, факторная модель, не отражая здесь полностью всю сложную структуру аномалий плотности в этих слоях, показывает их значительную специфичность.

Параллельно с факторным анализом проводился расчет главных компонент вертикального поля плотности в рассматриваемом районе. Полученные три главные компоненты также описывают около 95% дисперсии исходного поля, однако, не представляется в данном случае возможным дать им очевидное физическое толкование.

С учетом результатов проведенного статистического анализа исходная матрица плотности корректировалась методом регрессии факторного анализа [4] с целью фильтрации классифицированных в данной модели ошибок. Полученная матрица отражает основные, наиболее стабильные особенности структуры поля плотности, соответствующие принятой трехфакторной модели. Сравнение результатов расчетов геострофических течений по исходной и скорректированной матрицам плотности показывает, что фильтрация плотности с помощью факторного анализа позволяет сгладить сложную картину течений в приповерхностном слое, возникающую под влиянием нестационарных маломасштабных динамических процессов на границе раздела океан—атмосфера.

Кратко резюмируем. Проведение статистического факторного анализа поля плотности в рассматриваемом районе показало:

1) вертикальная структура поля плотности может быть с заданной точностью описана малым числом факторов;

2) особенности пространственной локализации выделенных факторов дают возможность найти им физическую интерпретацию;

3) скорректированная по результатам факторного анализа отражает основные особенности, присущие полю плотности в данном районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бышев В. М., Скопков В. Г. О роли синоптических возмущений в изменчивость гидрологических условий в океане. — М., Океанология, 1980, № 6, с. 988—996.
2. Зырянов В. Н. Особенности морских течений в районах подводных хребтов и изолированных поднятий дна. — В сб.: Условия среды и биопродуктивность моря. М., Легкая промышленность, 1982, с. 98—108.
3. Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод. — М.: Мир, 1967. — 144 с.
4. Харман Г. Современный факторный анализ. — М.: Статистика, 1973. — 486 с.
5. McCartney M. S. The interaction of zonal currents with topography with applications to the Southern Ocean. — Deep—Sea Res., 1976, v. 23, p. 413—427.

УДК 551.46.07/08

И. П. КАРПОВА, Е. В. КАСЬЯНЕНКО (ЛГМИ)

ОБ ОЦЕНКЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЕТОВ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

Сложность океанических процессов, в формировании которых участвуют различные физические механизмы, привела к появлению значительного числа моделей для их расчета. По мере увеличения количества моделей становится все сложнее оценивать их качество, так как в океанологии пока нет общепринятых количественных критериев для подобных оценок. Сравнение результатов расчетов с натурными данными чаще всего носит чисто качественный характер, реже приводятся величины наибольших расхождений либо значения средних абсолютных или квадратических ошибок расчета. Это свидетельствует о целесообразности рассмотрения существующих методов оценки точности расчетов и согласованности полей или рядов рассчитанных и измеренных величин. При этом следует иметь в виду, что оценки должны быть количественными, позволяющими составить, по возможности, объективное заключение об успешности расчетов по модели, о преимуществах данного варианта моделирования одного и того же процесса или одной модели по сравнению с другими, о возможных путях дальнейшего усовершенствования моделей.

Отсутствие в океанологии общепринятых методов оценок точности и согласованности рассчитанных и натурных данных, исключая морские прогнозы, заставило обратиться к смежным наукам, в частности к математической статистике и метеорологии [6, 7, 8]. Использование критериев Стьюдента и Фишера (для оценки соответственно математических ожиданий и дисперсий), средней квадратической ошибки, коэффициентов парной и ранговой корреляции рассмотрено в работе [2]. Получено, что наименее пригодными для решения вышеуказанных задач являются критерии Стьюдента и Фишера. В данной работе для оценки успешности расчетов помимо критериев, использованных в работе [2] (исключая критерии Стьюдента и Фишера), дополнительно были использованы следующие: средняя абсолютная ошибка расчета (δ), параметр согласованности по знаку (ρ), коэффициент аналогичности по Козыреву (K) и параметр качества расчета (ε).

Задача нахождения критериев успешности расчетов или моделирования реализована на ЭЦВМ М-222. Рассчитаны следующие характеристики.

1. Средняя абсолютная ошибка расчета (δ):

$$\delta = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} (b-a)_i,$$

где a — фактическое значение гидрометеорологического элемента; b — его рассчитанное значение; N — число членов ряда или количество расчетных точек поля.

2. Средняя квадратическая ошибка расчета (S):

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N} (b-a)_i^2}{N}}.$$

3. Среднее квадратическое отклонение (σ):

$$\sigma_a = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N} (a_i - \bar{a})^2}{N-1}}, \quad \sigma_b = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N} (b_i - \bar{b})^2}{N-1}},$$

$$\bar{a} = \frac{\sum_{i=1}^{N} a_i}{N}, \quad \bar{b} = \frac{\sum_{i=1}^{N} b_i}{N}.$$

4. Коэффициент линейной корреляции (r_{ab}):

$$r_{ab} = \frac{\sum_{i=1}^{N} [(a-\bar{a})(b-\bar{b})]_i}{\sigma_a \cdot \sigma_b \cdot N}$$

и его вероятное отклонение $E = 0{,}67 \frac{1 - r_{ab}^2}{\sqrt{N}}$.

5. Коэффициент аналогичности по Козыреву (K) [8]:

$$K = (1 - \varkappa)^2 \cdot S^2 + (\bar{b} - \bar{a})^2, \quad \text{где} \quad \varkappa = r_{ab} \frac{\sigma_a}{\sigma_b}.$$

Первое слагаемое правой части характеризует согласованность, т. е. сходство в конфигурации изолиний и географическом распределении градиентов сравниваемых полей; второе слагаемое характеризует точность расчета путем нахождения различия в величинах средних уровней. При полной аналогичности сравниваемых полей $r_{ab} = 1$, $\sigma_a = \sigma_b$, $\bar{a} = \bar{b}$ и $K = 0$. Чем больше K отличается от нуля, тем значительнее различаются сравниваемые поля.

6. Параметр согласованности по знаку аномалий (ρ):

$$\rho = \frac{n_+ - n_-}{n_+ + n_- + n_0} = \frac{n_+ - n_-}{N},$$

где n_+ — число членов ряда (поля), у которых аномалии фактических и рассчитанных значений рассматриваемого элемента совпадают по знаку; n_- — число членов ряда (поля), у которых аналогичные аномалии не совпадают по знаку; n_0 — число членов ряда (поля), у которых любая из аномалий имеет нулевое значение. Величина n_0 формально влияет на ρ, так как отбрасывание его или перенесение из знаменателя в числитель скажется на абсолютной величине ρ в данном расчете, но не повлияет на ис-

пользование его в качестве критерия согласованности расчетов по различным моделям или при различных вариантах моделирования. Значение ρ может меняться от $+1$ до -1. Если $\rho > 0$, то расчет знака аномалий оправдался более чем в 50% случаев.

Параметр ρ удобно применять в тех случаях, когда имеются нормы рассчитываемых элементов и расчет ведется в аномалиях. В океанологии обычно ряды наблюдений явно недостаточны для нахождения объективных средних многолетних величин. В этом случае при использовании критерия ρ аномалии рассчитанных и натурных данных целесообразно находить как отклонение от математического ожидания характеристик натурного ряда, обеспечивающего единый объективный уровень для расчета в каждом конкретном случае.

7. Обеспеченность (P) того, что ошибка не превышает заданную величину d:

$$P = \frac{n}{N} \cdot 100\%,$$

где n — число случаев, когда $|b - a|_i < d$.

В качестве d можно задавать средние квадратические отклонения натурных данных (σ_a, $0{,}8\,\sigma_a$ или $0{,}67\,\sigma_a$), величину допустимой погрешности, определяемую потребителем, и т. д. Следует иметь в виду, что если расчеты выполняются для обширных районов океана, где изменения океанологических характеристик велики, то использование σ_a в качестве d нецелесообразно, ибо обеспеченность будет заведомо равна 100%.

8. Коэффициент ранговой корреляции (τ) и оценка уровня его статистической значимости (α). Подробное описание метода ранговой корреляции скалярных величин дано Кенделом [4], а применение метода для оценки согласованности векторных величин изложено в работе [2].

9. Параметр качества расчета (ε) [7]; $\varepsilon = \dfrac{S}{\sigma_a}$. Чем ε меньше, тем надежность метода лучше.

Вышеуказанные критерии точности и согласованности расчетов прежде всего были опробованы на материалах Атласа [1]. Представилось интересным посмотреть, насколько согласованно происходит изменение во времени полей среднемесячной поверхностной температуры воды в Северной Атлантике и как на эти изменения будут реагировать отдельные критерии. Рассмотрена акватория от экватора до 70° с. ш.; расчетные точки расположены в центрах десятиградусных трапеций ($N = 43$); рассчитывалась согласованность поля температуры воды в августе с полями температур в последующие месяцы до марта включительно. Результаты расчетов для четырех месяцев представлены в табл. 1. Интересно отметить, что хотя критерии точности характеризуют сравнительно малые различия только в сентябре ($\delta = 0{,}61°$ C, $S = 0{,}90°$ C, $P^{III} =$

$= 81\%$, $\varepsilon = 0{,}14$), общая согласованность полей температуры прослеживается на протяжении семи месяцев. Так, критерии согласованности полей температуры воды в августе и марте остаются достаточно большими ($r = 0{,}94$, $\rho = 0{,}58$, $\tau = 0{,}82$).

Оценки успешности расчетов отдельных океанологических характеристик выполнены по материалам работы [3], любезно предоставленным ее авторами. В этой же работе изложены методики расчета поверхностной температуры и солености воды, а также толщины верхнего квазиоднородного слоя. В табл. 2 приведены характеристики успешности расчетов температуры воды в четырех точках Северной Атлантики за год ($N = 12$), а в табл. 3 аналогичные расчеты для полей температуры и солености на поверхности ($N = 36$). Рассчитанные климатические характеристики сопоставлялись с данными Атласа [1].

При рассмотрении табл. 2 следует обратить внимание на различную годовую изменчивость температуры воды в расчетных точках: в низких широтах $\sigma_a = 0{,}83°$ С (точка *1*), в умеренных $\sigma_a = 2{,}76°$ С (точка *4*), годовая амплитуда температуры увеличивается соответственно в 3,5 раза. Аналогичны вышеуказанному изменения величин абсолютной и квадратической ошибок: в низких широтах они примерно вдвое меньше, чем в умеренных. Для критериев согласованности годового хода температуры воды в целом характерно увеличение с ростом широты места; качество расчета, характеризуемое параметром ε, для точки *4* лучше, чем для точки *1*. В целом более успешными следует считать расчеты для точек *2* и *4*, так как несмотря на меньшую абсолютную точность расчета по сравнению с соответствующими значениями для точки *1*, соотношения между средней абсолютной ошибкой и годовой амплитудой (δ/A) для этих точек минимальны, а при оценке точности расчета учитывается степень изменчивости рассматриваемых величин (например, оценка по σ).

Расчет полей поверхностной температуры воды более успешен для февраля по сравнению с июлем (табл. 3), о чем свидетельствуют все критерии точности и согласованности результатов расчетов. Для полей поверхностной солености характерна обратная картина: несколько более успешен расчет для летнего периода.

Оценка расчетов температуры воды Балтийского моря, выполненных студентом-дипломантом ЛГМИ С. И. Мастрюковым под руководством А. Б. Мензина, была проделана путем сопоставления с данными Ленца [9]. Поля температуры воды получены с помощью электрической аналоговой модели [5]. Уравнение теплопроводности учитывало вертикальный и горизонтальный турбулентный обмен и горизонтальную адвекцию. Шаг расчетной сетки 75 км, $N = 43$. Расчет выполнен для периода от сентября до февраля и в целом вполне успешно. На поверхности средняя абсолютная и квадратическая ошибки не превышали 0,6° С, $K = 0{,}01 \div 0{,}05$; $r = 0{,}76 \div 0{,}95$; $\tau = 0{,}56 \div 0{,}75$; $\rho = 0{,}72 \div 0{,}92$;

Таблица 1

Согласованность поля поверхностной температуры воды в августе с аналогичными полями температуры в последующие месяцы по данным [1]

Месяц	A^*	σ_a	δ	S	$r \pm E$	K	ρ	P_I^{**}	P_{II}	P_{III}	τ	α	ε
Сентябрь	20,30	6,63	0,61	0,90	0,99±0,00	0,32	0,94	100	100	81	0,96	0,00	0,14
Ноябрь	20,30	6,63	2,93	3,35	0,98±0,00	8,81	0,84	76	100	00	0,89	0,00	0,51
Январь	20,30	6,63	5,22	5,68	0,96±0,00	28,11	0,53	34	74	00	0,84	0,00	0,86
Март	20,30	6,63	5,68	6,25	0,94±0,01	33,40	0,58	29	71	00	0,82	0,00	0,94

Таблица 2

Характеристики успешности расчетов среднемесячных температур воды за год в отдельных точках Северной Атлантики

N точки	Координаты	A	σ_a	δ	S	$r \mp E$	K	ρ	P_I^{**}	P_{II}	P_{III}	τ	α	ε
1	15° с. ш., 75° з. д.	2,30	0,83	0,48	0,64	0,80±0,07	0,12	0,67	58	83	58	0,64	0,00	0,76
2	25° с. ш., 65° з. д.	5,00	1,74	0,62	0,72	0,98∓0,01	0,14	0,83	58	100	25	0,88	0,00	0,41
3	45° с. ш., 15° з. д.	6,00	2,32	0,98	1,24	0,87±0,05	0,09	0,67	58	100	25	0,71	0,00	0,54
4	55° с. ш., 55° з. д.	8,00	2,76	1,11	1,38	0,93±0,02	0,46	0,83	67	100	33	0,95	0,00	0,50

* A — амплитуда изменения рассматриваемой характеристики.

** P_I при $d < \frac{1}{5} A$, P_{II} при $d < \sigma_a$, P_{III} при $d < 0{,}5°$ С.

Таблица 3

Характеристики успешности расчетов среднемесячных полей температуры и солености воды на поверхности в Северной Атлантике

Поле	A	σ_a	δ	S	$r \pm E$	K	ρ	P_{I}	$P_{И}$	P^{*}_{III}	τ	α	ε
Температура, II	16,5	7,65	1,07	1,34	0,98±0,00	0,12	0,94	100	100	53	0,92	0,00	0,17
Температура, VII	20,0	5,58	1,52	2,17	0,97±0,00	1,58	0,69	90	100	62	0,86	0,00	0,39
Соленость, II	4,5	1,04	0,59	0,80	0,76±0,05	0,08	0,68	76	82	55*	0,63	0,00	0,77
Соленость, VIII	5,0	1,11	0,45	0,63	0,83±0,03	0,00	0,53	91	93	60*	0,67	0,00	0,57

*P_{III} при $d < 0{,}5‰$.

$P_{II} = 84 \div 97\%$. Сопоставление критериев успешности расчетов для поверхности и горизонтов 20 и 40 м показало, что с глубиной качество расчетов ухудшается. Так, δ становится более 0,8° С, $S > 1{,}3°$ С, до 1,1 увеличивается K, уменьшается согласованность (r уменьшается до 0,49, τ до 0,49, ρ до 0,44, P_{II} до 65%).

Различие двух вариантов расчета температуры воды на поверхности Балтийского моря, выполненных для декабря, заключалось в задании поля течений для учета адвекции тепла и коэффициента вертикальной температуропроводности. В варианте I ветровые течения рассчитывались с помощью электромоделирования по среднемесячным полям атмосферного давления и задавался профиль коэффициента температуропроводности; в варианте 2 скорости дрейфовых течений и коэффициент температуропроводности задавались по данным К. С. Померанца.

Таблица 4

Оценка влияния отдельных параметров на успешность расчета температуры воды в Балтийском море

№ варианта	δ	S	$r \pm E$	K	ρ	P_{II}	P_{III}	τ	α	ε
Вариант 1	0,5	0,4	0,90±0,02	0,01	0,68	97	58	0,70	0,0	0,45
Вариант 2	1,1	0,9	0,79±0,04	0,36	0,48	65	42	0,45	0,0	1,00

Как видно из табл. 4, абсолютно по всем показателям расчеты по варианту 1 лучше, чем по варианту 2.

Таким образом, использование вышеописанных количественных критериев оценки результатов расчета целесообразно как в случае определения успешности метода, так и при моделировании гидрологических процессов. Проведенные расчеты подтвердили выводы, полученные в работе [2].

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. — Л.: ГУНиО МО СССР, 1977. — 306 карт.
2. Денисов С. И., Карпова И. П. Оценка согласованности рассчитанных и натурных океанологических характеристик. — В сб.: Исследование и освоение Мирового океана, изд. ЛПИ, 1980, вып. 71, с. 121—127. (ЛГМИ).
3. Карлин Л. Н., Клюйков Е. Ю., Провоторов П. П. О математическом моделировании сезонных изменений вертикальной термохалинной структуры деятельного слоя океана. — В сб.: Исследование и освоение Мирового океана, изд. ЛПИ, 1978, вып. 66, с. 92—105 (ЛГМИ).
4. Кендэл М. Дж. Ранговые корреляции. — М.: Статистика, 1975. — 216 с.
5. Макаров В. А., Мензин А Б. Моделирование океанологических процессов. Учебное пособие. — Л., изд. ЛПИ, 1979. — 116 с.
6. Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. — М.: Наука, 1971. — 576 с.

7. Наставление по службе прогнозов. — Л.: Гидрометеоиздат, раздел 3, часть III, 1975. — 135 с.
8. Хандожко Л. А. Оценка успешности метеорологических прогнозов. Учебное пособие. — Л., изд. ЛПИ, 1977. — 67 с. (ЛГМИ).
9. Lenz W. Monatskarten der Temperatur der Ostsee. Erganzungsheft zur Deutschen Hydrogr. Zeitsch Reihe B. (4°), № 11, Hamburg, 1971. — 148 с.

УДК 551.465

Ю. Н. ЖУКОВ

К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРОЯТНОСТИ БЛАГОПРИЯТНЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ С МАЛОЙ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ

При гидрометеорологическом обеспечении народного хозяйства часто требуется определить на некоторый момент времени вероятность нахождения комплекса гидрометеорологических параметров в определенном состоянии. В частности, иногда представляет интерес определение вероятности нахождения комплекса гидрометеорологических параметров в двух состояниях: благоприятном и неблагоприятном. Использование в этом случае климатических повторяемостей представляется нецелесообразным, так как физическая связь в погодных процессах отмечается до десяти суток вперед.

Была проверена возможность применения теории марковских процессов для оценки вероятности появления благоприятных условий комплекса гидрометеорологических параметров на срок до десяти суток над Северной Атлантикой. Для этого были использованы наблюдения на судне погоды и выбран следующий комплекс погодных условий: высота нижней границы облачности (H), дальность видимости (W), скорость ветра (V), высота волны (h). Причем благоприятными считались условия одновременного нахождения параметров в диапазонах: $H > 1000$ м, $W > 1$ км, $V < 15$ м·с$^{-1}$, $h < 4{,}5$ м.

Представим ход погодных условий в точке в виде чередования промежутков времени, в которых комплекс гидрометеорологических параметров принимает благоприятные или неблагоприятные значения. Такой погодный процесс можно интерпретировать как марковский в том и только в том случае, если случайное время нахождения комплекса в определенном состоянии распределено по экспоненциальному закону. Теория марковских процессов позволяет получить значение вероятности нахождения комплекса в i-том состоянии (в данном случае $i=1$ — благоприятные условия, $i=2$ — неблагоприятные условия) в момент времени $t > t_0$, если известно, в каком из двух состояний находится система в начальный момент времени t_0.

Расчеты показали достаточную близость выборочных распределений к показательному закону. Пример оценки близости по критерию Пирсона приведен в таблице.

Расчет критерия Пирсона (χ^2) для закона распределения времени существования благоприятных гидрометеорологических условий (зима)

№ п/п	Продолжительность, r	$F_{факт}$	$F_{теор}$	$\Delta = F_{фгкт} - F_{теор}$	$\frac{\Delta}{F_{теор}}$
1	3	87	90	—3	0,10
2	6	77	82	—5	0,30
3	9	69	73	—4	0,22
4	12	62	66	—4	0,24
5	15	56	60	—4	0,27
6	18	50	54	—4	0,30
7	21	46	49	—3	0,18
8	24	42	44	—2	0,09
9	27	39	40	—1	0,02
10	30	36	36	0	0,
11	33	33	33	0	0,
12	36	30	29	1	0,03
13	39	28	27	1	0,04
14	42	26	24	2	0,17
15	45	24	21	3	0,43
16	48	22	19	3	0,47
17	51	20	18	2	0,22
18	54	19	16	3	0,56

$$\sum \frac{\Delta}{F_{теор}} = 3{,}64$$

Было принято условие однородности рассматриваемого марковского процесса внутри месяца.

Поведение однородного марковского процесса во времени определяется переходными вероятностями $p_{ij}(\tau)$, где τ — интервал времени, прошедший после начального момента времени t_0. Переходные вероятности $p_{ij}(\tau)$ представляют собой вероятность нахождения системы в j-том состоянии в момент времени $t^0 \pm \tau$ если известно, что в момент времени t_0 система находится в состоянии i.

Для нахождения значений $p_{ij}(\tau)$ можно воспользоваться прямой системой дифференциальных уравнений Колмогорова, которая в матричном виде записывается в виде

$$\frac{\partial}{\partial t} \| p_{ij}(\tau) \| = \| p_{ij}(\tau) \| \cdot \| \gamma_{ij} \|, \tag{1}$$

где $\gamma_{ij} = \gamma_i u_{ij}$ при $i \neq j$, $\gamma_{ii} = -\gamma_i$, и $\sum\limits_{j \neq i} \gamma_{ij} = \gamma_i = -\gamma_{ii}$. Здесь u_{ij} — вероятность перехода из i-того состояния в состояние $j \neq i$; $\| p_{ij}(\tau) \|$ — матрица переходных вероятностей; $\|\gamma_{ij}\|$ — инфинитезимальная матрица (матрица интенсивностей переходов из состояния i в состояние j).

Тогда в нашем случае, используя систему (1), можно записать

$$\left.\begin{aligned} p_{11}(\tau) &= \left(1 - \frac{\gamma_2}{\gamma_1 + \gamma_2}\right) \cdot e^{-(\gamma_1+\gamma_2)\tau} + \frac{\gamma_2}{\gamma_1 + \gamma_2}, \\ p_{22}(\tau) &= \left(1 - \frac{\gamma_1}{\gamma_1 + \gamma_2}\right) \cdot e^{-(\gamma_1+\gamma_2)\tau} + \frac{\gamma_1}{\gamma_1 + \gamma_2}. \end{aligned}\right\} \tag{2}$$

Здесь γ_1 и γ_2 имеют величину, равную величине среднего времени нахождения комплекса в благоприятном и неблагоприятном состоянии соответственно. Таким образом, зная, в каком состоянии (1 или 2) находится комплекс в настоящий момент, вероятности состояний комплекса в будущем можно получить по уравнениям системы (2). Так как такой процесс удовлетворяет теореме о эргодичности [1], то через определенный промежуток времени τ вероятность того, что система будет находиться в каком-то состоянии j, практически не зависит от исходного состояния i.

Из системы (1) можно получить, что этот промежуток времени составляет $3T$; здесь T — среднее значение времени нахождения процесса в определенном состоянии.

В нашем случае расчеты показали, что $T \approx 1{,}5 \div 2$ суткам. Поэтому нужно найти какую-либо типизацию погодных условий с $T \approx 3 \div 4$ суткам.

Кроме того, время сохранения типов должно быть распределено по показательному закону. Тогда, используя систему (1), в конечно-разностном виде

$$\| p_{ij}(t + \Delta t) \| = \| p_{ij}(t) \| \cdot (E + \| \gamma_{ij} \|), \tag{3}$$

где E — единичная матрица.

Можно рассчитать вероятность появления любого типа из примененной классификации сроком до десяти дней. Если известны вероятности появления благоприятных гидрометеорологических условий в каждом типе в отдельности, то по формуле полной вероятности можно найти вероятность осуществления благоприятных гидрометеорологических условий на любой момент времени вперед.

ЛИТЕРАТУРА

Прохоров В. В., Розанов Ю. А. Теория вероятностей. Предельные теоремы. Случайные процессы. — М.: Наука, 1967. — 496 с.

УДК 551.465.5

В. И. ДЕНИСОВ

О ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ ГРАНИЦ ПРИМЕНИМОСТИ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Математическое моделирование, как известно, является одним из распространенных и эффективных методов исследования океанологических процессов. Важной проблемой, возникающей при моделировании, является проблема оценки границ применимости модели для описания реального процесса. Границы применимости модели при предположении, что модель адекватна процессу, можно определить как зависимость вероятных погрешностей модельных расчетов от тех или иных упрощений и допущений, сделанных при построении модели. К таким допущениям, в частности, относится часто принимаемое предположение о постоянстве и точном значении различных коэффициентов обмена в уравнениях, описывающих модель. Однако в реальных условиях различные коэффициенты обмена не остаются, по-видимому, постоянными, во всяком случае, точно не известны. Обычно мы располагаем приближенными величинами их средних значений. Следовательно, используемые при моделировании значения коэффициентов правомерно рассматривать как оценки математических ожиданий некоторых случайных величин, рассеивание которых может быть охарактеризовано их дисперсией. Отсюда следует, что границы применимости модели могут быть охарактеризованы дисперсией модельных расчетов в функции дисперсий коэффициентов.

Продемонстрируем описанную возможность оценки границ применимости на примере простой модели, в качестве которой используется модель дрейфовых течений Экмана. В модели Экмана произведем оценку дисперсии модуля вектора скорости течения.

Как известно [3, 6], решение уравнений модели Экмана для случая глубокого моря приводит к следующим выражениям:

$$u = \frac{\tau}{A_v \cdot a\sqrt{2}} \cdot \exp(-az) \cdot \cos(45 - az), \qquad (1)$$

$$v = \frac{\tau}{A_x \cdot a\sqrt{2}} \cdot \exp(-az) \cdot \sin(45 - az), \qquad (2)$$

где u и v — меридиональная и зональная компоненты модуля скорости дрейфового течения; A_v [кг/м·с] — коэффициент турбулент-

ной вязкости; τ—касательное напряжение ветра; $a=\sqrt{\frac{\rho\cdot w\cdot\sin\varphi}{A_v}}$; ρ — плотность морской воды; $w\cdot\sin\varphi$ — параметр Кориолиса; φ — широта места; z — глубина расчетного горизонта.

Модуль вектора скорости течения

$$V=\sqrt{u^2+v^2}=\frac{\exp(-az)}{A_v\cdot a\sqrt{2}}\cdot\tau. \qquad (3)$$

Учитывая, что $A_v=K_v\cdot\rho$, где K_v — коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, получим

$$V=\frac{\exp(-az)}{K_v\cdot\rho\cdot a\sqrt{2}}\cdot\tau. \qquad (4)$$

Широту места положим равной 60°. Коэффициент турбулентной диффузии и касательное напряжение ветра для случая глубокого моря описываются следующими выражениями [6]:

$$\overline{K}_v=0{,}47\,\frac{W^2}{10^7\cdot w\cdot\sin\varphi}=3{,}72\cdot10^{-4}\cdot W^2, \qquad (5)$$

$$\tau=3{,}25\cdot10^{-6}\cdot W^2, \qquad (6)$$

где W — скорость ветра; $3{,}72\cdot10^{-4}$ и $3{,}25\cdot10^{-6}$ — эмпирические коэффициенты.

Чертой сверху будем обозначать заданное значение величины и рассматривать его как оценку математического ожидания.

В соответствии с изложенным выше можно представить значение коэффициента турбулентной диффузии в виде

$$K_{vn}=\overline{K}_v+K'_{vn}. \qquad (7)$$

Здесь K'_{Vn} — случайные отклонения коэффициента турбулентной диффузии от заданного значения коэффициента обмена, которые в порядке первого приближения будем считать распределенными по нормальному закону и не зависящими от влияния $\overline{K}_v$.

Удобным методом решения рассматриваемой задачи является метод Монте-Карло [1, 4, 5], для использования которого представим случайные отклонения коэффициента турбулентной диффузии K'_{Vn} в виде

$$K'_{Vn}=P^N_{n=1}[n]\cdot\sigma_{K_v}, \qquad (8)$$

где $P^N_{n=1}[n]$ — вероятность реализации значения n-случайной величины, распределенной по нормальному закону и имитирует нулевое математическое ожидание и единичную дисперсию, расчет $P^N_{n=1}[n]$ представляет собой стандартную операцию, осуществляемую на ЭВМ с помощью генератора случайных чисел (ГСЧ): N — число испытаний, которое в нашем примере равно 50; σ_{K_v} — задаваемое среднеквадратическое отклонение коэффициента вертикальной турбулентной диффузии.

По формулам (7) и (8) имеем

$$K_{vn} = \overline{K}_v + P_{n=1}^{N}[n] \cdot \sigma_{K_v}. \qquad (9)$$

Расчеты оценок математических ожиданий модулей скоростей течений — $\overline{m}_v$, среднеквадратических отклонений — $|\overline{\sigma}_v|$ и коэффициентов вариации — $(|\overline{\sigma}_v|/m_v)$ проводились для скоростей ветра $1 \div 30$ м/с через 1 м/с и глубин 0, 10, 25, 50 и 100 м для нескольких вариантов величин σ_{K_v}.

Расчет производился по следующей схеме.

Для определенного горизонта и скорости ветра вычислялись τ по формуле (6) и $\overline{K}_v$ по (5), затем для заданного значения σ_{K_v} находилась величина K'_{vn} по формуле (8) с использованием ГСЧ. По формуле (9) вычислялось полное значение K_{vn}, которое использовалось для расчета модуля скорости дрейфового течения V_n по выражению (3). После расчета 50 значений V_n находились обычным порядком величины:

$\overline{m}_v$ — оценка математического ожидания модуля скорости дрейфового течения;

$|\overline{\sigma}_v|$ — оценка среднеквадратического отклонения скорости дрейфового течения;

$\frac{|\overline{\sigma}_v|}{\overline{m}_v}$ — коэффициент вариации.

Расчеты повторялись для различных глубин, скоростей ветра и различных значений σ_{K_v} (рис. 1—8). Точность расчетов оценивалась по формуле [1, 4, 5]

$$r_N = 0{,}6745 \cdot \sqrt{\frac{\sigma^2_{K_v}}{N}},$$

где r_N — вероятная погрешность расчета; 0,6745 — числовой множитель, соответствующий коэффициенту доверия $\beta = 0{,}50$; $\sigma^2_{K_v}$ — задаваемая дисперсия коэффициента турбулентной диффузии; N — число испытаний.

Таким образом, относительная погрешность расчетов при $N = 50$ составляет $r_N/\sigma_{K_v} \approx 10\%$.

В результате выполненных расчетов получались зависимости: $|\overline{\sigma}_v| = f(\sigma_{K_v})$, $\overline{m}_v = f(\sigma_{K_v})$, $\frac{|\overline{\sigma}_v|}{\overline{m}_v} = f(\sigma_{K_v})$, которые представлены для некоторых скоростей ветра и для глубин 0 и 10 м на рис. 1—8. Такие зависимости дают возможность оценить погрешности (дисперсии) расчетов модели дрейфовых течений Экмана, если известны, хотя бы приближенно, погрешности (дисперсии) коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, входящего в уравнения модели. На основании полученных зависимостей можно сделать некоторые выводы.

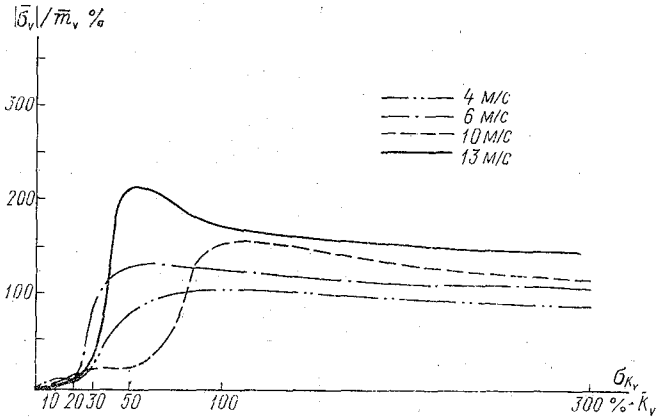


Рис. 1. График зависимости коэффициентов вариаций дрейфовых течений Экмана от σ_{k_v} для $w = 4$, 6, 10 и 13 м/с при $z = 0$

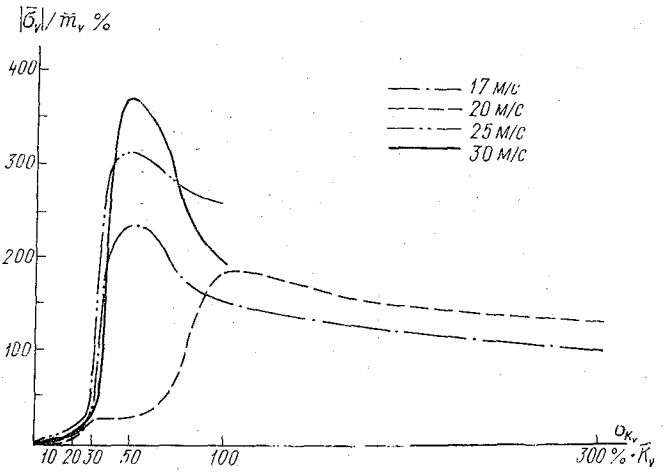


Рис. 2. Графики зависимости коэффициентов вариаций дрейфовых течений Экмана от σ_{k_v} для $w = 17$, 20, 25 и 30 м/с при $z = 0$ м

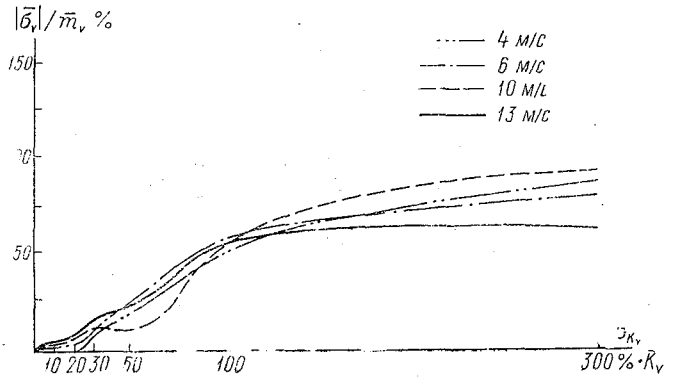


Рис. 3. Графики зависимости коэффициентов вариаций дрейфовых течений Экмана от σ_{k_v} для $w = 4$, 6, 10, 13 м/с при $z = 10$ м

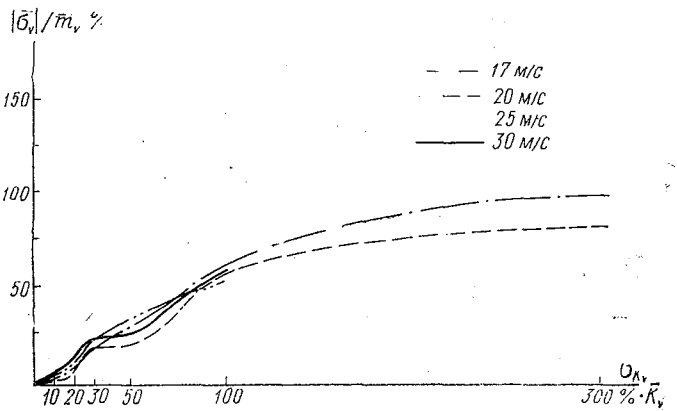


Рис. 4. Графики зависимости коэффициентов вариаций дрейфовых течений Экмана от σ_{k_v} для $w = 17$, 20, 25 и 30 м/с при $z = 10$ м

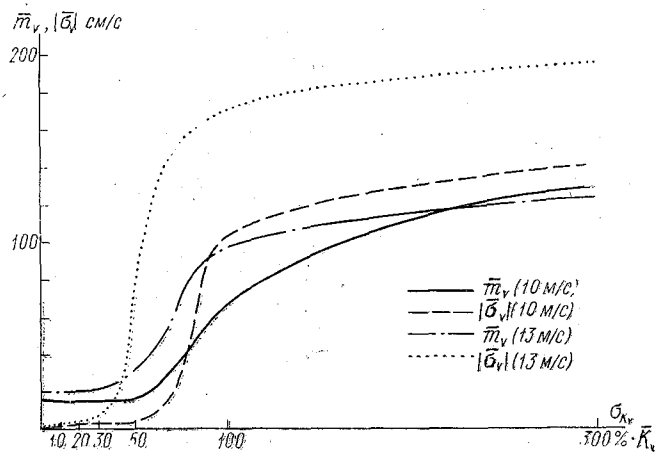


Рис. 5. Графики зависимости оценок математических ожиданий (m_v) и оценок дисперсий ($|\sigma_v|$) дрейфовых течений Экмана для $w = 10$ и 13 м/с при $z = 0$ м

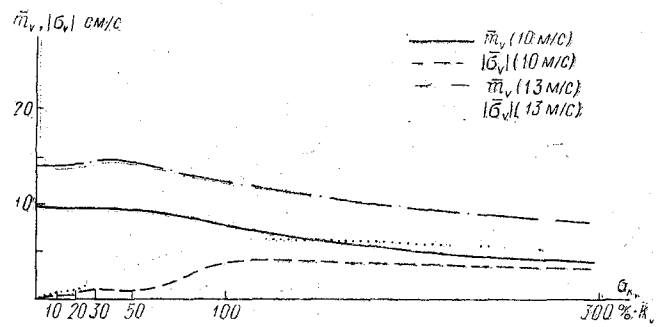


Рис. 6. Графики зависимости оценок математических ожиданий (m_v) и оценок дисперсий ($|\sigma_v|$) дрейфовых течений Экмана для $w = 10$ и 13 м/с при $z = 10$ м

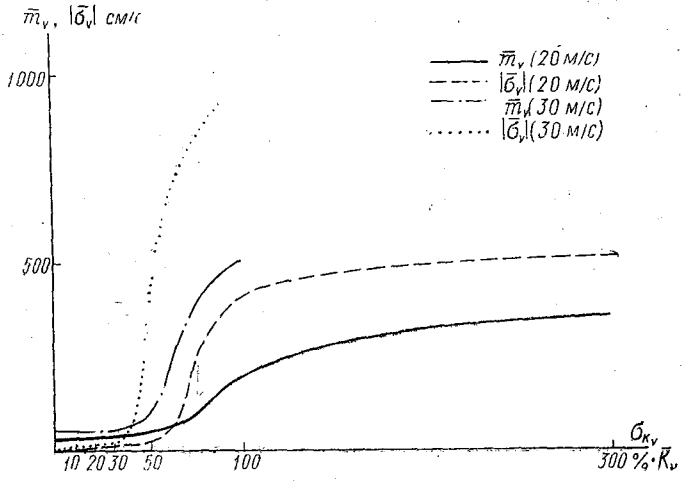


Рис. 7. Графики зависимостей оценок математических ожиданий (m_v) и оценок дисперсий ($|\bar{\sigma}_v|$) дрейфовых течений Экмана для $w = 20$ и 30 м/с при $z = 0$ м

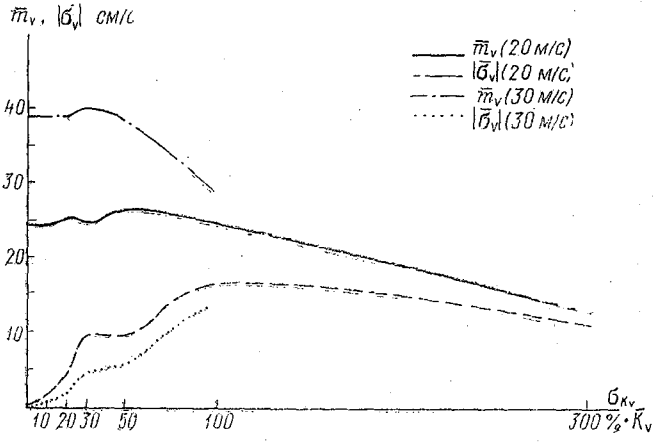


Рис. 8. Графики зависимостей оценок математических ожиданий (m_v) и оценок дисперсий ($|\bar{\sigma}_v|$) дрейфовых течений Экмана для $w = 20$ и 30 м/с при $z = 10$ м.

1. Дрейфовые течения Экмана на поверхности имеют максимальные возможные погрешности, причем, для течений, соответствующих скоростям ветра 4, 6, 13, 17, 25, 30 м/с, в их расчетах будет наблюдаться максимальный уровень погрешностей при погрешности коэффициента вертикальной турбулентной диффузии $\sigma_{K_v} = 50\% \cdot K_v$. Для скоростей течений, соответствующих ветру скоростью 10 и 20 м/с, максимальный уровень погрешностей будет наблюдаться при $\sigma_{K_v} = 100\% \cdot \overline{K}_v$. Графики коэффициентов вариации, данные на рис. 1—2, наглядно показывают, что область максимальных погрешностей скоростей течений для $z = O_м$ соответствует области от $\sigma_{K_v} = 40\% \cdot K_v$ до $\sigma_{K_v} = 130\% \cdot \overline{K}_v$.

2. Для поверхностных течений рост погрешностей происходит скачком либо при возрастании σ_{K_v} от $30\% \cdot \overline{K}_v$ до $50\% \cdot \overline{K}_v$, либо при возрастании σ_{K_v} от $60\% \cdot \overline{K}_v$ до $100\% \cdot \overline{K}_v$. Из расчетов следует, что скачкообразно возрастают как оценки математических ожиданий, так и оценки дисперсий скоростей течений.

3. На глубинах, например уже при $z = 10$ м, как видно из рис. 3, 4, 6, 8, погрешности в расчетах возрастают монотонно до уровня 100%. При больших σ_{K_v} (более $100\% \cdot \overline{K}_v$) дисперсия течений стабилизируется и составляет величину, равную примерно половине скорости течения. Дальнейший рост погрешностей в расчетах при стабильной дисперсии $|\overline{\sigma}_v|$ вызван уменьшением скоростей течений при возрастании σ_{K_v}.

Кроме того, зная возможные погрешности модели при определенных погрешностях задания коэффициентов, можно установить необходимую точность задания коэффициентов, обеспечивающую заданную точность модельных расчетов. Так, например, предположив, что если максимально возможная погрешность в расчетах скорости течения на поверхности при скорости ветра 30 м/с должна составлять не более 30%, то необходимо задавать коэффициент вертикальной турбулентной диффузии K_v с погрешностью не более 25%. Если же задание коэффициента вертикальной турбулентной диффузии в модели Экмана допускается с погрешностью 50%, то вероятная погрешность в расчете скорости течения при том же ветре 30 м/с достигнет уровня 380% (см. рис. 2).

Оценка границ применимости модели дрейфовых течений Экмана производится, таким образом, на основании учета и анализа вероятных погрешностей в расчетах модели, которые вызываются погрешностями в задании коэффициента вертикальной турбулентной диффузии.

Есть основания считать, что предложенный способ оценки границ применимости математической модели Экмана возможно использовать и для анализа других океанологических моделей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бусленко Н. П. и др. Метод статистических испытаний (Монте-Карло). — М.: Физматгиз, 1962. — 342 с.
2. Вентцель Е. С. Теория вероятностей (изд. 4-е). — М.: Наука, 1969. — 576 с.
3. Егоров Н. И. Физическая океанография (изд. 2-е). Л., Гидрометеоиздат, 1974. — 455 с.
4. Ермаков С. Л. Метод Монте-Карло и смежные вопросы (изд. 2-е). — М.: Наука, 1975. — 471 с.
5. Соболь И. М. Метод Монте-Карло (изд. 3-е). — М.: Наука, 1978. — 64 с.
6. Фельзенбаум А. И. Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений. М., изд. АН СССР, 1960. — 127 с.

УДК 551.46.09

Ю. П. ДОРОНИН, И. И. ВОЛКОВ,
П. П. ПРОВОТОРОВ, В. И. СЫЧЕВ (ЛГМИ)

ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОСВОЕНИЯ ЭНЕРГИИ ОКЕАНА

В последнее десятилетие во всем мире резко возрос интерес к изучению Мирового океана как источника энергии. Это обусловлено, главным образом, необходимостью освоить новые и мощные энергоресурсы взамен истощающихся традиционных — нефти, угля и газа. В немалой степени интерес этот предопределен и тем обстоятельством, что при современных темпах потребления сжигаемого топлива существует реальная опасность механического, теплового и химического загрязнения окружающей среды. Интенсивно возводимые ныне атомные электростанции хотя и не дают механических и газовых отходов, но по сравнению, например, с обычными ТЭЦ опасности теплового загрязнения не снижают [7]. Океанские электростанции, не использующие никакого топлива, а утилизирующие энергию естественных гидрофизических процессов, в значительной мере лишены указанных недостатков.

Наиболее перспективны для освоения запасы внутренней и химической энергии, часто называемые энергией температурных и соленостных градиентов, запасы энергии ветровых волн, стационарных течений и приливов. Каждый из них имеет свои физические и географические особенности, а также диапазон технических подходов к извлечению полезной энергии. Общие запасы возобновляющейся энергии [1, 12] и все более прогрессирующая технология ее извлечения позволяют надеяться, что океан сможет сыграть заметную роль в энергетическом обеспечении человечества.

Трудности в освоении энергоресурсов океана вызваны прежде всего малой плотностью энергии и вытекающими отсюда последствиями — громоздкостью технических устройств, высокой себе-

стоимостью вырабатываемой электроэнергии и т. п. В свою очередь плотность потока энергии ограничена физическими свойствами океанской воды как материальной среды. В данной статье на основе анализа отдельных видов энергии океана, принципов и технических способов преобразования ее в электрическую сформулированы нерешенные вопросы «энергетического» освоения океана и возможные пути их решения.

Тепловая энергия. Под ней принято понимать контрасты внутренней энергии, обусловленной разностью температуры воды. Сведения о запасах этой энергии, вычисленной по полю температуры во всем Мировом океане и отдельных его частях, весьма приблизительны и нередко противоречивы. Годовая ее мощность, пропорциональная разности теплосодержания в верхнем 1000-метровом слое между зоной теплых вод в полосе ±30° от экватора и зоной холодных вод в полосе 30—60° обоих полушарий, составляет около 10^{18} кВт·ч [4]; по данным же [12], годовой запас энергии в океане за счет температурных градиентов достигает 10^{15} кВт·ч. На картах-схемах тепловых ресурсов океана [1, 24] оконтуриваются экваториальные и тропические зоны, где вследствие неглубокого залегания главного термоклина, контрасты температур между поверхностными и глубинными (обычно 500 или 1000 м) горизонтами максимальны, а следовательно, в этих районах отмечается наибольшая плотность энергии. Заметим в этой связи, что запас тепла при температуре окружающей среды, т. е. в нейтрально стратифицированном океане, вообще не имеет никакой энергетической ценности, ибо согласно законам термодинамики из него нельзя получить сколько бы то ни было механической работы или электрической энергии.

Приводимые в литературе оценки запасов внутренней энергии в океане следует рассматривать как предельные. В действительности, учитывая потери при различного рода преобразованиях, полезная энергия составляет не более 3—5% от общего ее запаса. Однако общепризнанных методик расчета основных термодинамических характеристик океана — внутренней энергии, энтальпии, энтропии, полной потенциальной (лабильной) и доступной лабильной энергии для различного рода процессов в океане пока не разработано. Поэтому представляется важной задача получения достоверных оценок и схем распределения запасов различных видов энергии, с тем чтобы в районах с максимальной ее плотностью и скоростью возобновления часть энергии можно было бы преобразовать в электрическую без ущерба для состояния окружающей среды.

Идея об использовании разницы температур в океане для получения электрической энергии была выдвинута, как известно, еще в прошлом веке французским физиком Д'Арсенвалем, а ее техническое решение принадлежит Г. Клоду. Разработанные им проекты электростанций, использующих для работы тепловой машины поверхностную и глубинную морскую воду (источник тепла

и холода), оказались в 30—40-х гг. нашего столетия сложными и неэкономичными. Проекты океанских термальных станций получили развитие лишь в 70-х гг. (начало энергетического кризиса) в рамках так называемой программы ОТЕК [1, 11, 12, 14 и др.]. Особые надежды на станции системы ОТЕК возлагались в прибрежных и островных районах. Так, по плану Министерства энергетики США около 20% потребностей в электроэнергии этой страны к 2000 г. намечается покрыть за счет возобновляющихся источников энергии, в том числе океанских ТЭС, расположенных в притропической зоне.

К настоящему времени проведены всесторонние технико-экономические обоснования и построено несколько опытных установок системы ОТЕК, реализующих открытые или закрытые рабочие тепловые циклы. В установке с открытым рабочим циклом теплая морская вода в камере разрежения доводится до кипения. Образующийся пар вращает турбину, затем конденсируется за счет контакта с холодной водой, поднимаемой с глубины 500—1000 м. Более эффективными признаны станции, работающие по схеме замкнутого цикла и использующие в качестве рабочего тела жидкий аммиак или фреоны [11, 14]. В них теплая поверхностная вода обтекает змеевик, содержащий, например, жидкий аммиак, испаряющийся при тепературе 20—25° С. Пары аммиака проходят через турбину, а затем конденсируются в змеевиках, охлаждаемых водой, подаваемой насосами с глубины 500—1000 м.

Вследствие малой пространственной изменчивости удельной концентрации внутренней энергии суммарный КПД океанских ТЭС не превосходит 2—3%. Эксплуатация в течение длительного времени подобного рода систем возможна лишь при наличии течений, возобновляющих запасы тепла и восстанавливающих стратификацию температуры в районах ТЭС. Их размещение наиболее экономически целесообразно в тропических районах, где в слое 0—1000 м перепады температур достигают 20—25° С. Но и в этих условиях необходимо обеспечить прохождение через установку системы ОТЕК огромных объемов воды и теплоносителя, в результате чего океанские ТЭС должны иметь весьма внушительные размеры. Например, для обеспечения мощности в 100 МВт при $\Delta T = 10°$ С расход воды должен составить около 500 м^3/с [14].

Практический интерес представляют другие варианты исполнения океанских ТЭС и способы преобразования тепловой энергии океана в электрическую. Перспективны, например, системы для совместного использования тепловой энергии океана и солнечного излучения типа теплового насоса; проект ТЭС, по которому подъем холодной воды осуществляется с помощью эрлифта; океанская ТЭС с термоэлектрическим принципом преобразования разницы температуры слоев воды в электрическую энергию и др. [12, 14, 17]. Для районов высоких широт предложен полярный вариант исполнения системы ОТЕК, в котором используется теп-

ловой контраст между холодным атмосферным воздухом и относительно теплой подледной водой [5].

Из-за перемещения огромных объемов воды океанские ТЭС могут повлиять на погоду и климат не только в локальном, но и в глобальном масштабах. Возможно также значительное поступление в атмосферу углекислого газа, высвобождающегося при подъеме холодной воды [14]. Определенный вред будет наноситься и биологической среде. Следовательно, расценивать океан как реальный источник получения нетрадиционной энергии разумно будет лишь после комплексного изучения проблем, связанных с восстановлением гидрофизической структуры и сохранением окружающей среды.

Химическая энергия. Энергия, которая возникает за счет разности химических потенциалов между пресной и соленой водой, получила в литературе название энергии градиентов солености. В местах впадения рек в моря эта энергия является возобновляемой. Общие ее запасы столь же велики, как и тепловой [12].

Известны различные способы реализации энергии градиентов солености. Это использование осмотического давления между растворами с разной концентрацией солености, применение диалитических батарей, использование разности давления пара над поверхностью воды с разной соленостью, а также теплоты кристаллизации воды с разной соленостью. К настоящему времени наиболее изучен и проверен на практике, по крайней мере на уровне лабораторных экспериментов, способ использования осмотического давления, возникающего при отделении полупроницаемой мембраной концентрированного раствора от более слабого. Переход жидкости через мембрану продолжается, как известно, до выравнивания концентраций растворов или, при ограниченности их объемов, до тех пор пока разность гидравлических давлений ΔP в бассейнах по разные стороны мембраны не уравновесит осмотическое давление π. Собственно поэтому данный метод и называется «заторможенный давлением осмос» (ЗДО). Удельный поток жидкости через мембрану J при этом явлении выражается формулой

$$J = A(\pi - \Delta P), \qquad (1)$$

где A — константа проницаемости.

Осмотическое давление π в том случае, если одним из растворов является морская вода соленостью порядка $35^0/_{00}$, а другим — пресная вода, — составляет примерно $24 \cdot 10^5$ Н/м^2, что эквивалентно гидравлическому напору столба воды высотой в 240 м [21].

Второй способ получения электроэнергии основан на применении диалитических батарей. Используя мембраны, проницаемые для катионов и анионов, которые отделяют морскую воду от речной, можно непосредственно генерировать электрический ток [16]. Третий способ получения электроэнергии заключается в исполь-

зовании эффекта разности давления пара над водой с высокой и низкой соленостью или над морской и пресной водой. При одинаковой температуре давление пара над рассолом меньше, чем над пресной водой. Поэтому поток пара, который возникает при соединении верхних частей резервуаров с рассолом и пресной водой, может вращать турбину. В работе [19] утверждается, что один грамм воды переносит более девяти калорий между пресной водой и рассолом (исключая скрытую теплоту).

Для исследования эффективности получения энергии по данному методу, называемому методом «обратного сжатия пара», была построена экспериментальная камера и небольшая модель [19]. Выход энергии достигал 7 Вт с 1 м^2 теплообменной поверхности при температуре воды, равной 40° С. Трудность использования этого метода заключается в том, что пар переносит из отсека пресной воды в отсек соленой воды скрытую теплоту конденсации. Если эту теплоту не возвращать назад, поток пара будет уменьшаться и затем прекратится. Чтобы пар отвести, требуется дополнительная энергия для создания вакуума в камере.

Наиболее перспективными методами получения электроэнергии за счет градиентов солености считают ЗДО и реверсивный электродиализ. Для получения электроэнергии по обоим этим методам необходимо создание селективных мембран, разработка которых в настоящее время находится на лабораторном уровне. К числу других проблем, которые должны быть исследованы, относятся: поведение мембран в соленой воде, подведение и отвод потоков воды с обеих сторон мембран, а также разработка методов предварительной обработки воды и рассола. Кроме того, предстоит решить вопросы заиления, биологического засорения и очистки устройств.

Энергия ветровых волн. Для ее оценки в первом приближении используется линейная теория волн. Кинетическая, потенциальная и полная энергия, а также ее мощность, приходящаяся на единицу длины волны, определяются по известным формулам.

Оценки энергии и мощности волн Мирового океана весьма противоречивы. Так, по данным [13], мощность волн Мирового океана равна $2{,}5 \cdot 10^{15}$ кВт, по данным же [25], эта величина составляет в среднем $6 \cdot 10^{15}$ кВт. Согласно работе [12] энергия волн Мирового океана составляет 10^{20} Дж/год. Другой характеристикой энергии волн является удельная мощность фронта волны, которая по данным работы [18] колеблется в Мировом океане от 10 до 100 кВт/м.

Вопросам использования энергии волн в последние годы уделяется значительное внимание. В Великобритании по данной проблеме в настоящее время работает 150 научных и конструкторских групп. Основное внимание исследователей направлено на создание преобразователей энергии морских волн. Отметим, что

только в Великобритании, начиная с 1860 г., запатентовано более 350 преобразователей.

Достоинством использования волновой энергии является ее возобновляемость, близость «источника» энергии от берегов, возможность получения максимального количества электроэнергии в осенне-зимний период, когда потребности в электроэнергии возрастают, а ее выработка гидростанциями снижается.

К факторам, ограничивающим использование волновой энергии, следует отнести ее малую плотность, сильную изменчивость во времени, перерывы в эксплуатации в период ледостава в замерзающих морях, трудные условия эксплуатации, особенно в периоды штормов. Однако основным сдерживающим фактором является отсутствие экономичных преобразователей.

Для снижения себестоимости электроэнергии должны быть решены следующие проблемы: разработка наиболее оптимального принципа преобразования энергии волн, который позволил бы отбирать, преобразовывать и передавать электроэнергию на берег с высоким КПД; защита волновых ЭС во время шторма; разработка экономичной технологии изготовления строительных материалов, способных длительное время находиться в морской воде. Кроме того, должны быть исследованы экологические факторы строительства волновых ЭС. При решении всего комплекса проблем и надлежащем выборе участков для размещения волновых ЭС, использование энергии волн может быть экономически оправданным и конкурентоспособным относительно традиционных источников энергии.

Энергия течений. Имеющиеся в литературе сведения об энергетическом потенциале океанских течений получены в предположении о пропорциональности удельной энергии потока квадрату его средней скорости. Годовой поток энергии крупно- и среднемасштабных течений оценивается в 10^{18} Дж [12]. Но эта энергия очень рассеяна, поскольку лишь отдельные сильные потоки прослеживаются в открытом океане, преимущественно вдоль его западных границ. Так, энергетический потенциал Гольфстрима оценивается в $2 \cdot 10^9$ Вт [17] при скорости 2 м/с, ширине 50 км, вертикальной протяженности 120 м. Средняя кинетическая энергия течений поверхностного слоя Тихого океана, рассчитанных по методу А. С. Саркисяна [3], составляет всего 10 Дж/м^3. Поскольку средние течения не отражают истинной картины циркуляции вод, то подобные оценки мало что дают, особенно для понимания энергетики течений мезо- и синоптического масштабов. Так, по подсчетам [23], в поверхностном слое отношение энергии средних течений к энергии вихрей на преобладающей части акватории Мирового океана не превосходит одной десятой.

Ввиду низких значений удельной плотности и емкости энергии течений, перспективы использования их менее привлекательны по сравнению, например, с тепловой или волновой энергией. Необходимые для этой цели гидротурбины неконкурентоспособны по

эффективности с системами преобразования тепловой энергии океана. И лишь в районах сильных постоянных потоков возможна реализация предложенных к настоящему времени немногочисленных технических проектов. Например, предельный энергетический потенциал Флоридского течения

$$N \approx 0{,}3\,\rho u^3 \cdot A \cdot \Delta u \cdot \eta_m \cdot \eta_e \qquad (2)$$

оценивается в $2{,}5 \cdot 10^{10}$ Вт [15]. Здесь A — выходная площадь турбины; Δu — приращение скорости за счет трубы; η_m и η_e — механический и электрический КПД ротора и генератора. Проведенные технико-экономические исследования по освоению энергии Флоридского течения [15] подтвердили осуществимость соответствующей программы. К аналогичному выводу пришли авторы [20], выполнившие подсчеты энергетического потенциала Восточно-Австралийского течения и обсудившие варианты размещения в нем гидротурбин.

Таким образом, в узкостях, в районах сильных приливных и постоянных течений возможность преобразования кинетической энергии движущейся воды в электрическую вполне реальна. Но в бо́льшей степени важность детального изучения энергетики общей циркуляции океана обусловлена доминирующей ролью поля скорости течений в формировании других гидрофизических полей. Несмотря на то, что в океане отношение кинетической энергии к лабильной не превосходит нескольких процентов, исследование балансов всех форм океанской энергии возможно лишь при учете течений.

Энергия приливов. В отличие от других океанских энергоисточников история использования приливной энергии составляет около тысячелетия. Первые установки представляли собой приливные мельницы небольшой мощности. В настоящее время завершены или же находятся в стадии разработки проекты приливных электростанций мощностью в сотни и тысячи мегаватт. В них используется традиционный способ преобразования энергии напора воды по принципу речного водотока с помощью низконапорных установок. Кроме того, считается возможным использование колебаний уровня приливных течений и изменения давления жидкости при прохождении приливной волны.

Для оценки роли приливной энергии в мировом энергопотенциале, как и других возобновляющихся источников, приводят величину общего энергетического потенциала приливной волны, составляющую $3 \cdot 10^{12}$ Вт [17]. Это значение уступает другим океанским источникам, но приливы отличаются более высокой по сравнению с ними концентрацией энергии. Подобное свойство дало основание считать, что мощность приливных энергетических установок может достигать 10^8—10^{10} Вт, превышая возможности индивидуальных установок, использующих другие виды возобновляющейся энергии океана.

Глобальные последствия, связанные с изъятием такого количества энергии приливной волны, можно оценить по диссипации

энергии. Залуживающим признания может считаться объяснение ее влияния на замедление вращения Земли, а также увеличение расстояния между Луной и Землей. Тогда, считая возможным изъятие энергии, соизмеримой с величиной диссипации ($2{,}6—3{,}0 \cdot 10^{12}$ Вт), оценивают увеличение земных суток на 40 мкс, а диаметр орбиты Луны приблизительно на 6 см в год [9], что не может существенно повлиять на жизнь нашей планеты.

Приводимые в литературе оценки не дают точного ответа на вопрос, насколько мощным источником может служить энергия приливов. Объективный ответ могут дать расчеты возможной энергии приливов непосредственно для исследуемого бассейна на основе общих представлений или с помощью выражений, используемых в гидроэнергетике [2, 6].

Детально изучены причины, усложняющие использование приливной энергии и связанные с неравномерностью и периодичностью приливов. Гораздо более трудным является выбор подходящих участков для сооружения крупных ПЭС, хотя к настоящему времени практически все потенциальные участки выявлены и изучены. При экономическом обосновании необходим учет ряда естественных факторов. В первую очередь это касается оценки минимальной величины прилива, при которой целесообразно использование его энергии. Считается, что полезное использование приливной энергии становится технически осуществимым на участках с величиной прилива, превышающей 3 м [22]. Тем не менее известен опыт использования незначительной величины прилива (0,8—1,8 м) для работы ПЭС малой мощности (15—60 кВт) в Китае [2].

При непосредственном проектировании приливных сооружений особое место занимает определение влияния уровня локального резонанса на характер потенциала приливной энергии. При этом существующие аномальные амплитуды приливов могут быть результатом локальных резонансов, а явный поток энергии является видимой рециркуляцией энергии в приливном бассейне, попытка изъятия которой приведет к уменьшению амплитуды. Подобным примером может служить сооружение ПЭС на реке Ранс, при котором уменьшение амплитуды привело к снижению потока энергии до 80% от величины, соответствующей начальной амплитуде.

В настоящее время проектирование ПЭС невозможно без проведения численных экспериментов по определению вероятных локальных резонансов и связанных с ними изменений амплитуд. Многочисленные эксперименты сопровождают проекты ПЭС в бухте Пассамакуоди залива Фанди [8, 10]. Основной проблемой при решении численных задач остается выбор модели, описывающей с достаточной точностью поле главной гармоники приливной волны. Практически не исследована возможность численного моделирования для случая смешанных приливов, не определена точность аддитивного закона для получения результирующего прилива. Значительными трудностями сопровождается определе-

ние размеров области, в которой формируется собственный прилив бассейна при хорошем водообмене с соседней акваторией.

В результате при проектировании ПЭС оказывается трудно предусмотреть возможные изменения приливного режима, а следовательно, экологические последствия строительства. Кроме того, стоимость электроэнергии приливных установок все еще превышает стоимость электроэнергии даже атомных электростанций. Поэтому в настоящее время интенсивная разработка проектов ПЭС ведется для районов, где их сооружение экономически оправдано: в заливе Фанди, в устьях рек Северн и Мезень. Но и в этом случае основная проблема заключается в трудностях покрытия начальных издержек на их сооружение. Тем не менее неоценимое преимущество приливов, как возобновляющегося источника энергии, позволяет надеяться на успешную реализацию проектов использования приливной энергии уже в текущем столетии.

Таковы основные проблемы, связанные с освоением энергии океана. Несомненно, что дальнейшее изучение Мирового океана позволит выявить области с наибольшей плотностью энергии, а развитие техники даст возможность преобразовать ее в электрическую с экономически эффективным КПД.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акуличев В. А. Океан и энергетика. Природа, № 8, 1979, с. 29—37.
2. Бернштейн Л. Б. Приливные электростанции в современной энергетике. — М.: Госэнергоиздат, 1961. — 272 с.
3. Галеркин Л. И., Гриценко А. И. Статистика поля циркуляции Тихого океана. Докл. АН СССР, т. 251, № 5, 1980, с. 1254—1257.
4. Лаппо С. С. Энергетические оценки некоторых потенциалов и процессов в Мировом океане. В кн.: Среднемасштабные динамические процессы океана, возбуждаемые атмосферой. — М.: Наука, 1979, с. 140—165.
5. Марочек В. И., Соловьев С. П. Пасынки энергетики. — М., Знание, серия Техника, № 5, 1981. — 53 с.
6. Некрасов А. В. Приливные волны в окраинных морях. — Л.: Гидрометеоиздат, 1975. — 247 с.
7. Скалкин А. В., Канаева А. А., Копп И. З. Энергетика и окружающая среда. — Л.: Энергоиздат, 1981. — 280 с.
8. Garrett C. Tidal resonance in the Bay of Fundy and Gulf of Maine. Nature, vol. 238, no. 5365, 1972, p. 411—443.
9. Goldreich P. Tides and Earth-Moon system. Scient. Amer., 226, 5, no. 42, 1972.
10. Greenberg D. Mathematical studies of tidal behavior in the Bay of Fundy. Manuscr. Rep. Ser. no. 46, 1977, p. 127.
11. Hall D. M. Electricity from seawater. Surveyor, vol. 14, no. 2, 1980, p. 20—26.
12. Isaacs J. D., Schmitt W. R. Ocean energy: Forms and prospects. Science, vol. 207, no. 4428, 1980, p. 265—273.
13. Isaacs J. D., Seymour R. J. The ocean as a power resource. Int. Journ. Environmental Studies. 1973, vol. 4, p. 201—205.
14. Lavi A. Ocean thermal energy conversion: A general introduction. Energy (UK), vol. 5, no. 6, 1980, p. 469—480.
15. Lissaman P. B. S. The Coriolis Program. Oceanics, vol. 22, no. 4, 1979, p. 23—28.
16. Loeb S. et al. Salinity power, potential and srocesses. Adv. Oceanogr., New York, London, 1978, p. 267—288.
17. Moralee D. Energy from the sea. Electronics and Power, vol. 27, no. 7, 1979, p. 494—501.

18. Newman I. N. Power from ocean waves. Oceanics. 1979—1980, vol. 22, no. 4, p. 38—45.
19. Olsson M. et al. Salinity gradient power: utilizing vapor pressure difference. Science, 1979, vol. 206, no. 4417, p. 452—454.
20. Thomson K. D. The power potential of coastal currents on Eastern and Southern Australia. vol. 5, 1980, p. 1—7.
21. Vick G. L. Power from salinity gradients. Energy, 1978, vol. 3, no. 1, p. 95—100.
22. Voss A. Waves, currents, tides — Problems and prospects. Energy. vol. 4, no. 5, 1979, p. 823—831.
23. Wyrtki K., Magaard L., Hager J. Eddy energy in the Oceans. J. Geophys. Res., vol. 81, no. 15, 1976, p. 2641—2646.
24. Wolf P. M., Lewis L. W. Thermal resource availability. Energy (UK), vol. 5, no. 6, 1980, p. 525—528.
25. Woodbridge D. D. Ocean energy unlimited. Energy Technology, Washington, 1978, vol. 5, p. 664—674.

УДК 551.465

Е. И. СЕРЯКОВ (ЛГМИ)

МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

Исследование долгопериодной изменчивости поля температуры воды в океане и выяснение тенденций развития тепловых процессов полезны при решении задачи крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы, а также для разработки методов долгосрочных гидрометеорологических прогнозов.

Наряду с комплексными экспедиционными исследованиями по изучению причин образования аномальных условий в океане, предложено несколько моделей, объясняющих долгопериодные колебания в тепловом режиме отдельных океанов [1—5; 14—15]. Однако причины формирования крупных аномалий в поле температуры воды Северной Атлантики за отдельные годы не всегда удается установить и поэтому не представляется возможным прогнозировать перемещение очагов положительных или отрицательных аномалий температуры воды.

Задачи данного исследования состояли в анализе межгодовых колебаний полей температуры воды поверхностного слоя, в количественной оценке аномальности полей среднемесячной температуры воды и установлении цикличности тепловых процессов в Северной Атлантике.

В предыдущих работах по изучению межгодовых изменений температуры воды данного района обычно использовались материалы по квадратам Смеда и судам погоды [6—12]. Так по наблюдениям судов погоды, расположенных в системе течений Гольфстрим, установлено, что в 1955 г. прослеживалось понижение температуры воды, достигшее минимальной величины к началу 70-х годов. Однако следует заметить, что в самых северных

районах (суда погоды «*А*», «*В*») до середины 60-х годов температура воды повышалась, но затем также начала резко понижаться. Особенно заметно похолодание прослеживалось в летние месяцы, так, например, в районе судна погоды «*Д*» температура воды в 1951—1955 гг. была больше на 2,4° С чем в 1966—1970 гг. Это дало основание полагать, что в начале 70-х годов тепловое состояние значительной части Северной Атлантики было близко к режиму, наблюдавшемуся в «малый ледниковый период» (XVII—XIX вв.), [7, 13].

Статистический анализ длительных рядов наблюдений показал, что преобладают колебания от 3 до 9 месяцев, а также 2—3-летние. Как известно квазидвухлетний цикл четко наблюдается в изменчивости стратосферных ветров в экваториальной зоне. Проявление этого цикла отмечено в атмосферной циркуляции тропосферы и изменчивости основных течений в тропических районах океанов.

В работе [8] указывалось, что возникновение крупных аномалий температуры воды в районе отдельных судов погоды связано с фазами квазидвухлетней цикличности ветра в экваториальной стратосфере. Обнаружено заметное уменьшение аномалий температуры воды поверхностного слоя в периоды смены фаз ветра в экваториальной стратосфере.

В данной работе для анализа многолетних колебаний тепловых процессов в Северной Атлантике были использованы материалы о среднемесячной температуре воды поверхностного слоя с 1957 по 1979 гг. для 101 пятиградусного квадрата (рис. 1).

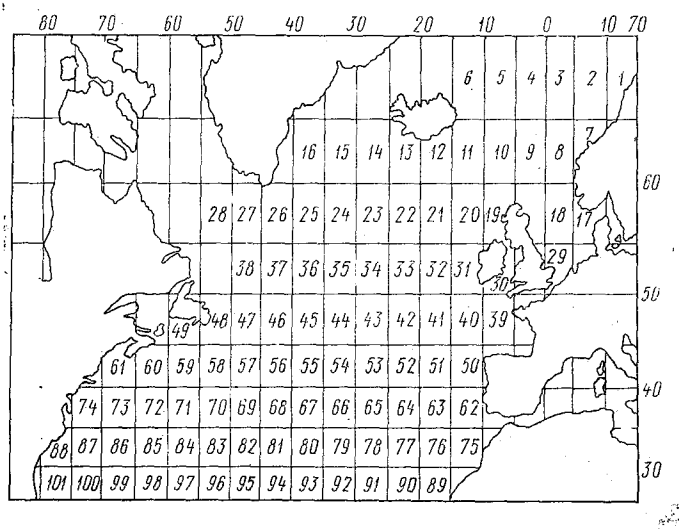


Рис. 1. Номера пятиградусных квадратов, по которым рассчитывались параметры аномальности

Для количественной оценки особенностей полей температуры воды вычислен параметр аномальности K по формуле Багрова

$$K = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} \left(\frac{\Delta_i}{\sigma_i} \right)^2 \ldots, \qquad (1)$$

где Δ — аномалия элементов в какой-то точке; σ — среднеквадратическое отклонение элементов; N — количество точек.

Таблица 1

Параметр аномальности K среднемесячной температуры воды поверхностного слоя Северной Атлантики

Год	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1957	0,97	1,26	1,00	1,26	0,97	1,23	1,05	0,79	0,99	1,09	0,67	0,89
1958	0,96	1,54	1,34	1,33	1,50	1,34	1,20	1,08	1,16	0,90	0,75	1,18
1959	0,76	1,08	1,41	1,04	1,33	0,63	0,92	0,79	1,26	1,09	0,98	1,17
1960	1,02	0,71	0,65	0,71	0,97	1,04	0,91	0,92	0,75	1,16	1,43	1,10
1961	1,26	1,12	1,22	1,33	1,15	0,93	0,77	0,87	0,72	1,55	1,23	1,10
1962	1,12	0,75	0,92	1,43	1,35	1,65	1,33	1,97	1,99	1,37	1,84	1,72
1963	1,79	1,49	1,48	0,64	0,89	0,95	0,74	0,92	1,27	1,06	0,69	0,69
1964	0,65	0,71	0,63	0,53	0,71	0,79	0,63	0,70	0,89	0,59	0,70	1,13
1965	1,17	1,22	0,58	0,84	0,85	0,82	0,70	0,65	0,63	0,64	0,75	0,67
1966	0,65	0,92	0,61	0,78	0,70	0,95	0,89	0,68	0,76	0,78	0,78	0,78
1967	0,62	0,44	0,68	0,74	0,75	0,67	0,93	0,78	0,69	0,78	0,93	0,72
1968	0,73	0,72	0,82	0,95	0,70	0,77	1,08	1,43	0,99	0,95	1,04	0,83
1969	0,76	0,87	1,35	0,97	0,96	1,02	1,32	1,01	0,78	0,65	0,65	0,64
1970	0,97	0,62	0,70	0,68	0,55	0,65	0,69	0,55	0,66	0,57	0,70	0,73
1971	0,71	0,77	0,71	0,89	0,94	1,04	0,73	0,84	0,63	0,98	1,02	0,92
1972	0,65	0,99	0,69	1,08	1,48	1,53	1,61	1,49	1,12	0,75	1,09	1,10
1973	0,74	0,98	0,68	0,71	0,83	1,02	0,70	0,75	1,09	0,69	0,87	1,14
1974	0,59	0,84	0,54	0,82	1,67	2,91	2,02	1,64	1,91	0,96	0,37	0,77
1975	0,78	1,13	0,75	0,72	1,17	0,82	1,24	0,88	0,46	0,69	1,32	0,63
1976	0,64	0,70	0,50	0,60	0,70	0,52	0,56	0,79	0,85	0,99	1,30	1,01
1977	0,83	1,08	0,86	0,60	0,70	0,52	0,56	0,79	0,85	0,73	0,99	0,87
1978	1,07	1,01	0,82	0,68	0,72	0,71	1,03	0,44	1,56	0,82	2,20	1,56
1979	1,41	0,96	0,69	0,75	1,29	1,16	1,45	1,01	0,82	1,29	1,39	1,40

Параметр аномальности K характеризует лишь величину аномалии среднемесячной температуры воды в пятиградусном квадрате без учета ее знака. Этот параметр аномальности позволяет судить о степени аномальности поля температуры воды в целом для всей рассматриваемой акватории. В табл. 1 приведены вычисленные по формуле (1) параметры аномальности среднемесячных полей температуры воды поверхностного слоя для 101 пятиградусного квадрата, а также заимствованные из работы [13].

Анализ табл. 1 показывает, что параметр аномальности существенно меняется во времени. Максимальные величины параметра K за рассматриваемый ряд наблюдались в течение всего 1962 г. и на протяжении большей части 1972, 1974, 1978 и 1979 гг. Экстремальные величины параметра K в 65% случаев наблюдались в теплые полугодия. Большая аномальность в летние месяцы вызвана прежде всего изменчивостью адвективной составляющей. Вклад адвективных факторов в формирование аномалий температуры воды особенно существенен летом. Анализ экстремальных параметров аномальности наводит на мысль, что это обусловлено преобладанием меридиональных форм циркуляции атмосферы.

Слабая степень аномальности поля температуры воды отличалась достаточно отчетливо в 1964 и 1970 гг. Одной из важных причин малой аномальности полей температуры воды в вышеуказанные годы следует считать отсутствие существенной перестройки общей циркуляции атмосферы.

Для характеристики преобладающего знака аномалий был рассчитан параметр $\rho_{\Delta t_w}$, определяемый по формуле

$$\rho_{\Delta t_w} = \frac{n_+ - n_-}{n_+ + n_-} \cdot , \qquad (2)$$

где n_+ — число пятиградусных квадратов с положительной аномалией температуры воды; n_- — число пятиградусных квадратов с отрицательной аномалией.

С помощью параметров $\rho_{\Delta t_w}$ были достаточно объективно выделены годы с повышенным и пониженным теплосодержанием всей рассматриваемой акватории Северной Атлантики (табл. 2).

Из табл. 2 видно, что теплыми в гидрологическом отношении можно считать следующие годы; 1958, 1960, 1961, 1966, 1969, 1970, 1973, 1975, 1977—1979. К холодным годам по параметру $\rho_{\Delta t_w}$ следует отнести такие годы, как 1962, 1965, 1967, 1971, 1972 и 1974.

Аналогичный анализ был выполнен на основе параметра $\rho_{\Delta t_a}$ для тех же пятиградусных квадратов Северной Атлантики (табл. 3).

Таблица 2

Параметр $\rho_{\Delta t_w}$ для среднемесячной температуры воды поверхностного слоя 101 пятиградусного квадрата Северной Атлантики

Год	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1957	−0,20	−0,20	0,08	−0,14	0,01	−0,02	0,18	0,15	0,16	0,11	0,12	0,18
1958	0,01	0,11	0,19	0,06	0,09	0,27	0,22	0,08	0,01	−0,06	−0,30	0,40
1959	0,06	−0,03	−0,11	0,10	−0,28	0,01	−0,09	0,01	−0,01	0,27	0,16	0,16
1960	0,33	−0,12	0,15	0,15	0,50	0,56	0,55	0,81	0,54	0,39	0,27	−0,01
1961	0,38	0,33	0,67	0,43	0,42	0,16	0,16	0,21	−0,02	−0,32	0,02	−0,02
1962	−0,70	−0,20	−0,38	−0,47	−0,66	−0,73	−0,32	−0,58	−0,61	−0,58	−0,51	−0,52
1963	−0,53	−0,48	−0,44	−0,18	−0,35	−0,18	0,06	0,01	−0,13	−0,07	0,07	0,06
1964	−0,18	0,24	−0,12	−0,46	0,30	−0,22	−0,30	−0,18	−0,22	−0,27	−0,28	−0,24
1965	−0,37	−0,52	−0,20	−0,10	−0,08	0,04	−0,34	−0,28	−0,22	−0,11	−0,21	−0,10
1966	−0,30	−0,06	−0,11	0,25	0,08	0,08	0,02	−0,03	0,24	0,30	0,12	0,14
1967	0,24	0,22	0,04	0,15	−0,41	−0,45	−0,22	−0,24	−0,12	−0,21	−0,10	−0,30
1968	−0,29	−0,17	−0,36	−0,17	−0,32	−0,33	−0,10	0,12	0,15	0,23	0,26	0,27
1969	0,38	0,32	0,26	0,16	0,09	0,10	0,30	0,42	0,30	0,25	0,36	0,38
1970	0,36	0,17	0,22	0,26	0,14	−0,06	−0,18	−0,04	0,21	−0,04	0,27	0,29
1971	0,29	−0,29	−0,33	−0,58	−0,26	−0,17	−0,30	−0,36	−0,26	−0,15	−0,09	−0,20
1972	0,11	−0,08	−0,15	−0,34	0,09	−0,11	−0,29	−0,37	−0,43	−0,55	−0,68	−0,37
1973	−0,09	0,12	0,25	−0,23	−0,15	−0,05	0,15	0,24	−0,05	0,12	0,47	−0,29
1974	−0,02	−0,26	−0,37	−0,34	−0,39	−0,44	−0,43	−0,39	−0,10	−0,35	−0,03	−0,26
1975	−0,28	−0,50	0,08	−0,47	0,08	0,13	0,14	0,40	0,41	0,46	0,19	0,54
1976	0,32	−0,04	−0,36	−0,40	−0,30	−0,08	0,12	0,23	0,3[illegible]	0,47	0,52	0,32
1977	0,54	0,39	0,36	0,34	0,18	0,20	−0,10	0,34	0,17	0,43	0,39	0,62
1978	0,49	0,46	0,39	0,36	0,26	0,17	0,17	0,40	0,36	0,62	0,21	0,36
1979	0,36	0,56	0,36	0,41	0,26	0,20	0,18	0,36	0,41	0,61	0,58	0,57
1980	0,56	0,50	0,54	0,37								

Таблица 3

Параметр $\rho_{\Delta t_a}$ для среднемесячных полей температуры воздуха в приводном слое

Год	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1957	—0,08	—0,01	0,0	—0,14	—0,07	—0,10	0,29	0,30	0,33	—0,02	—0,01	0,19
1958	0,18	0,22	0,40	0,08	0,20	0,35	0,23	0,28	0,14	0,29	0,40	0,15
1959	—0,06	0,01	—0,07	0,11	—0,35	0,21	—0,07	—0,03	—0,13	—0,01	0,17	0,21
1960	0,41	0,02	0,12	0,15	6,50	0,48	0,41	0,54	0,48	0,36	0,34	—0,02
1961	0,19	0,25	0,36	0,20	0,21	—0,10	—0,11	0,10	0,02	—0,41	—0,27	—0,19
1962	—0,08	0,06	—0,44	—0,47	—0,72	—0,83	—0,37	—0,87	—0,63	—0,49	—0,50	—0,25
1963	—0,37	—0,25	—0,18	0,05	—0,21	—0,09	—0,15	—0,09	—0,07	—0,03	0,15	—0,05
1964	0,17	0,40	—0,11	—0,13	0,38	0,32	—0,16	0,01	—0,04	—0,11	0,20	0,19
1965	—0,11	—0,17	0,16	0,08	—0,06	—0,02	—0,18	0,10	0,05	0,12	—0,21	0,09
1966	0,14	0,05	0,14	0,12	0,18	—0,01	0,19	0,34	0,22	0,24	0,18	0,02
1967	0,42	0,11	—0,14	—0,25	—0,34	—0,28	—0,08	—0,19	0,04	—0,18	—0,04	—0,10
1968	—0,25	—0,27	—0,39	—0,15	—0,07	—0,10	0,10	0,05	0,19	0,31	0,07	0,12
1969	0,21	0,04	0,25	0,18	0,05	0,25	0,38	0,33	0,19	0,19	—0,28	0,01
1970	0,04	—0,06	0,01	0,23	0,21	0,09	0,02	0,03	0,13	—0,04	—0,12	0,04
1971	0,16	—0,14	—0,02	—0,43	—0,20	—0,12	—0,17	—0,32	—0,12	0,08	—0,14	0,10
1972	0,22	—0,22	—0,11	—0,14	0,03	—0,19	—0,34	—0,56	—0,36	—0,46	—0,61	—0,42
1973	—0,18	0,06	0,37	—0,39	—0,21	0,18	—0,47	0,07	—0,11	0,0	0,63	—0,42
1974	—0,18	—0,08	—0,24	—0,21	—0,29	—0,17	—0,27	—0,52	—0,38	—0,43	—0,73	—0,02
1975	—0,41	—0,59	—0,19	—0,71	—0,23	0,0	—0,13	—0,18	—0,39	0,17	—0,08	—0,57
1976	—0,11	—0,50	—0,42	—0,30	—0,57	—0,34	—0,22	—0,19	—0,64	—0,07	—0,27	—0,36
1977	—0,24	—0,02	0,47	—0,19	—0,14	—0,03	—0,29	—0,43	—0,10	0,20	0,30	—0,18
1978	—0,34	0,25	—0,03	0,27	0,13	0,10	—0,60	0,23				

Обращает на себя внимание тот факт, что экстремальные годы по термическому режиму в атмосфере совпадают с идентичными годами в гидросфере. В межгодовом ходе параметров $\rho_{\Delta t_w}$ и $\rho_{\Delta t_a}$ наблюдалась синхронность их колебаний и только при больших величинах этих параметров она нарушалась. Кроме того, в изменчивости параметров $\rho_{\Delta t_w}$ и $\rho_{\Delta t_a}$ прослеживается 2—3-летняя цикличность, обусловленная действием Северо-Атлантического колебания.

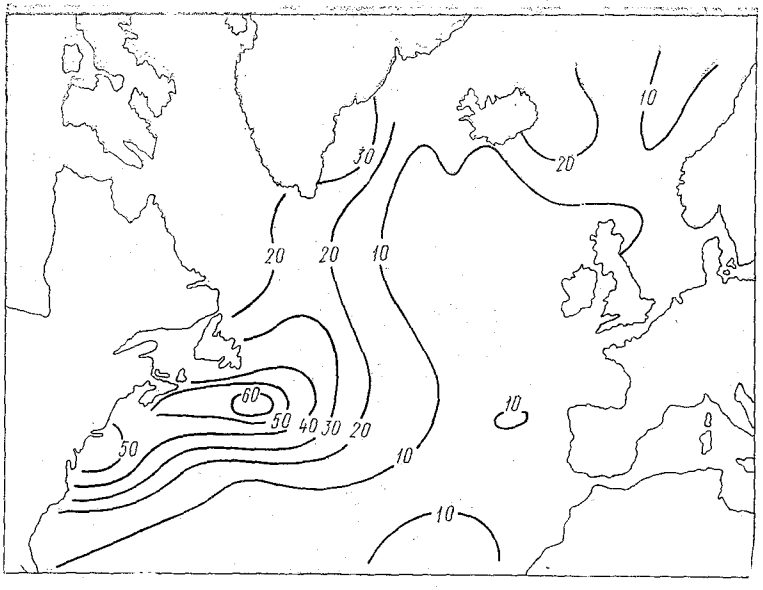


Рис. 2. Карта повторяемости $\Delta t_w > 1°$ С

Для изучения пространственной изменчивости термического режима Северной Атлантики была построена карта повторяемости $\Delta t > 1°$ С (рис. 2). Наибольшая повторяемость значительных аномалий температуры воды поверхностного слоя, достигающая 50—60%, прослеживается в Гольфстриме. На остальной акватории повторяемость крупных аномалий изменяется от 10 до 20%.

Средняя непрерывная продолжительность крупных аномалий температуры воды составляет около 3 месяцев, однако у побережья США максимальная непрерывная продолжительность как положительных, так и отрицательных аномалий достигала 27 месяцев. Итак, крупные аномалии полей температуры воды поверхностного слоя обычно наблюдались при преобладании меридиональности в атмосферной циркуляции над акваторией Северной

Атлантики. Экстремальные величины параметра аномальности тепловых условий чаще всего прослеживались в летние месяцы.

С начала 50-х годов в большинстве районов Северной Атлантики наблюдалось понижение теплового фонда, которое продолжалось до середины 70-х годов, С 1975 по 1980 гг. тепловое состояние в целом всего рассматриваемого района можно отнести по параметру $\rho_{\Delta t_w}$ к теплым годам. Это изменение тенденции в тепловых процессах Северной Атлантики согласуется с наметившейся тенденцией с середины 70-х годов потепления климата в северном полушарии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дуванин А. И. О модели взаимодействия между процессами в океане и атмосфере. — Океанология, 1968, вып. 4, с. 571—588.
2. Марчук Г. И. Физика атмосферы и океана и проблема прогноза погоды. Метеорология и гидрология, 1976, № 10, с. 3—10.
3. Марчук Г. И. Моделирование изменений климата и проблема долгосрочных прогнозов погоды. — Метеорология и гидрология, № 7, 1979, с. 25—37.
4. Николаев Ю. В. Статистический анализ аномальных потоков тепла из океана в атмосферу (на примере Северной Атлантики). — Труды ААНИИ, 1976, т. 332, с. 114—118.
5. Николаев Ю. В. Роль крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана в формировании аномалий погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 50 с.
6. Кондратович К. В. Долгосрочные гидрометеорологические прогнозы в Северной Атлантике. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 182 с.
7. Перри А. Х., Уокер Дж. М. Система океан—атмосфера (перевод с англ.). — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 194 с.
8. Серяков Е. И., Титов Ю. Э. Формирование аномалий полей температуры воды поверхностного слоя в Северной Атлантике. — Труды ПИНРО, 1978, вып. 40, с. 84—88.
9. Серяков Е. И. Долгосрочные прогнозы тепловых процессов в Северной Атлантике. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 164 с.
10. Смирнов Н. П. К вопросу о многолетних колебаниях температуры поверхностных вод Северной Атлантики. — Труды ПИНРО, 1966, вып. 17, с. 108—113.
11. Соскин И. М., Смирнова А. И., Ерофеева Е. С., Кузнецов В. И. Характер изменчивости суммарной теплоотдачи Северной Атлантики и некоторые вопросы взаимодействия ее с температурой воды. — Труды ГОИН, 1976, вып. 131, с. 3—28.
12. Суховей В. Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана. — Киев, Наукова Думка, 1977. — 214 с.
13. Юрко В. Т. Аномальность полей температуры воды в Северной Атлантике. — Труды ВНИИ ГМИ, 1977, вып. 39, с. 60—65.
14. Rodewald M. Recent variations of the North Atlantic Sea surface temperatures and the Type tendencies of the atmospheric circulation. JCNAF. Res.Doc. 67/64, serial No 1854, June 1967, meeting, pp. 9—15.
15. Welch W. R. Trends of mean monthly sea water temperatures 1950—1966 at Boothbay Harbor Maine. JCNAF. Rec. Dec. 67/37 serial No 1820, June 1967, meeting, pp. 7—12.
16. Weare B. C. Temperature statistics of short-term climatic change. Monthly weather Revieu, 1979, vol 107, № 2, pp. 172—180.

УДК 551.465

В. Н. ВОРОБЬЕВ, В. П. КОРОВИН, П. П. ПРОВОТОРОВ (ЛГМИ)

ОСНОВНЫЕ НАУЧНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В 17 РЕЙСЕ НИС «НЕРЕЙ» (СЕНТЯБРЬ—НОЯБРЬ 1981 г.)

Основной целью экспедиционных исследований в 17 рейсе НИС «Нерей», проводимых в рамках междуведомственной программы «Проект Балтика», являлся сбор данных о состоянии гидрологических и гидрохимических полей в Балтийском море для изучения термохалинной структуры вод и ее изменчивости под воздействием естественных режимообразующих факторов, прежде всего водообмена с Северным морем и речного стока.

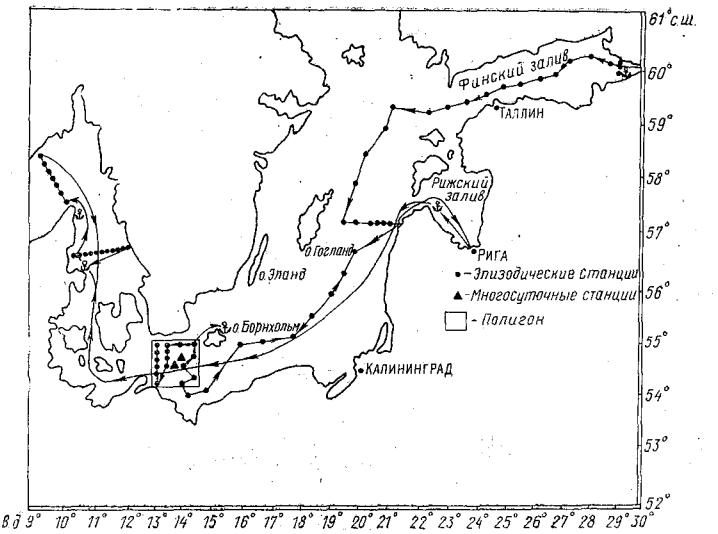


Рис. 1. Схема маршрута и расположения гидрологических станций в 17 рейсе НИС «Нерей»

Схема маршрута и расположения станций в период 17 рейса НИС «Нерей» представлены на рис. 1. Трижды были повторены (с интервалом в 14 и 26 суток) два пересекающихся стандартных разреза: продольный по оси открытого моря и поперечный от о. Готланд до п. Вентспилс. Кроме того, производились наблюдения на полигоне, расположенном к западу от о. Борнхольм, и заключающиеся в выполнении двух многосуточных станций и трех-

кратных съемок из 16 эпизодических станций. Этот комплекс позволил выявить наиболее типичные особенности термохалинной структуры вод исследуемого региона в осенний период.

Общей особенностью вертикальной стратификации вод открытой Балтики является трехслойная, а в районе Готландской впадины четырехслойная структура. Она характерна для данного сезона и слагается из верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) толщиной 25—30 м, сезонного термоклина (СТ) с градиентами до 1° С/м и придонного относительно теплого слоя, характеристики которого зависят от притока трансформированных (сравнительно теплых и соленых) североморских вод и удаленности океанографических станций от Датских проливов. На мелководных станциях под влиянием ветрового перемешивания трех- и четырехслойные структуры вырождаются в двухслойную — поверхностную и придонную водные массы. Наиболее четко такая структура прослеживается по вертикальному распределению температуры. Соленостная и плотностная стратификации выражены слабее. Лишь в непосредственной близости от о. Борнхольм четко выделяется придонный галоклин, существование которого можно объяснить подтоком свежих североморских вод.

Изменчивость термохалинных полей на акватории моря в течение первого периода наблюдений (сентябрь — начало октября) была незначительной. Со второй половины октября, вследствие ветрового и конвективного перемешивания, резко возросла мощность ВКС и обострился слой СТ. Характеристики придонных вод практически не претерпели изменений. К этому же времени произошло общее понижение температуры верхнего слоя, составившее в среднем 5° С (рис. 2, *а*). Однако по-прежнему на всей акватории моря восточнее о. Борнхольм $T_{пов} > T_{дно}$, т. е. переход к осенне-зимнему режиму еще не произошел [2].

Эволюция водных масс хорошо прослеживается по *T*, *S*-кривым, построенным по данным трех съемок (см. рис. 2, *а*). Анализ *T*, *S*-кривых для станций продольного разреза позволил построить схему распределения водных масс (рис. 2, *б*), характеристики которых приведены в табл. 1.

Обращает на себя внимание линза пресной воды (см. рис. 2, *б*), обнаруженная в районе Готландской впадины при выполнении съемки в октябре 1981 г. и выделившаяся в отдельную водную массу. Это, очевидно, связано с тем, что распресненная вода из Рижского и Финского заливов распространяется по поверхности к северной оконечности о. Готланд, а затем опускается на юг вдоль его восточного берега.

Одним из важных этапов работ в 17 рейсе НИС «Нерей» являлись исследования на полигоне размером 25×45 миль, расположенном к западу от о. Борнхольм (см. рис. 1), где в период с 23 сентября по 26 октября были выполнены 3 площадные съемки и 2 многосуточные станции. Работы на полигоне включали обыч-

ный комплекс гидрологических и гидрохимических наблюдений на стандартных горизонтах 16 станций, а на многосуточных станциях, где наблюдения велись с 3-часовой дискретностью, к ним добавлялись наблюдения над течениями и вертикальной термической структурой.

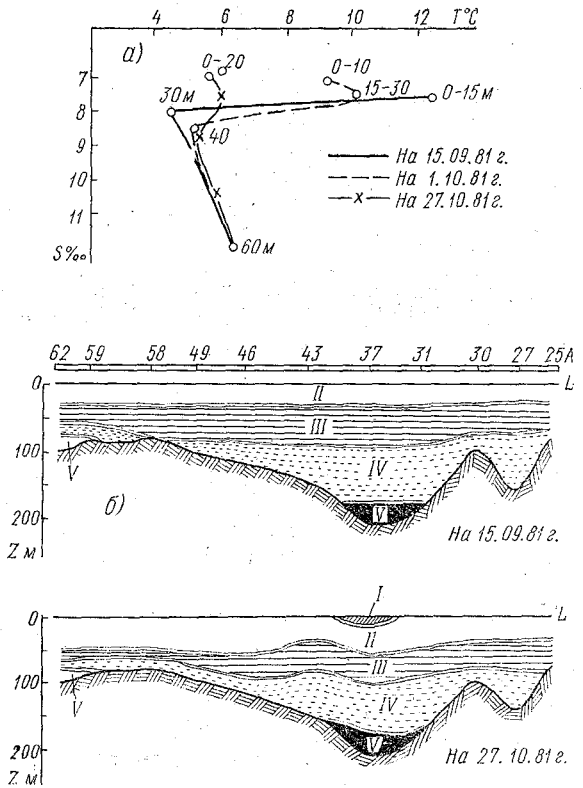


Рис. 2. Осредненные по отдельным станциям продольного разреза *T*, *S*-кривые для трех съемок (*а*); схема распределения водных масс на продольном разрезе по данным первой и третьей съемок (*б*)

Район полигона в морфологическом отношении представляет собой небольшую котловину с максимальными глубинами 40—47 м, оконтуренную 20-метровой изобатой и соединяющуюся с Северным и Балтийским морями сравнительно узкими и неглубокими проливами. В гидрологическом же отношении этот район оказался весьма представительным с точки зрения взаимодействия североморских и балтийских вод и их трансформации.

Таблица 1

Характеристики водных масс

№ п/п	Водная масса	Сентябрь 1981 г.			Октябрь 1981 г.			Сентябрь 1980 г.		
		положение ядра, м	T° C	S ‰	положение ядра, м	T° C	S ‰	положение ядра, м	T° C	S ‰
1	Опресненная вода	—	—	—	5	8—9	7—7,5	—	—	—
2	Балтийская летняя (трансформированная)	10—15	10—12,5	7,0—7,5	15—80	6—7	8—7	10—15	14,0—15,0	8,5—9,0
3	Балтийская промежуточная	40—50	2,5—4,0	8,0—8,5	45—60	3—4	8,0—8,5	40—50	2,5—3,5	8,5—9,0
4	Североморская трансформированная	80—90	4,0—4,5	9,0—10,5	8,5—10,0	4,0—4,5	9,5—11,0	70—80	3,0—4,0	8,5—9,5
5	Североморская	60—85	5,5—6,0	10,0—15,0	60—80	5,5—6,5	10,0—11,0	55—75	6,0—6,5	9,5—14,0
6	Водная масса глубинных впадин	>150	5,5—6,0	12,5—13,0	>150	5,0—6,0	12,5—13,0	>150	5,5—6,0	12,5—13,0

Как и на продольном разрезе, вертикальная структура вод в глубоководной части полигона состояла из трех слоев. На мелководных станциях она переходила в двухслойную и даже однослойную. Толщина ВКС изменялась во время наблюдений от 15 до 30 м, что связано с ветровыми условиями и конвекцией. Если

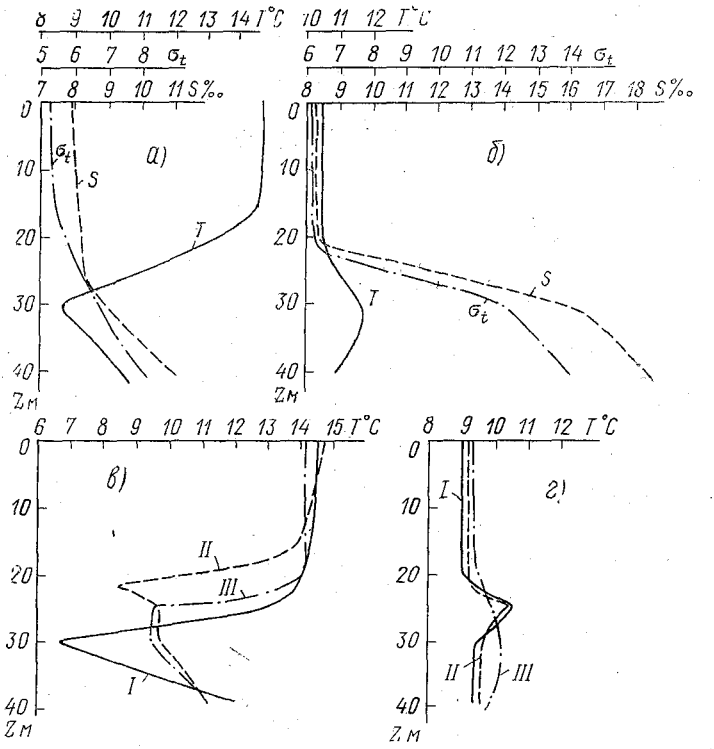


Рис. 3. Вертикальная структура вод на полигоне: распределение температуры, солености и плотности воды по данным первой (*а*) и второй (*б*) съемок; типы профилей температуры, снятые с батитермограмм в период выполнения МСС-1 (*в*) и МСС-2 (*г*)

соленость ВКС практически оставалась неизменной, то температура его вод от первой к последней съемке вследствие осеннего выхолаживания понизилась на 4—5° С.

Ниже верхнего квазиоднородного слоя располагался слой термоклина. Его занимали или балтийские, или североморские воды. При этом первые характеризуются сравнительно низкой температурой и малой соленостью, образуя холодный термоклин (рис. 3, *а*), а вторые являются более теплыми и солеными по отношению к выше- и нижележащим водам и образуют теплый термоклин (рис. 3, *б*). Температура воды в холодном термоклине сна-

чала понижалась, а затем повышалась, так что он разделялся на верхний (прямой) и нижний (обратный) слои скачка. В теплом термоклине наблюдалась обратная картина (см. рис. 3, *б*). Он был выражен значительно слабее и градиент температуры здесь не превышал 0,4° С·м$^{-1}$, тогда как в холодном термоклине градиент в среднем составлял 1,5° С·м$^{-1}$. Изменения солености в термоклине были незначительны, особенно когда этот слой занимали балтийские воды. Однако при вторжении североморских вод градиент солености в теплом термоклине достигал 0,7‰·м$^{-1}$.

Третий, придонный слой, толщина которого в течение наблюдений на полигоне составляла 10—12 м, в зависимости от района и глубины могли занимать воды североморского или балтийского происхождения, или же воды трансформированные. Этот слой в глубоководной части полигона характеризуется повышенной относительно вышележащих вод соленостью. Необходимо отметить, что несмотря на столь сложную вертикальную структуру, повсеместно в районе полигона отмечалась устойчивая плотностная стратификация, обусловленая главным образом положительными градиентами солености.

Выполненные на многосуточных станциях 1 и 2 наблюдения позволили выявить некоторые особенности эволюции термической структуры и изменчивости гидрологических характеристик. Анализ батитермографных данных показал, что изменчивость вертикальной термической структуры на МСС-1 выражалась как в колебаниях значений градиентов, так и в глубине залегания и конфигурации границ термоклинов (рис. 3, *в*). При этом удалось выделить три основных типа термической структуры, последовательно сменявших друг друга. Аналогичные типовые структуры в изменениях температурного профиля имели место на МСС-2 (рис. 3, *г*), но наблюдались они на фоне теплого термоклина и были менее выражены.

Причины циклической эволюции термической структуры, по-видимому, связаны с процессами взаимодействия холодных балтийских и теплых североморских вод. Определенный вклад в изменения температурного профиля мог внести эффект «двойной диффузии» тепла и соли или тепла и импульса [1]. Из возможных механизмов образования тонкой структуры именно он наиболее вероятен применительно к условиям Балтийского моря, когда вклады градиентов температуры и солености в градиент плотности противоположны. Срабатывает этот механизм при расположении холодной и относительно пресной воды над более теплой и соленой за счет разности в коэффициентах диффузии тепла и соли. При этом наряду с конвективным потоком тепла возникает поток соли, так что для образования ступенек необходимым условием является достижение параметром $R_\rho = \beta\Delta S/\alpha\Delta T$ значения два [1], где α, β — коэффициент термического расширения и соленостного сжатия.

Об участии данного механизма в формировании термохалинной структуры в период работы на полигоне косвенно можно судить по значениям параметра R_ρ, рассчитанным нами по данным наблюдений на МСС-1 для слоя 30—40 м и на МСС-2 для слоя 20—30 м (табл. 2). Как можно видеть, на обеих станциях значения R^ρ были больше двух, следовательно, эффект различия в коэффициентах диффузии тепла и соли вполне мог быть ответственным за формирование вертикальной структуры полей температуры и солености в районе полигона.

Таблица 2

Выборочные (через 12 ч) значения параметра стратификации R_ρ по данным наблюдений 17 рейса НИС «Нерей»

№ серии (час, дата)	$\Delta S = S_{40} - S_{30}$ ‰	$10^4 \cdot \beta\Delta S$	$\Delta T = T_{40} - T_{30}$ °C	$10^4 \cdot \alpha\Delta T$	R_ρ
		МСС-1, слой 30—40 м			
2,(00, 24.09)	2,47	19,02	2,83	3,40	5,59
6 (12, 24.09)	2,00	15,40	1,66	1,99	7,74
10 (00, 25.09)	0,82	6,31	1,66	1,99	3,17
14 (12, 25.09)	1,25	9,62	1,53	1,84	5,23
18 (00, 26.09)	2,99	23,02	2,07	2,48	9,28
22 (12, 26.09)	4,03	31,03	3,15	3,78	8,21
		МСС-2, слой 20—30 м			
1 (12, 22.10)	0,47	3,62	0,19	0,23	15,74
5 (00, 23.10)	2,72	20,94	0,39	0,47	44,55
9 (12, 23.10)	6,48	49,90	1,58	1,90	26,26
13 (00, 24.10)	7,45	57,36	1,88	2,26	25,38
17 (12, 24.10)	0,01	0,08	0,02	0,02	4,00
21 (00, 25.10)	6,67	51,36	1,30	1,56	39,92

Следует отметить, что взаимные переходы выявленных типов термической структуры на полигоне происходили с цикличностью примерно в 8—12 ч, однако обнаружить какую-либо взаимосвязь между элементами термоструктуры, в частности, между температурой и глубиной залегания ВКС, границей раздела верхнего и нижнего термоклинов и температурой на этих границах, не удалось. Не привел к отысканию определенных зависимостей и взаимный анализ указанных выше параметров с отдельными метеоэлементами — скоростью ветра и атмосферным давлением. Очевидно, для раскрытия причин эволюции вертикальной структуры необходимо располагать результатами зондирования других гидрофизических характеристик, в том числе солености и скорости течения.

Короткий ряд наблюдений на МСС не позволяет подробно исследовать временную изменчивость полей температуры и солености. Однако проведенный анализ показал, что в изменениях температуры наблюдаются внутрисуточные колебания с периодом около полусуток и колебания, соответствующие синоптическим масштабам. Амплитуды этих колебаний составляют 3—4° С и достигают максимальных величин в слое 20—30 м.

Внутрисуточные колебания четко проявляются в слое термоклина и мало заметны в поверхностном и придонном слоях, что указывает на их связь с внутренними волнами. Колебания температуры синоптических масштабов охватывают всю толщу вод, причем в слоях придонном и термоклина они протекают в противофазе.

Колебания солености во времени на полигоне были менее выражены и наибольших величин достигали в придонном слое (3—4‰). Если короткопериодные колебания температуры не обнаруживают видимой связи с изменениями солености, то колебания синоптического масштаба этих характеристик тесно взаимосвязаны и протекают синфазно.

Пространственная изменчивость температуры и солености в районе полигона довольно значительна (рис. 4), что связано с активным взаимодействием здесь североморских и балтийских вод. Максимальные пространственные градиенты температуры и солености отмечались в слоях термоклина и придонном. Слой термоклина во время 1-ой съемки (29—30 сентября) занимали однородные по солености и относительно холодные, с резкими горизонтальными градиентами по температуре, воды (см. рис. 4. *а, б*. По своим свойствам они близки к промежуточной балтийской водной массе. В придонном слое располагались в основном теплые и соленые воды североморского происхождения со значительными пространственными градиентами в полях температуры и солености (см. рис. 4, *в, г*). Ареал этих вод был вытянут в северо-восточном направлении и прослеживался вплоть до пролива Хамрарне, а с запада и юга блокировались холодными и опресненными водами, занимающими мелководные районы полигона. Учитывая, что первой съемке предшествовала устойчивая маловетренная погода, можно полагать, что такая схема распределения вод в слоях термоклина и придонном типична для данного района.

Перед второй съемкой преобладала усиленная штормовая деятельность с часто повторяющимися сильными ветровыми ветрами западной четверти. Это привело к существенной перестройке термохалинной структуры: возросла мощность ВКС, усилился под воздействием западных ветров приток свежих североморских вод, которые распространились практически по всему полигону, образовав свой термоклин с повышенной температурой и более высокой соленостью (см. рис. 4, *д, е*). Температура в слое термоклина возросла в среднем на 5° С, а соленость на 5—6‰.

При этом примерно в два раза уменьшились градиенты в поле температур и, наоборот, резко возросли горизонтальные градиенты солености.

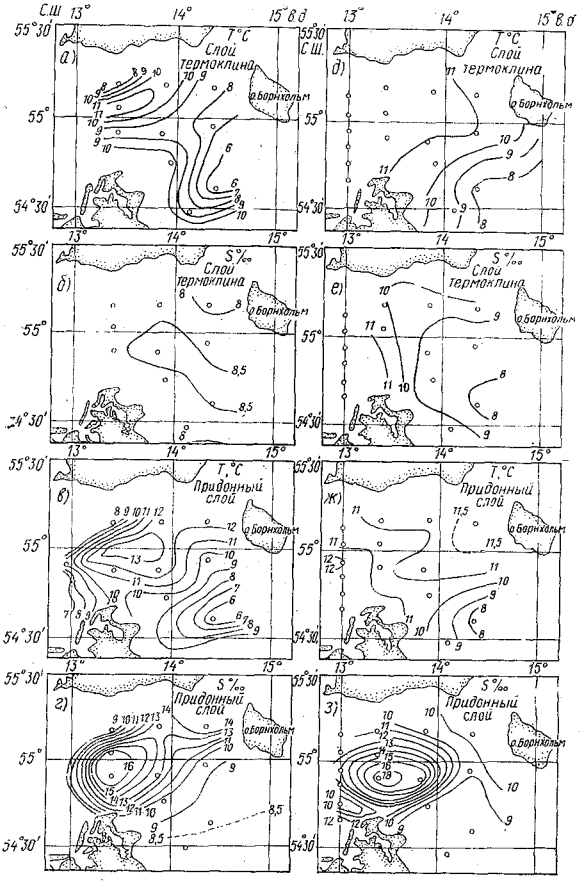


Рис. 4. Распределение температуры и солености на полигоне по данным первой (слева) и второй (справа) съемок

В придонном слое существенных изменений не произошло, за исключением разблокировки прохода для поступления свежих североморских вод, что привело к некоторому обострению горизонтальных градиентов в поле солености и выравниванию температуры в этом слое на всей акватории полигона (см. рис. 4, *ж*, *з*).

Сопоставление вертикальной термохалинной структуры вод и их пространственного распределения в первых двух съемках на полигоне между о. Борнхольм и Датскими проливами позволяет сфор-

мулировать качественную схему взаимодействия балтийских и североморских вод. Типовая структура вод в этом районе соответствует структуре, наблюденной во время 1-ой съемки. Основную толщину вод до глубин 30—35 м занимают здесь трансформированные или собственно балтийские воды, поступающие под воздействием естественного стока. Верхний слой, трансформируясь под влиянием процессов ветрового перемешивания и конвекции, образует ВКС. Под ним располагаются собственно балтийские воды, не затронутые указанными выше процессами, образующие слой холодного термоклина. Придонный слой, за исключением мелководных участков района, занимают воды североморского происхождения как более осолоненные и плотные.

С активизацией атмосферных процессов и усилением западных переносов начинается приток североморских вод через Датские проливы. Оттесняя балтийские воды на более высокие горизонты и к востоку, они занимают слой термоклина и освежают придонные воды. Перемещаясь далее в северо-восточном направлении и частично трансформируясь, североморские воды через проход между Швецией и о. Борнхольм поступают в центральную часть Балтийского моря. Поскольку поступление балтийских вод в район между Датскими проливами и о. Борнхольм имеет адвективную природу, то оно возобновляется всякий раз с ослаблением западных переносов, что подтверждается результатами наблюдений, полученными по третьей съемке, выполненной в момент начала перестройки процесса взаимодействия североморских и балтийских вод.

Сопоставление наблюденных полей температуры и солености в осенний период 1981 г. с данными наблюдений для этого же периода в 1980 г. обнаруживает помимо естественных качественных различий и существенные количественные изменения. Так, в сентябре 1981 г. почти на всей акватории моря верхний слой был холоднее приблизительно на 1°С (см. табл. 1), чем в тот же месяц 1980 г. Эта тенденция сохранилась и в октябре, хотя межгодовые контрасты были заметно ослаблены по сравнению с сентябрьскими. Отличия в полях солености менее выражены, однако в 1980 г. галоклин был более заметен и обычно простирался до дна. Несколько солонее, примерно на 1‰, в 1980 г. были придонные воды в районе к востоку от о. Борнхольм. Эти и некоторые другие различия в гидрохимических показателях вод Балтийского моря позволяют заключить, что осенью 1980 г. подток североморских вод был более интенсивным, что нашло отражение в тепловом состоянии балтийских вод в целом. Добавим к этому, что температура воздуха осенью 1981 г. была на 2—3°С ниже, чем в тот же период 1980 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Монин А. С., Озмидов Р. В. Океанская турбулентность. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981, с. 56—76.
2. Тамсалу Р. Э. Моделирование динамики и структуры вод Балтийского моря. Рига, 1979. — 152 с.

УДК 551.463

Л. Н. КАРЛИН, Е. Ю. КЛЮЙКОВ, В. П. ПУТИНЦЕВ, В. Н. СТАСЕНКО, О. А. ТРОФИМОВ (ЛГМИ)

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ТОНКОЙ ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Одной из важнейших задач физической океанологии является изучение процессов, регулирующих передачу тепла, соли и количества движения в бароклинном слое океана. Этот слой характеризуется в целом устойчивой стратификацией по плотности, поэтому перемешивание в нем имеет своеобразный характер и осуществляется эпизодически, когда складываются условия для возникновения турбулентного режима. При этом на профилях температуры и солености воды формируются тонкоструктурные особенности, по которым косвенно можно судить о характере перемешивания. В связи с этим выяснение закономерностей распространения и пространственно-временной изменчивости элементов тонкой структуры термохалинного поля позволяет глубже понять физику процессов, происходящих в бароклинном слое океана.

В последние годы наблюдения за тонкой структурой выполняются в довольно большом количестве. Однако бо́льшая их часть проводится в открытом океане. Для внутренних морей этих данных значительно меньше. В работе изложены результаты исследований тонкой термохалинной структуры верхнего (до 200 м) слоя Японского моря, проведенных в период с августа по октябрь 1979 года на полигоне в северо-западной части моря. Размеры полигона 80×60 миль. Преобладающие глубины в районе работ порядка 3000—3500 м. За время исследований выполнено три последовательных съемки: 8—12 августа, 13—17 сентября и 4—9 октября. Наблюдения проводились STD-зондом «Bisset—Berman—9040». Эти съемки позволили проследить характер изменчивости тонкой термохалинной структуры не только по акватории полигона, но и во времени. Возможности регистрирующей аппаратуры (технические данные ее приведены в таблице) позволяли фиксировать элементы тонкой структуры температуры и солености с разрешением по вертикали ~1,25 м. Скорость опускания зонда 0,3—0,5 м/с.

Технические характеристики зонда «Bisset—Berman—9040»

Параметр	Диапазон	Чувствительность	Погрешность	Инерционность
Температура	2°÷35° С	0,005° С	±0,02° С	0,35 с
Соленость	30÷40‰	0,005‰	±0,02‰	0,35 с
Глубина	0÷1500 м	—	±0,25‰	0,1 с

Полученные вертикальные профили температуры и солености были подвергнуты статистической обработке на ЭВМ М-222. В результате машинной обработки и последующего анализа получено представление об основных закономерностях распределения элементов тонкой структуры термохалинного поля. Остановимся на некоторых из них. Предварительно следует отметить, что в период исследований горизонтальная изменчивость термохалинной структуры на полигоне была незначительной и район можно считать однородным.

Наибольший интерес представляют особенности формирования квазиоднородных слоев на глубинах ниже верхнего перемешанного слоя. Характерно, что квазиоднородные слои по температуре и плотности в большинстве случаев совпадают, хотя и имеются участки, где вследствие изменений солености наблюдаются их различия. Квазиоднородные слои имеют, как правило, большую мощность на тех глубинах, где фоновый градиент температуры или плотности наименьший. Гистограммы распределения толщин квазиоднородных слоев имеют различный вид для температуры и солености (рис. 1, *а*; 2, *а*). Для температуры наиболее часто (более чем в половине случаев) встречаются квазиоднородные слои толщиной от 1,25 до 3,75 м. В распределении квазиоднородных слоев по солености имеется три максимума: на градациях 1,25—2,50; 5,0—6,25 и 11,25—12,50 м. Анализ временной изменчивости показывает, что развитие квазиоднородных слоев на глубинах не имеет сезонного хода. Их мощность и количество практически не меняются от месяца к месяцу.

Проанализируем кривые равных значений совместных плотностей вероятности характерных размеров слоев и градиентов температуры и солености воды в них. Из рис. 1, *б* видно, что наиболее вероятны размеры слоев около 2—3 м с градиентами температуры в них меньше — $2 \cdot 10^{-2}$ °С/м. Обращает на себя внимание довольно большая вероятность существования инверсий температуры, размеры которых не превышали 6 м, а градиент в них не наблюдался больше $2 \cdot 10^{-2}$ °С/с. Наблюдаемые инверсии не всегда скомпенсированы соленостью. В этих случаях инверсии наблюдались и на профилях плотности.

Иная картина для солености. Кривые двумерной плотности вероятности почти симметричны относительно нулевого градиента. Это означает равновероятное существование положительных и отрицательных градиентов. Наблюдается три максимума в распределении толщин слоев: 2,5 м, 6 м и 12,5 м, которые располагаются вдоль нулевого градиента. Отмечается, что в слоях с большими размерами почти не бывает отрицательных градиентов солености.

Примечательно, что подобная обработка наблюдений элементов тонкой структуры в экваториальной части Тихого океана, выполненная в [1, 2], дала аналогичные результаты. Двумерные плотности вероятности толщин слоев с одинаковыми значениями градиентов температуры и солености в них имеют для обоих районов

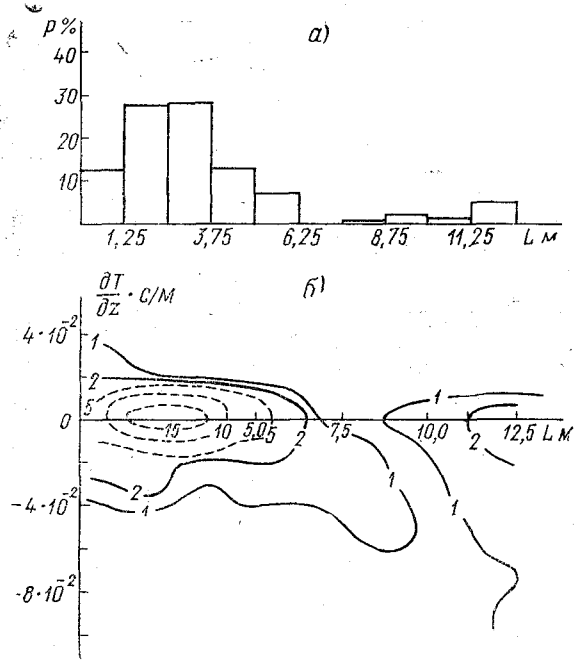


Рис. 1. Гистограмма повторяемости (*а*) изотермических слоев различной толщины и двумерная плотность вероятности (*б*) толщин слоев и градиентов температуры в них по измерениям на полигоне. Сентябрь 1979 г.

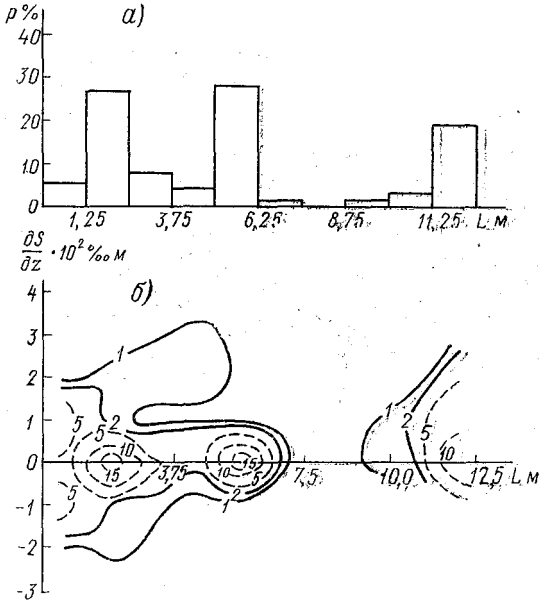


Рис. 2. Гистограмма повторяемости (*а*) изохалинных слоев различной толщины и двумерная плотность вероятности (*б*) толщин слоев и градиентов солености в них по измерениям на полигоне. Сентябрь 1979 г.

почти одинаковый вид. Случайность ли это или проявление общей закономерности для различных районов Мирового океана? Очень важно найти правильный ответ на этот вопрос. Поэтому необходимо дальнейшее расширение наблюдений за тонкой структурой полей температуры и солености в различных районах Мирового океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Монин А. С., Озмидов Р. В. Океанская турбулентность. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 217 с.
2. Волчков А. Г., Корчашкин Н. Н. Некоторые результаты статистического анализа тонкой структуры термодинамических полей в океане. — Физика атмосферы и океана. Изв. АН СССР. 1977, т. 13, № 2, с. 207—209.

УДК 551.468.1

Н. М. ТАБАКАЕВ (ЛГМИ)

ОЦЕНКА ЛИТОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ БЕРЕГОВОЙ СИСТЕМЫ ПРИ ПОМОЩИ ЦЕПЕЙ МАРКОВА

Исследование береговой зоны с системных позиций позволяет говорить о наличии в ней таких системных свойств физического объекта как целостность, квазизамкнутость, консервативность, циклический характер изменения свойств объекта во времени. Если первые три свойства позволяют унифицировать сбор и физический анализ информции о береговой зоне на основе понятий «структура», «структурный уровень», «информативные признаки», то последний можно рассматривать в качестве физической основы для прогностической оценки поведения береговой зоны [1, 4]. Анализ подобных цикличностей природных процессов можно производить различными математическими приемами. Однако лишь ограниченное их число дает возможность производить анализ коротких реализаций, которые чаще всего имеются по береговой зоне Мирового океана.

Процессы береговой зоны вследствие сложности причинно-следственных связей имеют элементы случайности и потому достаточно полно и надежно не могут быть выражены детерминистическими функциями. Анализ изменений береговой зоны и влияющих на эту изменчивость динамических причин позволяет говорить о ней как о физическом объекте с квазирегулярным характером своего функционирования. Таким образом, изменения береговой зоны обладают стохастическими свойствами и могут быть проанализированы и оценены конечными цепями Маркова, обладающими свойством сохранять память одного предшествую-

щего события — марковская цепь 1-го порядка. Существуют цепи более высокого порядка с памятью до нескольких членов, однако применение этих цепей представляет определенные трудности из-за сложности вычислений [1, 3, 4]. Цепи подобного свойства впервые были описаны русским математиком Марковым в начале нашего века. Интерпретация геологических процессов с помощью этой модели начата еще в середине сороковых годов нашего столетия советским ученым А. Б. Вистелиусом, после чего было сделано несколько работ по изучению ритмичности осадочных формаций как у нас, так и за рубежом [1, 4]. Однако до сих пор в литодинамике береговой зоны не было попыток анализа процессов этой зоны с помощью марковских цепей.

Очнь важным при использовании цепей Маркова является их марковость, суть которой в зависимости каждого перехода от непосредственно предшествующего события или, если цепь более высокого порядка, от нескольких предшествующих событий (в этом случае вероятность перехода условная). Если природный процесс обладает этим свойством, то его можно отнести к стохастическим марковским процессам. При этом время и состояния чаще всего дискретны.

Очень удобной формой представления марковских свойств какого-либо процесса является матричная форма. Каждый элемент такой матрицы представляет собой вероятность перехода из одного состояния в другое, описывая все возможные варианты или состояния изучаемого множества. При анализе матрицы переходных вероятностей очень важно учитывать количество состояний и интервал опробования, так как не всегда используемое количество состояний наиболее полно характеризует исследуемый процесс или явление. Это условие выполняется путем подборки таких интервалов и состояний, которые дают лучший показатель марковости процесса. В предлагаемом расчете учитывается следующее:

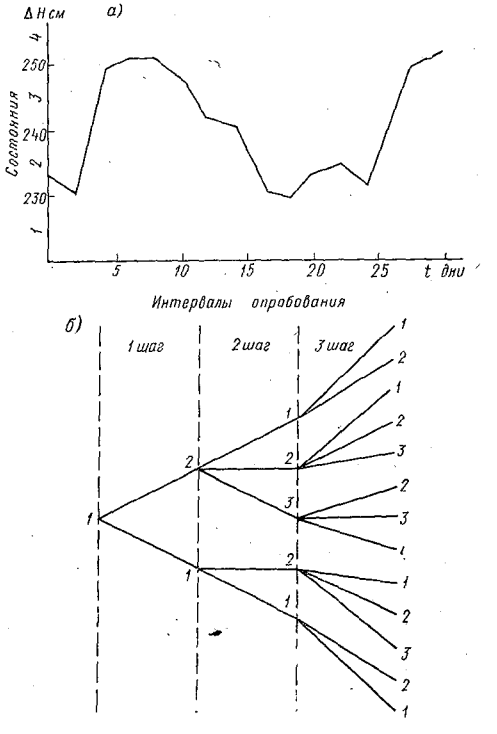
1) незначительные изменения вероятности перехода в последовательности;

2) число переходов последовательности (оно должно быть таким большим, чтобы оценка статистических переходов была достоверной).

Первое из этих условий легко проверяется при анализе выборки данных на стационарность.

Рассмотрим реальную последовательность состояний береговой системы, представленную донной подсистемой и ее батиметрическими и вещественными характеристиками. Из этих двух наборов признаков возьмем только батиметрические, за которыми наибольший в данном случае ряд наблюдений и которые могут наилучшим образом отражать свойства подсистемы вследствие своей большей консервативности. Для определения этих характеристик на одном из репрезентативных участков полигона иссле-

дований (залив Терпения Охотское море) было забито 20 свай по квадратной сетке со стороной 20 метров. Около них с периодичностью 4—5 дней определялись отметки глубин и через 9—10 дней отбирались пробы современных рыхлых донных отложений. Для устранения случайных ошибок бралось среднеарифметическое между несколькими точками по полигону. Таким образом была получена определенная дискретная последовательность



Оценка изменений отметок дна с помощью цепей Маркова:
а) изменения отметок дна во времени, *б*) «дерево» переходов

отметок дна. В этой последовательности было взято 4 состояния кратные 10 сантиметрам. Шаг опробования подбирался по лучшей сходимости ряда и наиболее оптимальным оказался двухдневный интервал, который дал лучшее значение марковости явления и лучшую сходимость в процессе перемножения матриц (рисунок). Состояния обозначим цифрами и получим следующую

матрицу (в работе использована программа Харбуха и Бонем-Картера [4]).

	1	2	3	4	
1	2	2	0	0	4
2	2	9	2	0	13
3	0	1	7	2	10
4	0	0	1	2	3
					30

Преобразуем эту матрицу в матрицу переходных вероятностей

	1	2	3	4	
1	0,50	0,50	0,00	0,00	1,00
2	0,15	0,70	0,15	0,00	1,00
3	0,00	0,10	0,70	0,20	1,00
4	0.00	0,00	0,33	0,67	1,00

Полученная матрица относится к «цепям без нестабилизированных множеств состояний». В то же время это нестабилизированное множество не приводит к закрытым состояниям, что указывает на возможность в конечном счете достижения цепью любого состояния через определенное количество шагов и позволяет отнести ее к цепям с регулярным состоянием. Этот вывод говорит о возможности проведения процесса исследований с получением новой информации до значительного времени. При этом следует заметить, что закрытые состояния относятся к новым особым свойствам марковских процессов. Попадая в это состояние, процесс замыкается и из него не выходит. Если существует несколько состояний подобного рода, то может происходить несколько процессов, независимых друг от друга с замкнутыми состояниями.

В то же время наша матрица имеет особенность, заключающуюся в том, что после ряда предшествующих переходов она попадает в два равновероятностных состояния. Это относится к состоянию *1*. Из него равновероятностные переходы к состояниям *1* и *2*. В этом случае появляется одно полузамкнутое состояние.

Мы рассматриваем нашу матрицу при условии, что настоящее состояние только на один шаг влияет на последующие события. Однако влияние цепи не ограничивается одним членом и может чувствоваться на много шагов вперед. Значение матрицы на границе влияния представляет собой матрицу с одинаковыми столбцами. Это состояние достигается последовательным возведением в степень начальной матрицы переходных вероятностей. Несмотря

на то, что в начальной матрице некоторые члены равны нулю, при последующих операциях они приобретают вещественные значения. Возведем нашу матрицу в степень до указанных кондиций:

$$P_{ij}^{(2)} = \begin{vmatrix} 0{,}32 & 0{,}60 & 0{,}08 & 0{,}00 \\ 0{,}18 & 0{,}58 & 0{,}22 & 0{,}03 \\ 0{,}02 & 0{,}14 & 0{,}57 & 0{,}27 \\ 0{,}00 & 0{,}03 & 0{,}45 & 0{,}52 \end{vmatrix}$$

. . . . . .

$$P_{ij}^{(51)} = \begin{vmatrix} 0{,}08 & 0{,}27 & 0{,}41 & 0{,}24 \\ 0{,}08 & 0{,}27 & 0{,}41 & 0{,}24 \\ 0{,}08 & 0{,}27 & 0{,}41 & 0{,}24 \\ 0{,}08 & 0{,}27 & 0{,}41 & 0{,}24 \end{vmatrix}$$

Таким образом, влияние настоящего события на последующие в исследуемой матрице обрывается на 51 шаге. Если учесть, что 1 шаг равен 2 дням, то период влияния равен 102 дням, т. е. спустя 3,5 месяца литодинамический процесс не будет ипытывать влияния настоящей ситуации. Для представления порядка достижения какого-либо состояния за несколько шагов вперед можно рассмотреть в качестве примера «дерево переходов» (см. рисунок). Из представленного рисунка видно, что одно и то же состояние может быть достигнуто различными путями. Например, состояние 2 через 3 шага может быть достигнуто переходами *1—2—1*, *1—2—3*, *1—2—2*, *1—1—2* или *1—1*. При этом наиболее вероятным будет переход *1—2—2* с вероятностью 35%. Конечная матрица с равными столбцами имеет наибольший столбец-вектор на третьем состоянии. Из любого состояния в этом случае наиболее вероятный переход в состояние *3*. Значит, исходя из нашего ряда, батиметрическая характеристика методинамического процесса нашего репрезентативного района стремится к своему чуть выше среднего значению. Такая конечная матрица указывает также вероятность появления в исходной последовательности различных состояний. Например, состояние *3* встречается в 41% случаев, а состояние 2 в 27% случаев. Из этого следует, что наиболее вероятное как в предыдущей последовательности, так и в последующей состояние 3. Если учесть, что это состояние находится выше среднего, то можно сделать вывод об общей тенденции к накоплению материала на фоне колебательных изменений отметок дна. Проверка на марковость нашего процесса производилась по критерию x^2. Для этого подсчитывалась величина

$$-2 \ln \lambda = 2 \sum_{ij}^{m} n_{ij} \ln \left(\frac{P_{ij}}{P_j} \right),$$

где P_{ij} — вероятность строки i и столбца j; n_{ij} — частота перехода для i строки и j столбца; m — общее число состояний.

Обычно приведенный статистический критерий применяется как альтернативная гипотеза случайному распределению. Процесс считается марковской цепью 1-го порядка, если $-2\ln\lambda$ распределяется асимптотически как χ^2 с $(m-1)^2$ степенями свободы. Для нашего случая $-2\ln\lambda = 30{,}54$. В то же время критическое значение $\chi^2 = 16{,}92$ для 5%-го уровня значимости. Отсюда $-2\ln\lambda \gg \chi^2$ и наш ряд можно считать цепью Маркова 1-го порядка.

Проверка стационарности исследуемого ряда затруднена из-за недостаточности ряда наблюдений. Однако проведенная оценка по критерию

$$-2\ln\lambda = 2\sum_{t=1}^{T}\sum_{ij}^{m} n_{ij}(t)\ln\left[\frac{P_{ij}(t)}{P_{ij}}\right],$$

где T — число интервалов по времени, показала примерно близкие значения этих величин. Так χ^2 при 5%-м уровне значимости равнялась по-прежнему 16,92, а $-2\ln\lambda = 17{,}02$. Такая близость значений позволяет в определенном смысле говорить о стационарности нашего процесса. Подобное соотношение χ^2 и $-2\ln\lambda$ обычно соответствует случаю, когда на длительное периодическое колебание накладывается какая-то флуктуация. В случае коротких ритмов со случайной компонентой $-2\ln\lambda \gg \chi^2$. Отсюда видно, что на исследуемую последовательность оказывает влияние циклический процесс. Ввиду того, что измерения производились с периодичностью, равной примерно одному естественно-синоптическому периоду, можно эти колебания отнести к волновым или межштормовым изменениям отметок дна и процесс считать марковским 1-го порядка.

До сих пор время и состояния считались дискретными и оценивались только вероятности перехода. Однако некоторые авторы допускают возможность непрерывного времени и одновременно дискретного состояния и говорят о скорости перехода из одного состояния в другое [4]. Кажется нецелесообразным такое представление процесса, так как в этом случае переход из состояния в состояние должен осуществляться мгновенно. Потому наиболее понятным следует, видимо, считать время ожидания того или иного состояния. Попробуем его оценить на нашем примере. Скорость перехода в этом случае будем трактовать как время ожидания того или иного состояния. Матрица времени ожидания существенно отличается от матрицы переходных вероятностей. Их зависимость можно представить в виде

$$q_{ij} = \frac{P_{ij}}{P_i} M_i \, (i \neq j),$$

где q_{ij} — скорость перехода; P_i — сумма недиагональных членов матрицы вероятностей перехода по строкам; M_i — сумма недиагональных элементов q_{ij}.

Для сравнения обе матрицы можно записать в виде

$$P_{ij} = \begin{vmatrix} 0{,}50 & 0{,}50 & 0{,}00 & 0{,}00 & 0{,}50 \\ 0{,}15 & 0{,}70 & 0{,}15 & 0{,}00 & 0{,}30 \\ 0{,}00 & 0{,}10 & 0{,}70 & 0{,}20 & 0{,}30 \\ 0{,}00 & 0{,}00 & 0{,}30 & 0{,}67 & 0{,}30 \end{vmatrix}$$

$$q_{ij} = \begin{vmatrix} — & 0{,}69 & 0{,}00 & 0{,}00 & 0{,}69 \\ 0{,}18 & — & 0{,}18 & 0{,}00 & 0{,}36 \\ 0{,}00 & 0{,}12 & — & 0{,}24 & 0{,}36 \\ 0{,}00 & 0{,}00 & 0{,}40 & — & 0{,}40 \end{vmatrix}$$

Из матрицы видно, что ее диагональные элементы отсутствуют. Это естественно, так как время ожидания своего же состояния не имеет смысла. Таким образом, время ожидания или время увеличения мощности современных рыхлых донных отложений на нашем участке на 10 сантиметров составит всего 2 дня, а наибольшая вероятность перехода будет из состояния 1 в состояние 2 и составит 69% из всех возможных переходов из 1-го состояния.

Ввиду того, что наша последовательность данных ориентирована только на штормовые изменения мощности соврменных рыхлых донных отложений, а значит и на одну гармонику, анализ его ограничим цепями 1-го порядка. Такой вывод был подтвержден попыткой расчета марковских цепей более высокого порядка. Матрица вероятностного перехода в этом случае получилась неопределенной.

Таким образом, получен способ вероятностной оценки развития части береговой системы, представленной достаточно коротким рядом наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дэвис Дж. Статистика и анализ геологических данных. — М.: Мир, 1971. — 576 с.
2. Кемени Дж., Снелл Дж. Конечные цепи Маркова. — М.: Наука, 1970. — 484 с.
3. Крамбейн У., Кауфмен М., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов. — М.: Мир, 1973.
4. Харбух Дж., Бонем-Картер. Моделирование на ЭВМ в геологии. — М.: Мир, 1974.

УДК 551.465.55.001.57(267)

А. Б. МЕНЗИН, Н. А. СЫРОВАТКО (ЛГМИ)

ДИНАМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ОБРАЗОВАНИЯ ПРОДУКТИВНЫХ ЗОН В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Необходимость изучения структуры океана и его функционирования как сложной системы диктуется прежде всего широким кругом народно-хозяйственных задач. Одним из направлений в океанологическом обеспечении отраслей народного хозяйства является промысел в океане. Отсюда вытекает важность рассмотрения вопросов, связанных с эволюцией океана как системы, а затем прогнозирование на основе выявленных связей гидрологического режима всей толщи океана, в частности, динамики вод, которая оказывает существенное влияние на термические, химические, биологические, геологические и другие процессы. Благодаря восходящим движениям вод происходит вынос питательных веществ из областей разрушения органического вещества в донных осадках к поверхности. В этой связи районы апвеллинга могут рассматриваться как основополагающие зоны, где условия для формирования биологической продуктивности наиболее благоприятны. Особое внимание гидробиологами уделяется рассмотрению роли квазистационарных вихрей на экологические процессы во всей толще океана. Именно на районы с вихрями приходятся ареалы большинства пелагических и донных видов [8]. Изменение динамической структуры в сезонном или синоптическом масштабе времени будет иметь существенное значение для урожайности видов, которые в них обитают.

Решение поставленной задачи применительно к открытым районам океана во многом затрудняется слабой изученностью гидрологического режима, а в ряде случаев и отсутствием необходимой информации. А между тем, именно открытые районы океанов представляют наибольший интерес в современных условиях, сложившихся в деятельности промразведки — необходимо помнить о введении 200-мильных экономических зон, — что привело к значительному сокращению возможности промысла на шельфе. Использование методов моделирования гидрологического режима океанов может в определенной степени восполнить недостающую информацию при составлении комплексных рыбопромысловых прогнозов.

Рассматривается бароклинный океан с реальным рельефом дна и произвольными очертаниями берегов или водной границы. Турбулентный обмен количеством движения учитывается только в вертикальном направлении, нелинейными эффектами пренебрегаем. Рассматриваются уравнения движения и неразрывности для стационарного случая. В качестве граничных условий на поверх-

ности моря задается тангенциальное напряжение ветра, а на дне принимается условие прилипания. Плотность представляется как сумма некоторой постоянной величины ρ_0 и отклонения от этой постоянной ρ', т. е. $\rho = \rho_0 + \rho'$, тогда систему уравнений, введя функцию полных потоков ψ, можно свести к следующему уравнению эллиптического типа, которое в общем случае в сферической системе координат имеет вид

$$\frac{1}{d^2}\frac{\partial^2\psi}{\partial\theta^2} + \frac{1}{d^2\sin^2\theta}\frac{\partial^2\psi}{\partial\lambda^2} + \alpha_\theta\frac{1}{d}\frac{\partial\psi}{\partial\theta} + \alpha_\lambda\frac{1}{d\sin\theta}\frac{\partial\psi}{\partial\lambda} = \\ = -T_\tau(\theta, \lambda) - T_\rho(\theta, \lambda), \qquad (1)$$

где

$$\alpha_\theta = \frac{H}{r}\left[\frac{1}{d}\frac{\partial}{\partial\theta}\left(\frac{r}{H}\right) + \frac{2\omega}{d\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\lambda}\left(\frac{\cos\theta}{H}\right) + \frac{r}{H}\frac{1}{d}\operatorname{ctg}\theta\right], \qquad (2)$$

$$\alpha_\lambda = \frac{H}{r}\left[-\frac{2\omega}{d}\frac{\partial}{\partial\theta}\left(\frac{\cos\theta}{H}\right) + \frac{1}{d\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\lambda}\left(\frac{r}{H}\right)\right]; \qquad (3)$$

$$T_\tau(\theta, \lambda) = \frac{H}{r}\left[\frac{1}{d}\frac{\partial}{\partial\theta}\left(\frac{\tau_{0\lambda}}{H}\right) - \frac{1}{d\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\lambda}\left(\frac{\tau_{0\theta}}{H}\right) + \frac{1}{d}\operatorname{ctg}\theta\cdot\frac{\tau_{0\lambda}}{H}\right]; \qquad (4)$$

$$T_\rho(\theta, \lambda) = \frac{H}{r}\left\{\frac{1}{d\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\lambda}\left[\left(\frac{1}{H}\right)\frac{1}{d}\frac{\partial q}{\partial\theta}\right] - \frac{1}{d}\frac{\partial}{\partial\theta}\left[\left(\frac{1}{H}\right)\frac{1}{d\sin\theta}\frac{\partial q}{\partial\lambda}\right] - \right. \\ - \frac{\operatorname{ctg}\theta}{d}\left(\frac{1}{H}\right)\frac{1}{d\sin\theta}\frac{\partial q}{\partial\lambda} + \frac{1}{d}\frac{\partial}{\partial\theta}\left[\left(\frac{p'_{-H}}{H}\right)\frac{1}{d\sin\theta}\frac{\partial H}{\partial\lambda}\right] - \\ \left. - \frac{1}{d\sin\theta}\frac{\partial}{\partial\lambda}\left[\left(\frac{p'_{-H}}{H}\right)\frac{1}{d}\frac{\partial H}{\partial\theta}\right] + \frac{\operatorname{ctg}\theta}{d}\left(\frac{p'_{-H}}{H}\right)\frac{1}{d\sin\theta}\frac{\partial H}{\partial\lambda}\right\}, \qquad (5)$$

Здесь λ — долгота; θ — дополнение до широты; d — радиус Земли; ω — угловая скорость вращения Земли; H — глубина; r — коэффициент донного трения; $\tau_{0\theta}$, $\tau_{0\lambda}$ — составляющие тангенциального напряжения ветра;

$$q = \int_{-H}^{\xi} p'dz; \qquad (6)$$

где p' — отклонение давления от среднего значения; p'_{-H} — отклонение давления на глубине H. Начало координат расположено на возмущенной поверхности; ось z направлена вертикально вверх, система координат правая.

На границе рассматриваемой области принимаются условия: либо $\psi = \text{const}$ (южная, восточная, частично на севере рассматриваемой области), либо $\partial\psi/\partial n = 0$, где n — нормаль к жидкой границе (западная граница, частично на севере области). В более

общем случае на границе принимаются условия с учетом предполагаемого переноса водных масс. Как показывают выполненные ранее исследования, например [7], выбор и задание граничных условий, таким образом, для открытых районов позволяет получить вполне удовлетворительные результаты по моделированию динамики вод. Для решения уравнения (1) использован метод электрического моделирования [6], позволяющий во многом не только ускорить процесс решения, но и обойтись без дополнительной информации для задания граничных условий, например, задания расходов на открытой границе, в случае рассмотрения многосвязанной области между островами (в нашей задаче имеется ряд контуров — Африка, Мадагаскар, Австралия) и ряде других случаев [7]. После получения решения уравнения (1) можно перейти к скоростям течений на отдельных горизонтах. Для этого был использован подход, предложенный в [4]. Для расчета дрейфовой составляющей скорости течения в верхнем пограничном слое использована полуэмпирическая теория турбулентности для бароклинного океана, позволяющая в замкнутом виде сформулировать задачу [2]. Вертикальная составляющая скорости рассчитана из уравнения неразрывности.

Исходными данными послужили пять типовых барических полей [1] и карты среднемесячного распределения полей плотности для всей толщи океана [1, 10]. Были выполнены исследования для всех пяти типов атмосферной циркуляции в центральной части Индийского океана: от 20 до 110° в. д. с шагом 4° и от 20 до 45° ю. ш. с шагом 1,5°. С целью выполнения детализации основных черт циркуляции в восточной части Индийского океана была рассмотрена область с более мелким шагом сетки — 1° по долготе и широте: от 83 до 110° в. д. и между 20 и 35° ю. ш. Рассмотрение этих районов объясняется особенностями циркуляции вод, которые расположены в антициклоническом поясе Индийского океана. Детализация восточной части этого района выполнена с целью дальнейшей оценки зон анвеллинга в этом регионе как одного из возможных районов для промысла [5].

В качестве иллюстрации результатов моделирования динамики вод на рис. 1 и 2 приводятся вертикальные скорости на горизонте 100 м для 4 типа атмосферной циркуляции — меридиональный с глубокой ложбиной в восточной части океана. Полученный материал удовлетворительно согласуется как с существующими представлениями о характере циркуляции вод в рассматриваемом районе, так и немногочисленными данными наблюдений за скоростями течений [5, 9].

Полученный материал позволяет выделить квазистационарные зоны циклонических и антициклонических круговоротов для каждого отдельного типа атмосферной циркуляции, кроме этого наметить пограничные области между ними со значительным уровнем завихренности, что, как отмечалось выше, имеет большое значение для оценки продуктивности зон и перспективности промысла

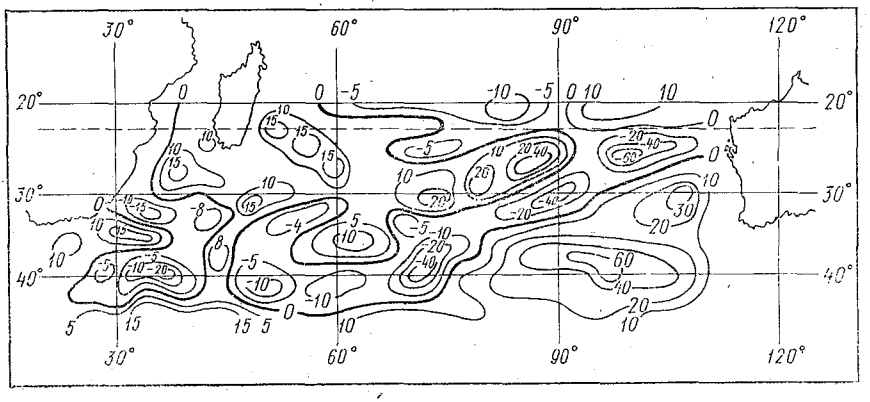


Рис. 1. Вертикальные скорости ($w \cdot 10^4$ см $\cdot$ с$^{-1}$) на горизонте 100 м в центральной части Индийского океана

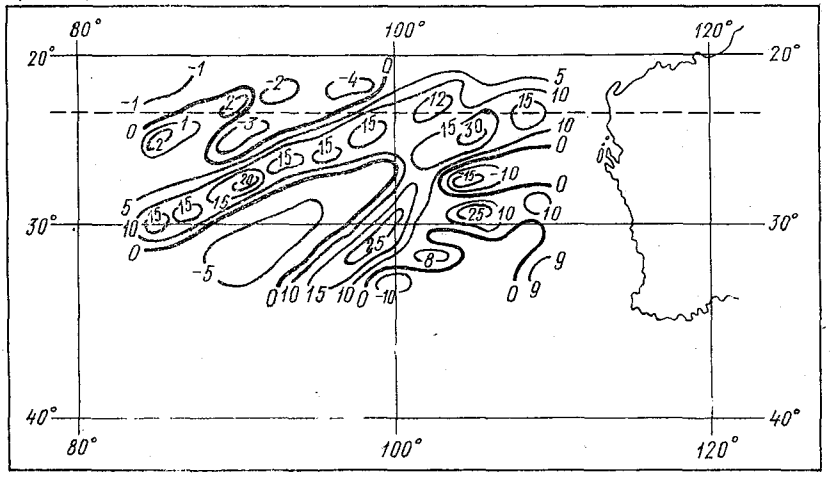


Рис. 2. Вертикальные скорости ($w \cdot 10^4$ см $\cdot$ с$^{-1}$) на горизонте 100 м в восточно-центральной части Индийского океана

в этих районах. На рис. 3 приведены положения линий конвергенции и дивергенции в центральной части Индийского океана. Здесь линия конвергенции достаточно хорошо совпадает с положением южной субтропической конвергенции [3]. Анализ поля вертикальных скоростей (см. рис. 2) позволяет выделить зоны апвеллинга в восточно-центральной части: между 100—110° в. д., в пределах 20—23° ю. ш. и 28—30° ю. ш., для которых имеются указания на повышенную биологическую продуктивность [1, 5].

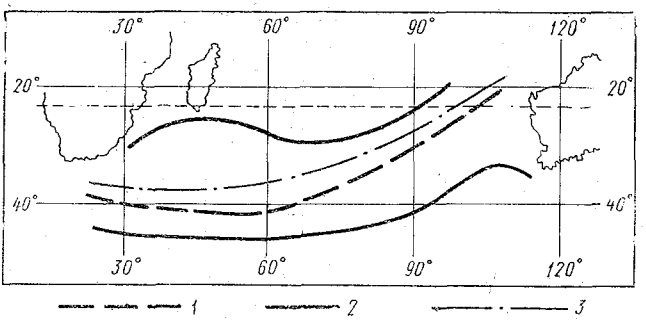


Рис. 3. Положение линий конвергенции (*1*) и дивергенции (*2*) в центральной части Индийского океана, полученные по результатам моделирования. Положение южной субтропической конвергенции (*3*) по [3]

Как показывает анализ полученного материала, имеются все возможности с помощью электрического аналогового и математического моделирования решить задачу о стационарной ветровой циркуляции в бароклинном океане с реальным рельефом дна и очертаниями берегов. В более общем случае область может быть многосвязанной с любым количеством контуров. Причем использование электрических аналогов позволяет реализовать задачу с любым сколь угодно малым или большим шагом сетки, так как при любой конечно-разностной аппроксимации исходного уравнения существует возможность, в отличии от ЦВМ, добиться устойчивости схемы соответствующим выбором критериев подобия между гидродинамическим полем и электрической схемой аналоговой модели [6].

В результате моделирования динамической структуры вод можно не только получить трехмерное поле скоростей течений, но и, как видно из рис. 3, выделить линии конвергенции и дивергенции. Таким образом, представляется возможность проследить положение основных фронтальных зон при переходе от одного типа атмосферной циркуляции к другому.

Результаты исследований могут быть использованы в дальнейшем для сопоставления динамической и термической структур вод

центральной части Индийского океана, для выявления связи циркуляции вод с распределением биогенных элементов и, наконец, для прогноза изменения гидрологических условий, что связано с прогнозом поведения и урожайности объектов промысла в открытом океане.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас океанов. Атлантический и Индийский океаны. МО СССР. Военно-Морской Флот, 1977. — 306 с.
2. Бобылева И. М. Расчет характеристик турбулентности в планетарном пограничном слое атмосферы. — Л., Труды ЛГМИ, 1970, вып. 40, с. 3—69.
3. Грузинов В. М. Фронтальные зоны Мирового океана. — М.: Гидрометеоиздат, 1975. — 198 с.
4. Егоров К. Л. и др. Модель баротропного океана. — Океанология, 1970, т. 10, вып. 2, с. 249—255.
5. Канаев В Ф, Нейман В. Г, Парин Н. В. Индийский океан. — М.: Мысль, 1975. — 280 с.
6. Макаров В. А., Мензин А. Б. Моделирование океанологических процессов (гидравлическое и аналоговое). Л., изд. ЛПИ, 1979, 116 с. (ЛГМИ).
7. Мензин А. Б., Сыроватко Н. А. Моделирование ветровой циркуляции в открытых акваториях. — В кн.: Исследование и освоение Мирового океана. Л., изд. ЛПИ, 1980, вып. 71, с. 62—68 (ЛГМИ).
8. Океанология. Биология океана, т. 2. Биологическая продуктивность океана (Отв. ред. Виноградов М. Е.). — М.: Наука, 1977. — 399 с.
9. Щербинин А. Д. Структура и циркуляция вод Индийского океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 92 с.
10. Oceanographic atlas of the International Indian Ocean Expedition. National science foondation. Washington, D. C., November, 1971. — 531 p.

УДК 551.46

К. Д. КРЕЙМАН, М. В. НАЗИМОВ (ЛГМИ),
А. А. ПРОЗОРОВ (ЛОГОИН)

ВЛИЯНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ПРОДУКЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В БЕЛОМ МОРЕ

Проблема рационального использования морских ресурсов на современном этапе определяет актуальность комплексных исследований морских экологических систем. В полной мере это относится к Белому морю, поскольку уровень изученности его экосистемы все еще не удовлетворяет требованиям, определяемым интенсивным освоением морских ресурсов.

В настоящее время существует ряд работ, например, [1, 5, 6], посвященных математическому моделированию отдельных процессов, протекающих в беломорской экосистеме. Однако трудно указать модель, позволяющую хотя бы в самых общих чертах одновременно воспроизводить основные особенности как гидрологического режима, так и продукционных процессов в Белом море и исследовать их взаимосвязь. Между тем вопрос о прогнозе со-

стояния экосистемы, лежащий в центре проблемы рационального освоения морских ресурсов, может быть решен лишь при условии установления и всестороннего изучения связей между физическими процессами, протекающими в море.

Ниже приводится упрощенная модель химико-биологического комплекса, в основном завершающая этап построения комплексной математической модели экосистемы пелагической части Белого моря. Работы по созданию отдельных блоков модели, описывающей основные гидрологические и продукционные процессы в Белом море с сезонным масштабом, изменчивости, ведутся на кафедре океанологии ЛГМИ в течение нескольких последних лет [5, 6]. Обобщение полученных к настоящему времени результатов позволило приступить к исследованию влияния некоторых особенностей гидрологического режима на продукционные процессы в верхнем слое Белого моря. Анализ первых результатов, полученных в этом направлении, является целью данной работы.

Принимая во внимание особенности гидрологического и химико-биологического режимов верхнего слоя Белого моря [2, 7], в качестве основных переменных состояниях модели были приняты температура и соленость воды, скорость непериодических течений, толщина, сплоченность и скорость дрейфа ледового покрова, подводная освещенность, концентрации питательных солей, биомассы фито- и зоопланктона. Следуя практике решения подобных задач, при работе над моделью были выделены динамический, термохалинный, ледовый и химико-биологический блоки. Это позволило осуществить реализацию поставленной трехмерной нестационарной задачи поэтапно, что значительно облегчило ее численное решение.

В результате реализации трех первых блоков модели удалось воспроизвести характерные черты современного гидрологического режима верхнего слоя моря и его внутригодовую изменчивость. Постановка отдельных задач и наиболее существенные результаты подробно изложены в отчетах по научной работе кафедры океанологии ЛГМИ за 1980—1981 гг., а также в работах [5, 6], что делает излишним повторение их в данной статье. Отметим лишь, что достаточно важным для дальнейшего моделирования экосистемы беломорской пелагиали представляются расчеты трехмерных полей непериодических течений в различные сезоны и в частности вертикальной циркуляции, с которой во многом связано перераспределение питательных солей в море [2, 8], а также расчеты эволюции ледового покрова на акватории моря весной.

При формулировке модели экосистемы популяции фито- и зоопланктона рассматривались как однородные в силу значительного преобладания в водорослях диатомей, а в животном планктоне — копепод [7, 10, 13]. Пр иэтом в соответствии с принятой схемой трофических взаимоотношений динамику биомассы фитопланктона (p) опредляли скорость его роста (γ_1), выедание зоопланктоном и естественная смертность (γ_3). Согласно результатам ис-

следования [11] при моделировании учитывалась зависимость скорости роста фитопланктона от температуры воды (T) и лимитирующих факторов, в качестве которых с учетом результатов работ [2, 7] выбраны освещенность (J) и концентрация нитратного азота (N):

$$\gamma_1 = \exp\left\{0{,}0725 \cdot T - 1{,}135\right\} \cdot \min\left\{\frac{J}{10{,}87} \times \right.$$

$$\left. \times \exp\left[1 - \frac{J}{10{,}87}\right]; \quad \frac{N}{5{,}6 + N}\right\}. \qquad (1)$$

В модели полагалось, что изменение биомассы зоопланктона (f) зависит от количества ассимилированной пищи — фитопланктона и детрита (d_1), трат на обмен и элиминации (γ_5). Интенсивность фильтрации воды зоопланктоном определялась с учетом влияния температуры [11]:

$$\gamma_2 = 0{,}012 \cdot \exp\left\{0{,}08 \cdot (T - 15)\right\}.$$

Влияние на γ_2 изменения количества пищи при моделировании не учитывалось, поскольку для условий Белого моря этот вопрос еще предстоит решить, а усложнение в настоящее время модели включением в нее зависимостей, недостаточно подтвержденных материалами наблюдений, представляется не целесообразным. В равной мере это относится и к вопросу об элективности питания беломорского зоопланктона, в связи с чем потребление рачками водорослей и детрита считалось равновероятным [11, 12]. В соответствии с экспериментальными данными [12] усвояемость пищи зоопланктоном (μ) считалась постоянной. Зависимость от температуры воды интенсивности обмена зоопланктона (γ_4) и интенсивности экскреции им азота (γ_7) согласно [11] учитывались в виде

$$\gamma = \gamma^{20} \cdot \exp\left\{0{,}0734 \cdot (T - 20)\right\},$$

где γ^{20} — интенсивность соответствующего процесса при температуре 20° С.

При моделировании полагалось, что количество косного органического вещества увеличивается за счет выделения зоопланктоном неусвоенной пищи, экскреции рачков и отмирания растительного и животного планктона. Расход косного органического вещества происходил под влиянием процессов окисления и в результате выедания зоопланктоном его взвешенной части. Соотношение растворенного и взвешенного органического вещества в связи с недостаточной экспериментальной изученностью для условий Белого моря считалось неизменным и близким к среднему для морской воды значению, равному десяти [9]. В модели рассматривалось не все косное органическое вещество, а лишь содержащийся в нем органический азот (N_o). При этом учитывалась

минерализация N_0, приводящая к пополнению запаса питательных солей. Согласно данным работы [11] скорости протекания трех этапов минерализации азота зависят от температуры

$$\gamma = a \cdot \exp\{b \cdot T\}.$$

Для скоростей аммонификации (γ_8) $a = 0{,}02$ сут$^{-1}$; $b = 0{,}147$ град$^{-1}$; первой стадии нитрификации (γ_9) $a = 0{,}04$ сут$^{-1}$; $b = 0{,}1$ град$^{-1}$ и второй стадии нитрификации (γ_{10}) $a = 0{,}08$ сут$^{-1}$; $b = 0{,}1$ град$^{-1}$. Потребление нитратного азота фитопланктоном принималось пропорциональным (γ_6) приросту биомассы водорослей.

Наряду с перечисленными факторами при моделировании учитывалось, что концентрации планктона и питательных солей изменялись под влиянием вертикальной турбулентной диффузии и адвективного переноса. Скорость гравитационного оседания фитопланктона в верхнем слое моря рассчитывалась с учетом размеров клеток в зависимости от температуры воды по формуле

$$w_1 = 0{,}1 \cdot \exp\{0{,}14 \cdot T\}.$$

На основании экспериментальных данных [11] скорость осаждения частиц детрита (w_2) полагалась на два порядка больше скорости опускания живых клеток водорослей.

С учетом изложенных допущений, а также предварительной оценки относительной значимости различных членов в уравнениях для биогенных элементов, фито- и зоопланктона химико-биологический блок модели может быть представлен в виде

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial p}{\partial z} - (w + w_1) \frac{\partial p}{\partial z} + \gamma_1 \cdot p - \gamma_2 \cdot p \cdot f - \gamma_3 \cdot p \qquad (2)$$

$$\frac{\partial f}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial f}{\partial z} + \mu \cdot \gamma_2 \cdot (p + d_1) \cdot f - \gamma_4 \cdot f - \gamma_5 \cdot f \qquad (3)$$

$$\frac{\partial N_0}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial N_0}{\partial z} - (w + w_2) \cdot \frac{\partial N_0}{\partial z} + \alpha_1 \cdot \gamma_3 \cdot p + \alpha_2 \cdot \gamma_5 \cdot f +$$
$$+ \Delta_2 \cdot \gamma_7 \cdot f + \alpha_3 \cdot (1 - \mu) \cdot \gamma_2 \cdot (p + d_1) \cdot f - \Delta_1 \cdot \gamma_2 \cdot N_0 \cdot f - \gamma_8 \cdot N_0 \qquad (4)$$

$$\frac{\partial N_1}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial N_1}{\partial z} - w \cdot \frac{\partial N_1}{\partial z} + (1 - \Delta_2) \cdot \gamma_7 \cdot f + \gamma_8 \cdot N_0 - \gamma_9 \cdot N_1 \qquad (5)$$

$$\frac{\partial N_2}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial N_2}{\partial z} - w \cdot \frac{\partial N_2}{\partial z} + \gamma_9 \cdot N_1 - \gamma_{10} \cdot N_2 \qquad (6)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial N}{\partial z} - w \cdot \frac{\partial N}{\partial z} + \gamma_{10} \cdot N_2 - \gamma_1 \cdot \gamma_6 \cdot p \qquad (7)$$

$$\frac{dJ}{dz} = -(q_1 + q_2) \cdot J, \qquad (8)$$

где t — время; z — вертикальная координата; N_1 и N_2 — концентрации аммонийного и нитритного азота соответственно; $q_1 = 0{,}038$ м$^{-1}$ и $q_2 = K_1 \cdot p$ — показатели ослабления света чистой водой и хлорофиллом планктонных водорослей соответственно, $K_1 = 0{,}0003$ м$^2 \cdot$мг$^{-1}$ [11]; в качестве граничных условий на поверхности задавалось отсутствие потоков всех рассматриваемых компонентов химико-биологического комплекса и значение подповерхностной освещенности:

$$J_0 = \frac{1}{2} J_{\max}(1 - \eta \cdot N_л) \left[1 - \sin\left(\frac{2\pi}{365} \cdot t + \varphi_0\right)\right], \qquad (9)$$

где φ_0 — начальная фаза; $J_{\max} = 21$ Мдж$\cdot$м$^{-2}\cdot$сут$^{-1}$; $N_л$ — сплоченность льдов; η — коэффициент пропорциональности, определяющий степень поглощения света льдом. Согласно оценкам [7] он был принят равным 0,85. Мощность трофогенного слоя в Белом море не более 30—50 м [2, 7], поэтому расчеты ограничились пятидесятиметровой глубиной, здесь задавались концентрации планктона и питательных солей. В тех случаях, когда глубина была меньше 50 м, для всех субстанций принималось отсутствие потока через дно.

В начальный момент времени по всей трехмерной расчетной области, включающей Бассейн, Кандалакшский, Онежский и Двинский заливы, задавались распределения фито- и зоопланктона и питательных солей, характерные для предвесеннего периода [4, 8, 10, 13].

Химико-биологический блок модели был реализован с использованием численного метода прогонки. Полученные ранее результаты моделирования внутригодовой изменчивости гидрологического режима верхнего слоя Белого моря позволили рассчитать динамику перечисленных компонент химико-биологического комплекса на протяжении периода с апреля по декабрь, включающего биологическую весну, лето и осень. При выполнении расчетов основные коэффициенты, определяющие трофические взаимоотношения в рассматриваемой экосистеме согласно [11, 12], были выбраны следующими:

$$\gamma_3 = 0{,}1 \text{ сут}^{-1}; \quad \gamma_4^{20} = 0{,}7 \text{ сут}^{-1}; \quad \gamma_5 = 0{,}05 \text{ сут}^{-1};$$

$$\gamma_6 = 0{,}3 \text{ мг} - N \cdot \text{мг}^{-1}; \quad \gamma_7^{20} = 0{,}01 \text{ мг} - N \cdot \text{мг}^{-1} \cdot \text{сут}^{-1};$$

$$\alpha_1 = 0{,}3 \text{ мг} - N \cdot \text{мг}^{-1}; \quad \alpha_2 = 0{,}1 \text{ мг} - N \cdot \text{мг}^{-1};$$

$$\alpha_3 = 0{,}1 \text{ мг} - N \cdot \text{мг}^{-1}; \quad \mu = 0{,}6; \quad \Delta_1 = 0{,}09; \quad d_1 = 100; \quad \Delta_2 = 0{,}2,$$

где Δ_1 — доля детрита в косном органическом веществе; Δ_2 — доля органического азота в продуктах экскреции зоопланктона; α_1, α_2, α_3 — относительное содержание азота в клетках фитопланктона, зоопланктона и детрита соответственно.

Моделирование сезонного хода продукционных процессов в пределах расчетной области позволило выявить основные закономер-

ности пространственной и временной изменчивости компонент химико-биологического комплекса экосистемы пелагической части Белого моря. Распределение интегральной (под метром квадратным морской поверхности) биомассы фитопланктона $P_и$ по акватории моря характеризуется наличием максимумов, располагающихся у выходов из заливов, областью пониженных значений $P_и$

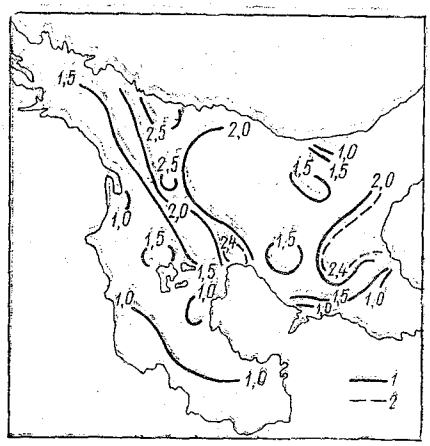


Рис. 1. Рассчитанное на начало июня распределение интегральной биомассы (г · м$^{-2}$) фитопланктона

в центральной части Бассейна и уменьшением биомассы водорослей по направлению к вершинам заливов (рис. 1). При этом наибольшие значения $P_и$ отмечаются у северо-западного побережья моря между п. Умба и п. Кашкаранцы. Полученные закономерности пространственного распределения величин $P_и$ в целом подтверждаются материалами наблюдений [3] согласно которым в летний период повышенные величины биомассы фитопланктона наблюдаются на выходах из Кандалакшского и Онежского заливов и пониженные — в Онежском заливе.

Характерной чертой вертикального распределения фитопланктона весной является приуроченность максимума рассчитанной биомассы водорослей к поверхности моря. В летне-осенний период максимум биомассы фитопланктона заглубляется и располагается в области пикноклина (рис. 2). Сезонный ход расчетной интегральной биомассы фитопланктона близок к реальной динамике $P_и$ в море и имеет два пика — весенний и летний, приходящиеся на начало июля и начало августа соответственно (рис. 3). Сезонный ход интегральной (под метром квадратным морской поверхности) биомассы зоопланктона $F_и$ характеризуется наличием максимума в июле.

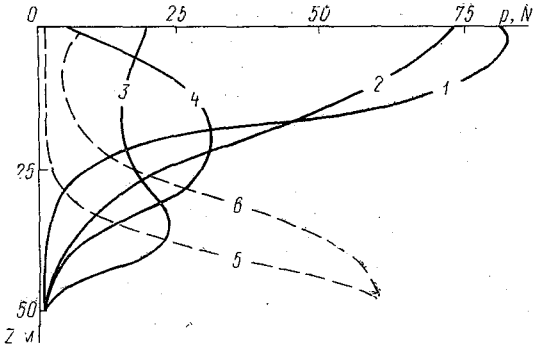


Рис. 2. Вертикальное распределение концентраций фитопланктона (мг · м$^{-3}$) и нитратного азота (мг — N · м$^{-3}$):

1, 3 — распределение фитопланктона в Кандалакшском заливе в начале июня и начале августа соответственно; *2, 4* — распределение фитопланктона в районе Горла в начале июня и в начале августа соответственно; *5, 6* — распределение нитратного азота в начале августа в Кандалакшском заливе и в районе Горла соответственно

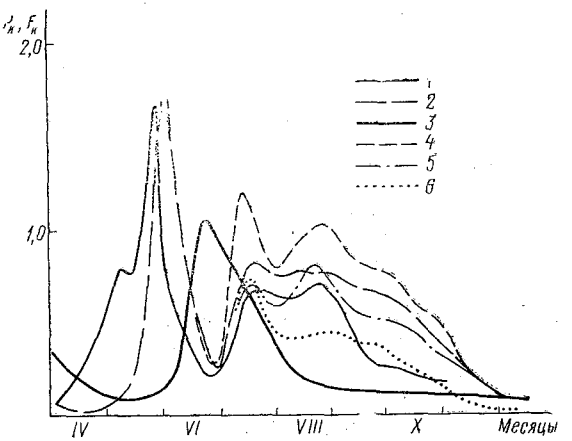


Рис. 3. Динамика интегральной биомассы (г · м$^{-2}$) фито- и зоопланктона в Кандалакшском заливе: *1* — наблюдения [4]; *2, 3* — расчет $P_и$ и $F_и$ соответственно при климатических значениях внешних параметров модели экосистемы; *4, 5* — расчет $P_и$ для «теплого» и «холодного» лета соответственно; *6* — рассчитанные величины $P_и$ без учета регенерации питательных солей

Расчеты показывают, что температура воды влияет на динамику биомассы фитопланктона на протяжении всего вегетационного периода. Причем степень этого влияния в различные сезоны неодинакова (см. рис. 3). Наибольшее значение оно приобретает в летне-осенний период, когда в условиях дефицита питательных солей существенную роль играют процессы регенерации азота, сильно зависящие от температуры [11]. При этом следует отметить, что увеличение скорости регенерации азота, вызванное сезонным ходом температуры воды, является, по-видимому, одной

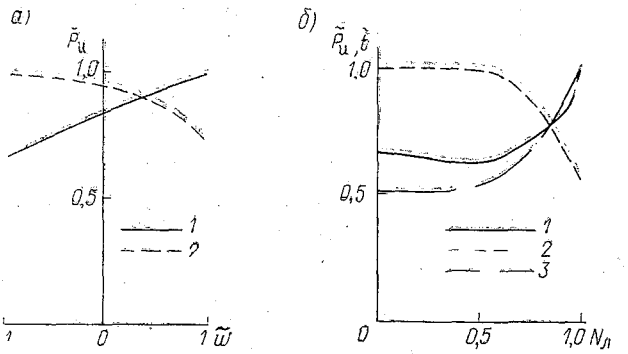


Рис. 4. Влияние вертикальной циркуляции и сплоченности льда на интегральную биомассу фитопланктона:
а) влияние безразмерной вертикальной составляющей скорости течения $\tilde{w}$:
1, *2* — на величину безразмерной интегральной биомассы фитопланктона $\tilde{P}_и$ в начале июня и августа соответственно;
б) влияние сплоченности льда:
1, *2* — на максимальную величину безразмерной интегральной биомассы фитопланктона $\tilde{P}_и$ весной и летом соответственно; *3* — на безразмерный срок наступления весеннего максимума в развитии водорослей $\tilde{t}$

из причин существования в Белом море летней вспышки фитопланктона. Сказанное иллюстрирует приведенные на рис. 3 расчеты сезонной динамики $P_и$ в «теплое» (температура воды в летние месяцы на два-три градуса выше климатической), в «холодное» (температура воды в летние месяцы на два-три градуса ниже климатической) лето и без учета пополнения питательных солей в верхнем слое моря за счет минерализации органического азота.

Полученные данные свидетельствуют о том, что влияние весенней эволюции ледового покрова на ход продукционных процессов в пелагической части моря проявляется не только весной, но и летом. Так, например, величина летнего максимума биомассы водорослей в зависимости от сплоченности льдов в апреле может меняться почти в два раза (рис. 4, *б*). Влияние ледяного покрова

начинает заметно сказываться на ходе продукционных процессов лишь при сплоченности выше 0,5. При этом весеннее развитие водорослей задерживается на тем больший срок, а сама вспышка достигает тем большего значения, чем выше сплоченность льдов в апреле.

Известно, что в отдельные годы весной над Белым морем наблюдаются устойчивые по направлению воздушные переносы. На основе комплексной модели экосистемы были выполнены расчеты

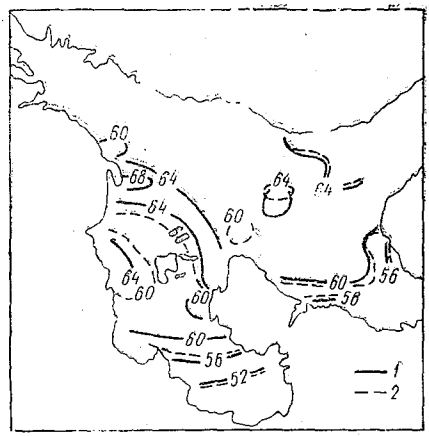


Рис. 5. Карта изохром сроком наступления весеннего максимума интегральной биомассы фитопланктона (в сутках, начиная с 1/IV):

1 — с учетом ледового режима, рассчитанного по климатическим данным; *2* — с учетом ледового режима в мае при северо-восточном воздушном переносе над морем

продукционных процессов с учетом деловых условий, формирующихся в мае под влиянием постоянных северо-восточных ветров. Результаты этих расчетов свидетельствуют о том, что различие в распределении ледяного покрова в мае может существенно сказываться на смещении сроков наступления весенней вспышки фитопланктона. При этом наибольшие различия (неделя и более) наблюдались в районе выхода из Онежского залива у Карельского берега и были соизмеримы с амплитудой пространственной изменчивости сроков наступления весеннего максимума в пределах всего моря (рис. 5).

На основании анализа данных наблюдений и результатов моделирования трехмерных полей течений, полученных в ходе реализации гидрологического блока комплексной модели, было сделано предположение о значительном влиянии вертикальной адвекции на функционирование экосистемы беломорской пелагиали.

Расчеты подтвердили существенную зависимость продукционных процессов от вертикальной циркуляции в Белом море. В весенний период при отсутствии дефицита питательных солей эта зависимость проявляется в усилении развития фитопланктона при опускании вод (см. рис. 4, *а*). В летне-осенний период, когда развитие водорослей лимитируется содержанием в воде нитратов, значения $P_и$ увеличиваются при подъеме вод, несущих питательные соли. Значительное влияние вертикальной циркуляции на режим биогенных элементов в верхнем слое моря подтверждается и вертикальным распределением фитопланктона и питательных солей в областях с выраженным подъемом, и опусканием вод (см. рис. 2). В первом случае слой скачка концентрации нитратного азота располагается на 10—15 м ближе к поверхности, чем во втором.

В заключение следует отметить, что результаты выполненных расчетов свидетельствуют о существенной зависимости продукционных процессов от гидрологических факторов и необходимости учета выявленных закономерностей при исследовании экосистемы пелагической части Белого моря.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В. В. Динамические модели водных биоценозов. — В кн.: Человек и биосфера, вып. 1. М., изд. МГУ, 1976, с. 3—54.
2. Белая Т. И., Федоров В. Д. Гидрологические и гидрохимические особенности Белого моря как условия, определяющие уровень первичной продуктивности. — В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 3. М., изд. МГУ, 1972, с. 184—211.
3. Житина Л. С. Пространственное распределение фитопланктона Белого моря. — Автореферат кандидатской диссертации. М., изд. МГУ, 1981, — 22 с.
4. Конопля Л. А. Вертикальное распределение фитопланктона Карельского побережья Белого моря. — Океанология, т. 13, вып. 2, 1973, с. 314—320.
5. Крейман К. Д., Царев В. А. Исследование влияния речного стока на сроки появления льда в море по результатам математического моделирования. — Труды IV конференции молодых ученых Ленинградского гидрометеорологического института. Л., 1979, деп. № 4195—79, с. 57—63.
6. Крейман К. Д., Царев В. А. Моделирование весенне-летних гидрологических процессов в море. — В сб.: Исследование и освоение Мирового океана. Л., изд. ЛПИ, вып. 71, 1980, с. 69—76. (ЛГМИ).
7. Кузнецов В. В. Белое море и биологические особенности его флоры и фауны. М.—Л., АН СССР, 1960. — 322 с.
8. Максимова М. П. Органическое вещество и биогенные элементы в водах Белого моря, кандидатская диссертация, Петрозаводск, 1960. — 145 с.
9. Попов Н. И. и др. Морская вода. — М: Наука, 1979. — 327 с.
10. Прыгункова Р. В. Некоторые особенности сезонного развития зоопланктона губы Чупа Белого моря. — В кн.: Сезонные явления в жизни Белого и Баренцева морей. Л., Наука, 1974, с. 4—55.
11. Сергеев Ю. Н. и др. Моделирование процессов переноса и трансформации вещества в море. Л., изд. ЛГУ, 1979. — 291 с.
12. Сущеня Л. М. Количественные закономерности питания ракообразных. — Минск, Наука и техника, 1975. — 207 с.
13. Хлебович Т. В. Качественный состав и сезонные изменения численности фитопланктона в губе Чупа Белого моря. — В кн.: Сезонные явления в жизни Белого и Баренцева морей. Л., Наука, 1974, с. 56—64.

УДК 551.46.083:681.3

А. Н. ПАРАМОНОВ, В. И. ЗАБУРДАЕВ, А. В. НИКИТИН, О. И. КУЖИМ (Гидрофизик АН УССР)

ГИДРОЛОГО-ОПТИЧЕСКИЙ ИЗМЕРИТЕЛЬНО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС АППАРАТУРЫ

Современные экспериментальные методы исследования океана базируются на результатах комплексных измерений. Для получения информативных данных о состоянии океана одновременно измеряется ряд параметров морской среды в широком диапазоне пространственно-временных масштабов. Например, при исследовании внутреннего волнения, мелкомасштабных турбулентных процессов, оптических и акустических характеристик морской воды важно знать как общие, так и локальные гидрологические условия в месте проведения исследований — температуру, соленость, плотность. Для выполнения комплексных измерений целесообразно применение измерительно-вычислительных комплексов аппаратуры, составляемых из отдельных агрегатируемых средств измерений, с обработкой общего объема получаемой информации на универсальной или специализированной ЭВМ.

В МГИ АН УССР на протяжении последних десяти лет разработан ряд измерительных гидрофизических средств, отвечающих основным требованиям, предъявляемым к агрегатным средствам информационно-измерительных систем. В настоящей работе описывается разработанный и изготовленный в отделе автоматизации океанографических измерений и СКТБ МГИ АН УССР гидролого-оптический комплекс, предназначенный для изучения закономерностей формирования и взаимодействия гидрологических и гидрооптических полей в диапазоне глубин $0 \div 2000$ м в режиме непрерывного зондирования или с остановками на отдельных горизонтах. Комплекс представляет собой совокупность измерительных средств, удовлетворяющих требованиям функциональной, информационной, электрической, эксплуатационной, конструктивной и метрологической совместимости, а также требованиям функциональной, структурной и параметрической полноты [1].

Структурная схема комплекса показана на рис. 1. В состав погружаемого устройства входит ряд агрегатируемых приборов: измеритель средних значений температуры, удельной электрической проводимости и гидростатического давления (ИСВ); измеритель пульсаций температуры и продольной составляющей пульсаций скорости потока (ИПВ); измеритель спектрального показателя ослабления направленного света (ИПО); измеритель подводной облученности (ИО); измеритель биолюминесцентного потенциала (ИБП); распределительное устройство (РУ).

В бортовую часть комплекса входят: устройство связи УС, устройство ввода и вывода информации УВВИ, устройство вычис-

ления среднего модуля УВСМ, блок связи БС и блок контроля БК. В состав комплекса аппаратуры входит специализированная цифровая вычислительная машина СЦВМ, аналоговые регистраторы АР малогабаритное печатающее устройство МПУ, ленточный перфоратор ПЛ.

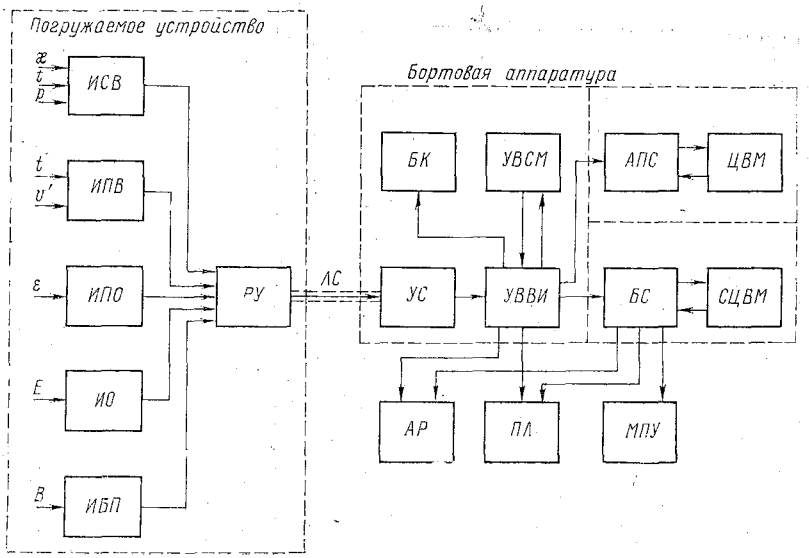


Рис. 1. Структурная схема гидролого-оптического измерительно-вычислительного комплекса

Для последующей обработки материала наблюдений и работы в судовой информационно-измерительной системе в комплексе предусмотрен выход на универсальную цифровую вычислительную машину ЦВМ через абонентский пульт связи АПС.

Связь погружаемого устройства с бортовым осуществляется с помощью трехжильного грузонесущего кабеля типа КГЗ-40-90.

Конструктивно погружаемое устройство выполнено в виде рамы, на которой устанавливаются распределительное устройство и необходимый набор измерителей. Конструктивная совместимость измерительных средств достигается применением единых типоразмеров контейнеров (внутренний диаметр 165 мм), шасси, плат, герметичных электрических разъемов, иллюминаторов, устройств крепления измерителей на раме. Электрическая и информационная совместимость обеспечивается единой разводкой по жилам кабеля питающих, синхронизирующих и информационных сигналов, единством схемы подготовки и выдачи информации в каждом измерителе (выходные регистры памяти, опрашиваемые внешними тактовыми импульсами), применением единой

элементной базы (интегральные микросхемы 134 серии), унификацией формы представления выходного сигнала в виде 16-разрядного двоичного слова с сигналом контроля на четность.

Метрологическая совместимость обеспечивается единством набора метеорологических характеристик (индивидуальная статическая характеристика преобразования, число разрядов двоичного кода, цена единицы младшего разряда, инерционность и дискретность измерений во времени, предел допустимого значения систематического отклонения от статической характеристики преобразования за определенный интервал времени, предел среднего квадратичного значения случайного отклонения от статической характеристики преобразования), единством способа определения предела допустимого значения погрешности при заданной доверительной вероятности $P = 0{,}997$ в диапазоне рабочих условий.

Унифицированные измерители гидрофизических параметров представляют собой датчики и преобразователи физических величин в последовательный двоичный код.

Измеритель средних величин аналогичен измерителю зонда «Исток-5» [2]. Для работы в гидролого-оптическом комплексе при разработке измерителя учтены требования унификации по управлению работой измерителя в комплексе, электрическим соединениям и конструкции.

В измерителе пульсационных величин применены первичные измерительные преобразователи пульсаций температуры и скорости потока, разработанные в СКТБ МГИ АН УССР. Датчик пульсаций температуры представляет собой медный термометр сопротивления с $R_0 = 100$ Ом и показателем тепловой инерции не более 0,05 с. Пульсации скорости потока измеряются электромагнитным датчиком с характерным пространственным осреднением 2 см. Последовательно с первичными измерительными преобразователями включены корректирующие и полосовые фильтры, обеспечивающие полосу пропускания $0{,}1 \div 10$ Гц по обоим каналам.

Измеритель спектрального показателя ослабления направленного света построен по принципу двухлучевого логарифмического фотометра-прозрачномера с оптической схемой lens-pin-hole [3, 4]. Измерение показателя ослабления производится одновременно в четырех участках спектра идентичными измерительными схемами, содержащими фотоприемник (ФЭУ-86) и разностно-логарифмический преобразователь [5]. Выделение участков спектра осуществляется с помощью интерференционных светофильтров с максимумами пропускания видимого света с длинами волн 436, 472, 543 и 675 нм.

Измеритель подводной облученности представляет собой фотометр прямого преобразования световой энергии сине-зеленой области спектра в электрический сигнал. Для увеличения телесного угла светоприемника применен косинусный коллектор. В качестве фотоприемника использован фотоумножитель типа ФЭУ-86. Динамический диапазон измерителя облученности (10^7 лк) разбит на

четыре поддиапазона. Выбор поддиапазона измерения производится автоматически установкой соответствующего нейтрального светофильтра перед фотоприемником.

В измерителе биолюминесценции фотоумножитель ФЭУ-86 работает в одноэлектронном режиме и преобразует энергию квантов биоизлучения в электрические импульсы, которые подсчитываются за фиксированный интервал времени (0,5 с).

Основные метеорологические характеристики измерителей приведены в таблице.

Бортовая аппаратура комплекса также имеет модульную структуру, состав которой определяется задачей исследования, необходимой обработкой и формой представления результатов.

При минимальном наборе модулей бортовой аппаратуры обеспечивается прием информации с погружаемого устройства, преобразование ее для цифровой регистрации на ленте перфоратора и в аналоговом виде. В этом случае для получения осредненных характеристик пульсаций скорости и температуры используется устройство вычисления среднего модуля. С помощью блока контроля осуществляется индикация измеряемых параметров по выбору оператора.

При необходимости первичной обработки параметров морской среды в реальном масштабе времени в составе бортовой аппаратуры используется специализированная цифровая вычислительная машина СЦВМ с блоком связи БС. Обмен информацией между СЦВМ, УВВИ и регистраторами выполняется по общей магистрали, содержащей шины ввода—вывода числовой и командной информации. Блок связи представляет собой интерфейс, в котором принимаются сигналы управления от измерителей и регистраторов и формируются непрограммированные команды ввода—вывода информации и управления СЦВМ. Программное обеспечение СЦВМ тесно связано с работой аппаратных средств и содержит программы вычисления физических величин температуры, удельной электрической проводимости, гидростатического давления, показателя ослабления направленного света, облученности и биолюминесценции, пульсаций скорости и температуры. В СЦВМ рассчитываются косвенно измеряемые параметры — соленость, плотность морской воды и статистические характеристики флуктуаций скорости и температуры. Результаты прямых и косвенных измерений выводятся на малогабаритное печатающее устройство, ленточный перфоратор и аналоговые регистраторы.

Для работы в информационно-измерительных системах НИС «Академик Вернадский» и «Михаил Ломоносов» в комплексе предусмотрен канал связи для подключения к общей магистрали корабля. Обмен информацией между УВВИ гидролого-оптического комплекса и универсальной цифровой вычислительной машиной осуществляется через абонентский пульт связи, обеспечивающий информационное и энергетическое согласование комплекса и системы.

Таблица

Измеритель	Измеряемый параметр	Диапазон измерения	Предел допустимой погрешности при доверительной вероятности $P=0{,}997$	Цена единицы младшего разряда	Частота опроса
ИСВ	Температура t	$-2 \div 35°$ С	0,05° С	0,0025° С	4 Гц
	Гидростатическое давление P	$0 \div 235$ кг/см^2	0,5%	0,03 кг/см^2	4 Гц
	Электрическая проводимость $\varkappa$	$16 \div 65$ мСм/см	0,05 мСм/см	0,0035 мСм/см	4 Гц
ИПО	Показатель ослабления направленного света				
	$\varepsilon_\lambda = 436$ нм	$0{,}01 \div 0{,}4$ м$^{-1}$	3%	$(2 \pm 0{,}5) \cdot 10^{-3}$ м$^{-1}$	1 Гц
	$\varepsilon_\lambda = 472$ нм				1 Гц
	$\varepsilon_\lambda = 543$ нм				1 Гц
	$\varepsilon_\lambda = 675$ нм				1 Гц
ИО	Облученность E	$10^{-3} \div 10^4$ лк	10%	$9 \cdot 10^{-4}$ лк $4 \cdot 10^{-2}$ лк 2,5 лк 130 лк (в пределах поддиапазонов)	4 Гц
ИПВ	Пульсации температуры t'	52 дб, 0,1—10 Гц	10%	0,001° С	32 Гц
	Пульсация скорости V'	40 дб, 0,1—10 Гц	10%	0,005 м/с	32 Гц
ИБП	Биолюминесцентный потенциал B	$2 \cdot 10^{-4} \div 2 \cdot 10^{-2}$ мкВт/см^2	10%	$7{,}8 \cdot 10^{-5}$ мкВт/см^2	4 Гц

Комплекс аппаратуры прошел лабораторные и натурные испытания. Морские испытания проводились в 22-м рейсе НИС «Академик Вернадский». Во время экспедиции проверялась правильность выбора схемных решений измерителей, совместимость блоков и устройств комплекса. В рейсе выполнены комплексные измерения параметров морской воды. Для измерений использовались измеритель средних величин температуры, удельной электрической проводимости и гидростатического давления, измеритель

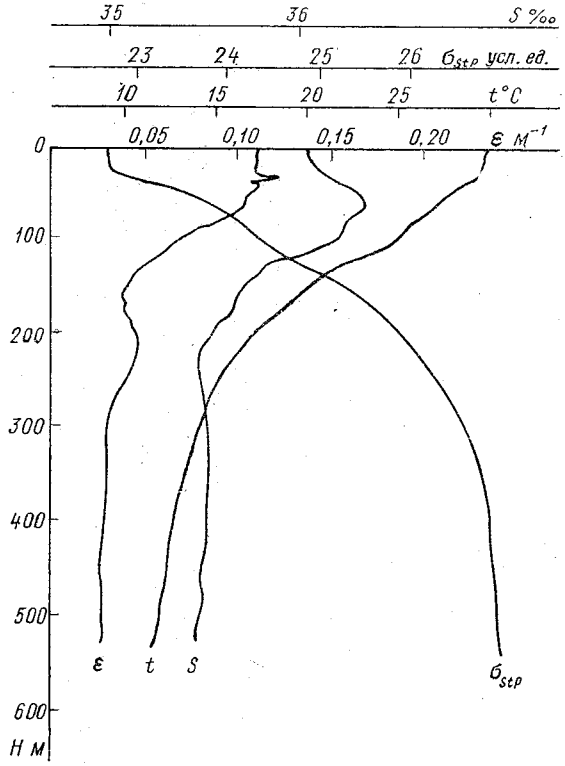


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры t, солености S, условной плотности σ_{Stp} и показателя ослабления ε по результатам измерений на одной из станций в 22-м рейсе НИС «Академик Вернадский»

показателя ослабления направленного света и распределительное устройство. Измеряемая комплексом информация вводилась в реальном масштабе времени через абонентский пульт связи в бортовую ЭВМ «Минск-22». В ЭВМ осуществлялась предварительная корректировка и распаковка поступающих данных, формирование массивов информации с записью на магнитную ленту, расчет пер-

вичных и ряда вторичных гидрологических и оптических параметров, вывод массивов расчетной информации на широкую печать и ленту перфоратора. На рис. 2 представлены вертикальные профили температуры t, солености S, условной плотности σ_{StP} и показателя ослабления ε в одном из участков спектра, полученные с помощью комплекса аппаратуры в рейсе НИС «Академик Вернадский». Качественное сравнение полученных профилей показывает, что структура вод, определяемая по изменению оптического параметра, соответствует структуре вод, определяемой по распределению гидрологических параметров. Слой термоклина, пикноклина и максимума солености отмечен наличием скачка оптической плотности.

Результаты испытаний показали высокую эффективность разработанной аппаратуры при проведении комплексных измерений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Средства агрегатные информационно-измерительных систем ГОСТ 22.315—77, ГОСТ 22.316—77, ГОСТ 22.317—77, ГОСТ 23.915—79.
2. Забурдаев В. И., Шаповалов Ю. И. Результаты испытаний гидрофизического зондирующего комплекса «Исток-5». Морские гидрофизические исследования, 1979, № 4, с. 152—157.
3. Ли М. Е. Логарифмический фотометр-прозрачномер для видимой и ближней ультрафиолетовой области спектра. В кн.: Методика и аппаратура для гидрофизических исследований, т. 41. Киев, Наукова думка, 1969, с. 180—188.
4. Ли М. Е., Михайлов Э. А., Неуймин Г. Г. Новый логарифмический фотометр-прозрачномер. — В кн.: Исследование междуведомственной экспедиции в Северо-Западной Атлантике. Севастополь, изд. МГИ АН УССР, 1969, с. 71—76.
5. Спиридонов В. В., Чепыженко А. И. Способы логарифмирования электрических сигналов в гидрооптических измерителях. В кн.: Оптические методы изучения океана и внутренних водоемов. Таллин, 1980, с. 315—317.

УДК 551.46

В. М. КУШНИР, Е. Г. АНДРЮЩЕНКО (Гидрофизин АН УССР)

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА ИЗМЕРЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ ЧИСЛЕННЫМИ МЕТОДАМИ

Основными особенностями измерения океанических течений являются флуктуирующий характер сигналов модуля и направления вектора скорости, а также необходимость раздельного измерения нескольких элементов (например, модуля скорости и направления или составляющих вектора скорости в приборной системе координат и угла ориентации этой системы относительно магнитного меридиана). Если считать, что результатом измерения

являются составляющие вектора скорости на меридиан и параллель (V_m и V_p), то нелинейные зависимости между измеряемыми и результирующими величинами, неидеальность динамических характеристик в независимых каналах измерения при наличии флуктуирующих сигналов на входе приводит к тому, что измеренные значения вектора скорости могут значительно отличаться от истинных. Эти отличия (погрешности измерения) содержат как случайную, так и систематическую составляющие, что наглядно проявляется при счислениях различных измерителей течений в натурных условиях. Так, в трех международных экспериментах СКОР ЮНЕСКО по сличениям самописцев течений различного типа, а также в многочисленных экспериментах такого рода, выполненных в МГИ АН УССР, были получены относительные расхождения в показаниях, превышающие сотни процессов [1, 2].

Исследование погрешностей измерения океанических течений в различных условиях необходимо для обеспечения единства измерений, повышения достоверности измерительной информации и конструирования новых приборов. Аналитические методы вычисления погрешностей измерения флуктуирующих векторов скорости океанических течений применимы для ограниченного числа вероятностных распределений [3]. Другим методом исследования точности измерения океанических течений является численное моделирование. Оно включает формирование флуктуационных рядов составляющих вектора скорости течения, преобразование этих рядов операторами, структура которых подобна схеме измерения с учетом основных динамических параметров измерительных каналов, диаграммы чувствительности датчиков, способов обработки (осреднения) сигналов и затем сопоставление статистических характеристик исходных флуктуационных рядов и полученных после вычислений. Применительно к большой группе самописцев течений, основанных на определении модуля скорости и его направления, система уравнений измерения может быть представлена следующим образом [4]:

$$r(\tau) = \sqrt{V_m^2(\tau) + V_p^2(\tau)}, \tag{1}$$

$$\varphi(\tau) = \operatorname{arctg} V_p(\tau) \cdot V_m^{-1}(\tau), \tag{2}$$

$$V(\tau) = r(\tau) \cdot F[\varphi(\tau) - \psi(\tau)], \tag{3}$$

$$\frac{L_\psi}{r(\tau)} \cdot \dot{\psi}(\tau) + \psi(\tau) = \varphi(\tau), \tag{4}$$

$$T_\alpha \cdot \dot{\alpha}(\tau) + \alpha(\tau) = \psi(\tau), \tag{5}$$

где $V_m(\tau)$, $V_p(\tau)$ — исходные ряды проекций вектора скорости на меридиан и параллель; $r(\tau)$ — модуль; $\varphi(\tau)$ — направление вектора скорости; $V(\tau)$ — измеренный модуль скорости, являющейся функцией диаграммы угловой чувствительности датчика

$F[\varphi(\tau)-\psi(\tau)]$; $\psi(\tau)$ — угол между осью датчика скорости и магнитным меридианом; L_ψ — путь синхронизации измерителя в потоке; T_α — постоянная времени компаса; $\alpha(\tau)$ — показания компаса.

В зависимости от способа обработки сигналов в измерителе система (1)—(5) дополняется следующими уравнениями.

1. Для векторно осредняющих приборов:

$$U_m = \frac{\Delta l}{T_н}\sum_{i=1}^{m}\cos\alpha_i, \tag{6}$$

$$U_p = \frac{\Delta l}{T_н}\sum_{i=1}^{m}\sin\alpha_i, \tag{7}$$

$$\int_{\tau_{i-1}}^{\tau_i} V(\tau)\,d\tau = \Delta l, \tag{8}$$

$$\sum_{i=1}^{m}\tau_i = T_н, \tag{9}$$

где $T_н$ — время осреднения; Δl — заданный отрезок пути.

2. Для приборов с непосредственной фиксацией модуля и направления вектора скорости:

$$q = \frac{1}{T_н}\int_0^{T_н} V(\tau)\,d\tau, \tag{10}$$

$$W_m = q\cdot\cos\alpha, \tag{11}$$

$$W_p = q\cdot\sin\alpha. \tag{12}$$

Истинные значения составляющих вектора скорости, с которыми сравниваются величины U_m, U_p или W_m, W_p, определяются при одинаковом осреднении

$$V_m = \frac{1}{T_н}\int_0^{T_н} V_m(\tau)\,d\tau, \tag{13}$$

$$V_p = \frac{1}{T_н}\int_0^{T_н} V_p(\tau)\,d\tau. \tag{14}$$

Исходные флуктуационные ряды $V_m(\tau)$ и $V_p(\tau)$ формируются либо путем использования реальных флуктуационных записей измерителей океанических течений, либо путем набора определенного числа гармонических функций с заданными амплитудами, частотами и случайными фазами.

Взаимная статистическая обработка исходных и полученных после преобразования операторами рядов $V_m U_m$, $V_m W_m$, $V_p U_p$,

$V_p W_p$ позволяет вычислить основные характеристики расхождений и определить реальный частотный диапазон флуктуаций скорости, в котором данные измерений достоверны.

Комплекс программ для численного моделирования процесса измерения течений был создан в МГИ АН УССР. Исходные флуктуационные ряды составляющих скорости вычисляются по следующим соотношениям:

$$V_{m_i} = V_{m_0} + \sum_{\nu=1}^{20} A_{m_\nu} \cdot \cos(\omega_\nu \tau i + \varphi_{m_\nu}), \tag{15}$$

$$V_{p_i} = V_{p_0} + \sum_{\nu=1}^{20} A_{p_\nu} \cdot \sin(\omega_\nu \tau i + \varphi_{p_\nu}), \tag{16}$$

где τ — интервал дискретности, задаваемый в диапазоне 0,1—0,5 с.

Решения линейных уравнений первого порядка (4) и (5) в дискретной форме записываются в следующем виде:

$$\gamma_j = \frac{1 - e^{-\tau T_k^{-1}}}{1 - e^{-N_2 \tau T_k^{-1}}} \sum_{\nu=0}^{N_2-1} e^{-\nu\tau T_k^{-1}} \cdot \psi_{j-\nu}, \tag{17}$$

где $N_2 = 3T_к\tau^{-1}$; $T_к$ — постоянная времени.

Параметры $T_\alpha = 4$ с, $T_н = 4$ с, $L_\psi = 120$ см, $\Delta l = 20$ см и характеристика $F(\varphi - \psi)$ задавались аналогичными приборам ДИСК и ДКСТ (МГИ АН УССР), [2, 5].

На рис. 1, *а* и *б* показаны спектры частот $S_{Vm,\,p}$ $S_{U_{m,\,p}}$, $S_{W_{m,\,p}}$, полученные в результате численного моделирования процесса измерения течений приборами с векторным осреднением и непосредственным отсчетом при одинаковых условиях. На графиках ниже спектров нанесены соответствующие функции когерентности. На рис. 1, *а* энергия флуктуаций составляющих скорости бралась одинаковой для всего диапазона исследуемых частот (белый шум), дисперсия флуктуаций задавалась равной 100 см/с^2), а средние значения изменялись в диапазоне от 5 до 60 см/с. На рис. 1, *б* показаны результаты моделирования флуктуации скорости, у которых спектры частот спадают по закону ω^{-2}, характерному для реальных условий измерения в океане. Дисперсия флуктуаций и средние значения скорости были аналогичными рис. 1, *а*. Как видно из всех графиков, спектры флуктуаций скоростей течения после их преобразования описанными операторами по своей форме аналогичны исходным. Вместе с тем соответствующие

функции когерентности имеют незначительные значения вплоть до периодов колебаний 600—1000 с. Это говорит о том, что в диапазоне частот выше указанных значений мгновенные значения скорости могут существенно различаться от истинных, и только, начиная с периодов 10—15 мин статистические характеристики, полученные при указанных условиях, являются достоверными.

На рис. 2 показаны результаты моделирования процесса измерения средних значений составляющих вектора скорости при различных условиях. Число отсчетов исходных рядов V_{m_i}, V_{p_i} изменялось от 1000 до 1200 значений, структура задаваемых флуктуаций была различной — от монохроматических сигналов периодами десятки секунд до «белого шума». Относительные значения систематических составляющих погрешностей измерения, полученные при этих экспериментах, изменялись от десяти процентов, что, возможно, связано с ограниченной длиной моделируемых рядов, соизмеримых с периодами наиболее низкочастотных составляющих колебаний. Осредненные по всем сериям экспериментов относительные значения систематических составляющих погрешностей не превышают одного процента.

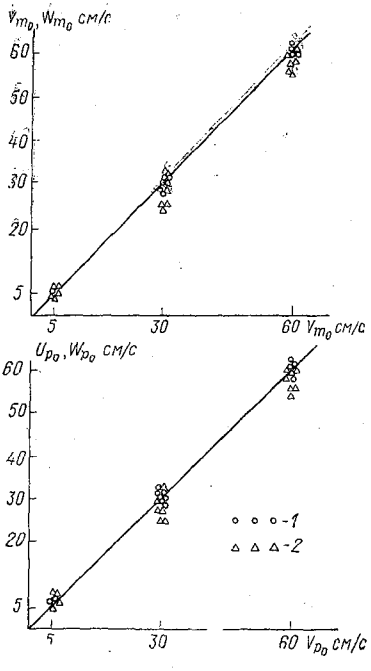


Рис. 2. Истинные (V_{m_0}, U_{p_0}) и полученные в результате численного моделирования (U_{m_0}, U_{p_0}, W_{m_0}, W_{p_0}) величины составляющих средней скорости течения:

1 — непосредственный отсчет модуля и направления; *2* — векторное осреднение

Результаты, полученные при численном моделировании процесса измерения флуктуирующих течений приборами с компоновкой и датчиками, используемыми в измерителях тица ДИСК, позволяют сделать вывод об отсутствии значительных (больше единиц процессов) систематических погрешностей измерения этими приборами, оценить полосу частот достоверного измерения статистических характеристик при различных характеристиках изменчивости флуктуаций скорости, исследовать точность измерения при вариациях различных параметров измерителя.

Рассмотренные методы численного моделирования могут быть использованы также при разработке и анализе новых приборов для измерения океанических течений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Парамонов А. Н., Кушнир В. М., Забурдаев В. И. Современные методы и средства измерения гидрологических параметров океана. — Киев: Наукова думка, 1979. — 248 с.
2. Заикин В. М., Кушнир В. М., Петров В. А. и др. Новая аппаратура для измерения параметров течений и методика ее использования. — В кн.: Океанографические исследования в тропической зоне Атлантического океана. Л., Гидрометеоиздат, 1982, с. 128—133.
3. Кушнир В. М. Некоторые вопросы измерения векторов флуктуирующих океанических течений. — В кн.: Экспериментальные методы исследования океана. Севастополь, МГИ АН УССР, 1978, с. 5—17.
4. Кушнир В. М. Основы теории измерения нестационарных флуктуационных течений в океане. — В кн.: Технические средства для государственной системы контроля природной среды. Тезисы докладов. Обнинск, 1981, с. 204—206.
5. Дыкман В. З., Ефремов О. И., Наумчук В. В. Векторно-осредняющий измеритель скорости течения. — В кн.: Экспериментальные методы исследования океана. Севастополь, МГИ АН УССР, 1978, с. 112—116.

УДК 551.464.5.089.6

Л. В. САВЕЛЬЕВА, В. М. ТИМЕЦ, Н. Е. ШВЕДЕ (ЛОГОИН)

О ПОВЕРКЕ ЭЛЕКТРОСОЛЕМЕРОВ ГМ-65

Определение солености морской воды по данным измерений удельной электрической проводимости или относительной электрической проводимости в океанографии является в настоящее время уже одним из стандартных методов. Для этой цели разработан целый ряд измерительных устройств и комплексов. Электросолемер ГМ-65 является одним из таких приборов и предназначен для определения относительной электрической проводимости морской воды (ОЭП), [1]. Соленость морской воды по данным измерений, полученных с помощью электросолемера ГМ-65, определяется с использованием «Международных океанографических таблиц» [2], для чего в измерениях ОЭП за единицу принимается ОЭП нормальной воды. Согласно [1] периодическая поверка электросолемера должна осуществляться 1 раз в год. В соответствии с методикой поверки солемеров [3] поверку средств измерений (СИ) ОЭП можно проводить двумя методами — с помощью поверочных растворов путем сличения показаний поверяемых СИ с табличными значениями для поверочных растворов и с помощью электрического эквивалента анализируемой среды (ЭАС). Поверочные растворы могут быть приготовлены из соли

хлористого натрия различной квалификации — особо чистая (МРТУ 6-09-4873), химически чистая (ГОСТ 4233-77) [3]. Значения ОЭП поверочных водных растворов хлористого натрия при температуре 25° С ± 0,01° С представлены в приложении 2 методики [3]. В качестве ЭАС применяется магазин сопротивлений (например, типа МСР 60 м) класса 0,02 по ГОСТ 7003-74 и провод ПВА-0,75 длиной 1 м, сечением 0,75 мм по ГОСТ 19833-74.

Поскольку поверочные растворы централизованно не изготовляются и отсутствуют средства их контроля, то завод-изготовитель электросолемера ГМ-65 разработал методику поверки с использованием ЭАС [4]. Эта методика является тем документом, который в соответствии с ГОСТ 8.002-71 представляется в органы государственной метрологической службы для проведения поверки электросолемера ГМ-65.

В электросолемере ГМ-65 определение ОЭП производится путем сравнения электропроводимостей измеряемой пробы морской воды и пробы «нормальной» воды при известных значениях температуры измеряемых проб и автоматической компенсации влияния изменения температуры в процессе измерения. Измерение температуры исследуемой пробы производится непосредственно в процессе определения ОЭП и необходимо для выбора значений компенсаций ручной подстройки прибора, поскольку автокомпенсация влияния изменения температуры воды осуществляется в узком диапазоне (1° С—2° С) изменения температуры. Измерение температуры и термокомпенсация в электросолемере ГМ-65 осуществляется с помощью терморезисторов и резисторов, включенных в электрические цепи измерительного и термокомпенсационного каналов. Градуировочные характеристики этих каналов даются в паспорте прибора. Явление «старения» терморезисторов приводит к изменению градуировочных характеристик измерительного и термокомпенсационного каналов, что вызывает необходимость их периодической проверки. В случае ухода градуировочных характеристик прибор может быть забракован при его поверке. Поэтому непосредственно перед сдачей прибора в поверку необходимо проверить градуировочные характеристики. Если в процессе проверки окажется, что действительно градуировочные характеристики изменились, то следует определить новые значения градуировочных характеристик и последующую поверку прибора проводить с учетом этих новых значений.

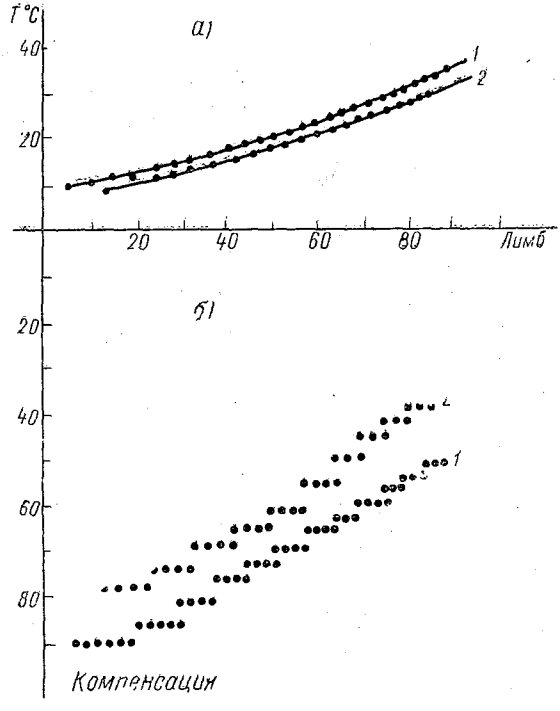
Под градуировкой канала измерения температуры понимают определение зависимости между значениями температуры, измеряемыми в градусах Цельсия, и отсчетами по шкале лимба «Температура» прибора. Градуировка канала компенсации температуры заключается в установлении соответствия между интервалом значений температуры воды, исследуемой в камере датчика, и номером установки дискретного значения компенсационного резистора, обеспечивающего совместно с компенсационным терморезистором автоматическую компенсацию в соответствующем температурном интервале. Номер установки дискретного значения сопротивления компенсационного резистора определяется по шкале переключателей «Компенсация» прибора.

Градуировку канала измерения температуры производят с помощью водяного термостата, в который помещают образцовый термометр и терморезистор измерительной цепи канала. В качестве образцового термометра может быть использован ртутный термометр с ценой деления 0,2° С, имеющий свидетельство о поверке со шкаловыми поправками, а в качестве водяного термостата может быть использован бытовой термос с широким горлом емкостью 1—2 л. Операция градуировки терморезистора в водяном термостате требует его извлечения из камеры датчика прибора и временного удлинения его выходных проводников. Градуировку следует проводить дважды, начиная от граничных значений диапазона измерения температуры, соответственно изменяя температуру на 1° С, т. е. при повышении и уменьшении температуры. Разница показаний лимба при «прямом» и «обратном» ходе изменения значений температуры не должна превышать 0,3° С. В противном случае измерения следует повторить. По окончании градуировки терморезистор должен быть установлен в рабочее положние в камере датчика прибора. Градуировка канала компенсации температуры производится при заполнении камеры датчика «нормальной» водой с помощью отсчетных устройств на пульте прибора и с учетом градуировочной характеристики канала измерения температуры. Операция градуировки заключается в подборе для каждой двухградусной температурной зоны такого значения компенсации (отсчет на переключателях «Компенсация» прибора), при котором изменение температуры в камере датчика на 1—2° С вызывает изменение относительной электропроводности не более чем на 0,00020 единиц.

При подборе значений компенсации следует иметь в виду, что если относительная электропроводимость отличается от первона-

чальной (1,00000) более чем на +0,00020, то значение компенсации для данного температурного диапазона должно быть уменьшено на несколько единиц, и наоборот — увеличено на несколько единиц, если электропроводимость уменьшилась.

На рисунке в качестве примера представлены кривые градуировок канала температуры (*а*) и компенсации (*б*) электросолемера ГМ-65 № 54, выполненные в 1972 г. (*1*) и 1982 г. (*2*). Сравнение градуировок показывает, что для одного и того же отсчета



Изменение градуировочных характеристик канала температуры (*а*) и компенсации (*б*) электросолемера ГМ-65 № 54 во времени 1976—1982 гг. *1* — градуировка 1976 г.; *2* — градуировка 1982 г.

по лимбу соответствующее значение температуры изменилось в ряде случаев на 1° С; соответственно для одной и той же температуры необходимые отсчеты компенсации изменились на 6 единиц. А в целом для одного и того же отсчета имеют место случаи изменения необходимого отсчета компенсации до 10 единиц. Используя старую градуировку, можно ошибиться в установке компенсации, в переходе на шкалу температур до 4° С. При этом автоматическая компенсация уже не будет эффективной, поскольку она рассчитана на работу в пределах (1 ÷ 2)° С. Приведенный

пример подтверждает необходимость градуировки как канала температуры, так и компенсации, в связи с уходом во времени характристик термисторов.

Исправные солемеры с соответствующими градуировочными характеристиками подлежат представлению на поверку в местные органы метрологического надзора Росстандарта, для чего они должны быть включены в графики поверки средств измерений, согласуемых с организациями Госстандарта, производящими поверку. При согласовании графика поверки в поверительный орган передается методика поверки «Электросолемер ГМ-65». Описанные выше методы поверки и градуировки направлены на метрологическое обеспечение единообразия Солемеров ГМ-65 как вида средств измерений и полностью обеспечивают решение этой задачи. Остается еще приложить усилия по обеспечению мероприятий, необходимых для проведения поверок органами Госстандарта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Электросолемер ГМ-65. Паспорт Л.82.840.004.П.С: 1976 — 65 с.
2. Международные океанографические таблицы. Выпуск 1. — М.: Гидрометеоиздат, 1969. — 107 с.
3. Методика поверки солемеров и кондуктометров морской воды МИ-176-79. М., изд. Стандартов, 1979. — 11 с.
4. Электросолемер ГМ-65. Методы и средства поверки Л.82.840.004Д, 1979. — 10 с.

УДК 551.460.18

В. С. БЕЗЗАБОТНОВ, Г. И. ШОР, А. Н. КАПУТЕРКО (ЛГМИ)

АППАРАТУРНЫЙ КОМПЛЕКС ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ГИДРОМЕТЕОПАРАМЕТРОВ В МОРЕ

В настоящее время в практике натурных экспериментов в море все больше внимания уделяется комплексным методам исследования физических процессов. При этом проблема зачастую решается применением совокупности измерительных приборов, не объединенных в единую систему. В случае такого решения возникают трудности, связанные с управлением экспериментом, а также с обработкой материала. В связи с этим более оправдано применение измерительных комплексов (ИК), с помощьх которых осуществляется полный цикл измерений с представлением информации на едином регистрирующем устройстве, и обладающих четко ориентированной функциональной направленностью [1, 2]. Однако подобные измерительные комплексы не являются серийными и поэтому целесообразно применять компромиссные варианты решений, которые обеспечили бы выполнение измерительных задач на достаточно качественном уровне.

При организации измерений гидрометеопараметров вблизи границы раздела океан—атмосфера одним из таких вариантов может быть аппаратуный комплекс, собранный на основе информационно-измерительной системы (ИИС) К200.

Компановка ИИС на принципе заменяемых блоков позволяет при необходимости вводить в систему другие блоки, расширяющие функциональные возможности ИИС. Применение ИИС К200 отвечает и другим важным требованиям: 1) многоканальность; 2) представление информации на едином регистраторе в виде, удобном для ввода в ЭВМ; 3) регистрация текущего времени и номеров каналов; 4) возможность управления режимом коммутации и опроса измерителей.

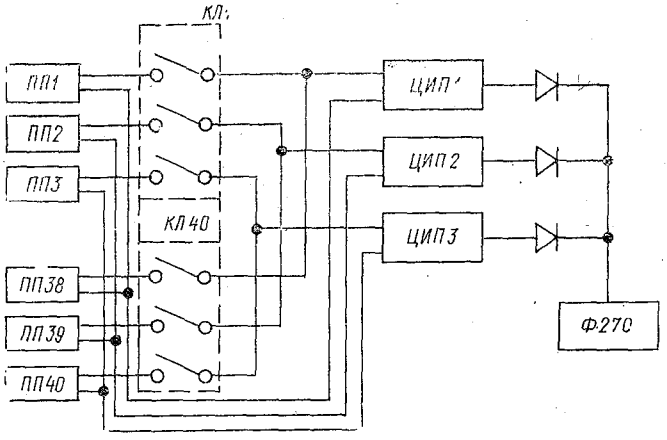


Рис. 1. Структурная схема расширения функциональных возможностей информационно-измерительной системы К200:
ПП — первичный преобразователь; КЛ — ключ коммутатора (Ф240); ЦИП — цифровой измерительный прибор

В ИИС К200 можно использовать любые цифровые измерительные приборы, имеющие выход в параллельном двоично-десятичном коде, а так как коммутатор Ф240 имеет трехключевой вход, ИИС К200 может работать совместно с тремя цифровыми измерительными приборами одновременно (рис. 1).

Разработанный на базе ИИС К200 аппаратурный комплекс для измерения гидрометеопараметров в море (рис. 2) предназначен для сбора информации о температуре и скорости ветра в приводном слое атмосферы на трех горизонтах.

В ИК применены, в основном, известные первичные преобразователи: в каналах измерения температуры используются полупроводниковые терморезисторы, градуировочная характеристика которых преобразована в линейную: в каналах измерения скорости ветра используются дистанционные измерители, изготовлен-

ные на основе ручного анемометра МС-13 с оптоэлектронным преобразователем.

Промежуточные преобразователи ИК служат для преобразования первичных сигналов от датчиков и усиления их до уровня, обеспечивающего регистрацию числовыми группами, соответствующими значениям измеренных величин.

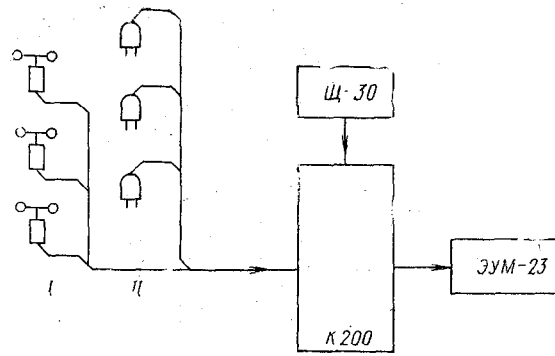


Рис. 2. Функциональная схема измерительного комплекса:
I — первичные преобразователи скорости ветра;
II — первичные преобразователи температуры

В рассматриваемом варианте ИК используются два измерительных прибора: цифровой вольтметр Ф2002, входящий в комплект ИИС К200, и цифровой омметр-компаратор Щ-30. Первый служит измерительным прибором каналов скорости ветра, а второй — каналов измерения температуры. Введение в систему второго измерительного прибора потребовало определенной доработки, заключающейся в том, что были изготовлены схемы: запуска омметра-компаратора Щ-30, согласования выходов декад омметра-компаратора со входом усилителя-согласователя Ф270, задержки запуска транскриптора Ф250 и развязки выходов ЦИП Ф2002 и Щ30. Почти все усовершенствования выполнены с привязкой к соответствующим блокам ИИС К200, что избавило от необходимости введения дополнительных источников питания.

Стендовые испытания показали, что ИК позволяет определять скорость ветра в диапазоне от 0,8 до 10,0 м/с со статической погрешностью $\Delta_c = \pm 0{,}5$ м/с при доверительной вероятности $p_c = 0{,}95$; температуру в диапазоне от 10,0 до 30,0° С со статической погрешностью $\Delta_c = \pm 0{,}1°$ С при доверительной вероятности $p_c = 0{,}95$.

В заключение можно отметить, что расширение функциональных возможностей ИИС К200 позволит успешнее применять ее как в гидрометеорологии, так и в других областях науки, где необходимы автоматизированные измерения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Песчанский Ю. А. и др. Комплекс аппаратуры для измерения турбулентных потоков тепла и влаги в приземном слое атмосферы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 68 с.
2. Воробьев В. П., Палевич Л. Г. О построении регистрационного комплекса для исследования тонкой структуры океана. — В сб.: Исследования изменчивости гидрологических полей в океане. М., Наука, 1974, с. 155—161.

УДК 534.222.2

В. Б. ЖУКОВ, Н. М. КУЗИН, Д. Б. ОСТРОВСКИЙ, Г. В. ЯКОВЛЕВ

АКУСТИЧЕСКИЙ ЛАГ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ОКЕАНА

Акустические методы в исследовании океана приобретают все большее значение. Одним из перспективных судовых акустических средств являются лаги, основное назначение которых — навигационное обеспечение исследований океана. Акустические лаги служат датчиками информации о скорости судна и могут использоваться в режимах измерения скорости относительно дна (абсолютной скорости) и относительно воды (относительной скрости). Эта особенность лагов позволяет вести наблюдения за величиной и направлением морских течений, а также наблюдать их вертикальные распределения [1].

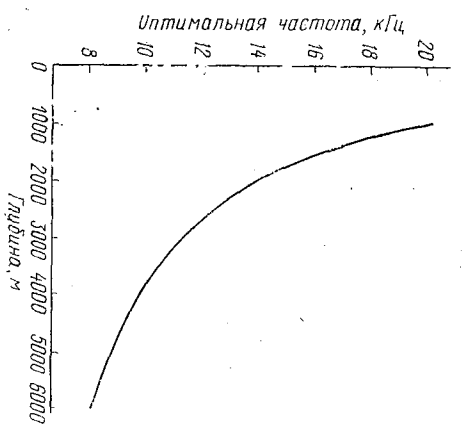


Рис. 1. Зависимость рабочей частоты лага от глубины

Помимо измерения течений возможно использование акустических лагов для наблюдения за внутренними волнами в океане [2]. Существующим лагам присущи недостатки, основным из которых является низкий энергетический потенциал, что не позволяет проводить измерения при больших глубинах под килем судна. Рабочие частоты известных лагов могут обеспечить проведение исследований лишь в районе континентального шельфа.

В настоящее время наблюдается тенденция к распространению исследований на более глубоководные районы Мирового океана. Для этого необходимо снизить рабочую частоту сигналов лага. В [3] рекомендуется выбирать частоту в соответствии с графиком, приведенным на рис. 1. В [4], например, для увеличения рабочей глубины рекомендована частота 12 кГц, что требует приме-

нения антенн диаметром 2,1 м для обеспечения ширины характеристики направленности (ХН) 3° на уровне —3 дБ. Такие габариты существенно затрудняют размещение акустических лагов на судах.

Важным шагом является применение в составе лага параметрической антенны [3], использующей эффект нелинейного взаимодействия волн накачки в канале распространения. Экспериментальный образец такого лага, получивший название PADS (Parametric Array Doppler Sonar), имел диаметр акустического преобразователя 15 см. Уровень мощности сигналов накачки, частотой порядка 200 кГц, составлял 200 Вт, рабочая частота вторичных сигналов составляла 10 кГц. Это позволило экспериментально подтвердить работоспособность аппаратуры на глубинах до 3600 м и расчетным путем показать возможность работы на глубинах до 6000 м.

Вместе с тем хорошо зарекомендовали себя фазированные решетки, примененные в составе лагов «Atlas Alpha Dolog» фирмы «Krupp Atlas Electronik», MF-200 фирмы «Fouruno» и др.

Достоинства таких антенн:

— возможность размещения заподлицо с корпусом судна, что позволяет снизить возможность образования аэрированного слоя в обтекаемом потоке и обеспечить уменьшение уровня акустических помех;

— частотная независимость в доплеровском смысле, т. е. автоматическое поддержание постоянства отношения $\sin\theta_0/c$, где θ_0 — угол наклона лучей ХН к вертикали, c — скорость звука в воде. Эта особенность позволяет исключить погрешность измерения, вызванную изменением скорости звука;

— формирование четырехлучевой ХН с помощью одной апертуры, что существенно снижает габариты антенны;

— возможность сканирования ХН, что необходимо для стабилизации остронаправленной ХН при работе лага в условиях качки судна.

Таким образом, актуальной задачей является построение лага на основе антенны, сочетающей в себе достоинства фазированной решетки и параметрического излучателя. Нижеследующий материал посвящен рассмотрению этого вопроса.

Получим выражение для характеристики направленности антенной решетки, работающей в нелинейном режиме, т. е. параметрической дискретной антенны. Такую антенну можно рассматривать в качестве совокупности параметрических излучателей, образованных элементами решетки.

В основе современного представления о работе параметрического излучателя лежит утверждение о том, что формирование поля разностной частоты $F = f_2 - f_1$ осуществляется в результате взаимодействия волн накачки с частотами f_1 и $f_2 > f_1$ в объеме среды, примыкающем к электроакустическому преобразователю. Длина этого цилиндрического объема L, как правило, прини-

мается равной эффективной длине затухания взаимодействующих волн, а поперечные размеры — излучающей апертуре с последующим расширением за счет дифракции или с сохранением размеров в зависимости от конкретной расчетной модели.

Используя указанную расчетную модель одиночного преобразователя, представим расчетную модель многоэлементной (K-элементной) параметрической антенны в виде совокупности K объемов протяженностью L и поперечным сечением, равным поперечному сечению элемента. При этом будем полагать, что имеет место отсутствие дифракционной расходимости взаимодействующих (плоских) фронтов волн с частотами f_1 и f_2, а также имеют место условия $K_F a_э N \ll 1$, $K_F b_э M \ll 1$, где K_F — волновое число волны разностной частоты F; $b_э$ и $a_э$ — размеры элемента соответственно по координатам y и z; $M+1$ и $N+1$ — числа элементов плоской решетки по координатам y и z.

При получении характеристики направленности параметрической антенны воспользуемся, подобно [5, 6], запаздывающим потенциалом волнового уравнения

$$\Phi(x, y, z, t) = \frac{1}{4\pi} \int\limits_V \frac{1}{R} q\left(x', md_y + y', nd_z + \right.$$
$$\left. + z', t - \frac{R}{c_0}\right) dx' dy' dz'. \qquad (1)$$

В этом выражении $\Phi(x, y, z, t)$ — потенциал скоростей в точке (x, y, z) в момент времени t; $R = \{(x-x')^2 + [y-(md_y+y')]^2 + [z-(nd_z+z')]^2\}^{0,5}$ — расстояние от точки интегрирования на элементе с номером mn до точки наблюдения; q — плотность источников; d_y и d_z межэлементные расстояния вдоль координат y и z; c_0 — равновесное значение скорости; V — область взаимодействия, которую можно представить в виде совокупности элементарных объемов, примыкающих к элементам решетки:

$$V = \sum_{m=0}^{M} \sum_{n=0}^{N} V_{mn}.$$

Опишем коллимированные пучки с частотами f_1 и f_2 плоскими бегущими волнами

$$\Phi_1 = \Phi_{1m} e^{j2\pi f_1 t - jk_1 x \sin\theta_1 - jk_1 z \cos\theta_1}, \qquad (2)$$

$$\Phi_2 = \Phi_{2m} e^{\pm(j2\pi f_2 t - jk_2 x \sin\theta_2 - jk_2 z \cos\theta_2)}, \qquad (3)$$

где Φ_{1m} и Φ_{2m} — амплитудные значения; k_1 и k_2 — волновые числа для частот f_1 и f_2; θ_1 и θ_2 — угловые направления распространения волн с частотами f_1 и f_2. При компенсации характеристики направленности на частоте f_1 в направлении $\theta=\theta_1$ поворот фазового фронта волны на частоте f_2 в общем случае происходит на угол $\theta_2 \neq \theta_1$.

Для выражения плотности источников подставим сумму выражений (2) и (3) в правую часть волнового уравнения для потенциала скоростей, выведенного во втором приближении из системы уравнений динамики сплошной среды [7]:

$$\nabla^2\Phi - \frac{1}{c_0^2}\frac{\partial^2\Phi}{\partial t^2} = -\frac{1}{c_0^2}\frac{\partial}{\partial t}\left[b\nabla^2\Phi + (\nabla\Phi)^2 + a\left(\frac{\partial\Phi}{\partial t}\right)^2\right],$$

где $a = \frac{\gamma - 1}{2c_0^2}$; $b = \frac{1}{\rho_0}\left[\frac{4}{3}\eta + \xi + \varkappa\left(\frac{1}{c_v} - \frac{1}{c_p}\right)\right]$; η и ξ — коэффициенты сдвиговой и объемной вязкости; $\varkappa$ — коэффициент теплопроводности; C_v и C_p — теплоемкости при постоянных объеме и давлении.

В результате получим для разностной частоты F:

$$q(x, z, t) = -\frac{j}{c_0^2}\left[2\pi(f_2 k_2^2 \Phi_2 - f_1 k_1^2 \Phi_1) + 2\pi(f_2 k_2^2 + \right.$$
$$+ 4\pi^2 a f_2^3)\Phi_2^2 - 2\pi(f_1 k_1^2 + 4\pi^2 a f_1^3)\Phi_1^2 - 4\pi F \Phi_1 \Phi_2 \times$$
$$\left. \times \{k_1 k_2 \cos(\theta_1 - \theta_2) + 4\pi^2 a f_1 f_2\}\right]. \qquad (4)$$

После подстановки плотности источников (4) в интеграл (1) и интегрирования по всем элементарным объемам V_{mn} получается потенциал скоростей параметрической антенной решетки в точке наблюдения (x, y, z) в момент времени t. При удалении точки наблюдения на расстояние, обеспечивающее формирование характеристики направленности, последняя имеет вид

$$R(\theta, \varphi) = a_э b_э L \frac{\sin(0{,}5 k_F L \sin\theta\cos\varphi - \alpha)}{0{,}5 k_F L \sin\theta\cos\varphi - \alpha} \frac{\sin(0{,}5 k_F b_э \sin\theta\sin\varphi)}{0{,}5 k_F b_э \sin\theta\sin\varphi} \times$$
$$\times \frac{\sin(0{,}5 k_F a_э \cos\theta - \beta)}{0{,}5 k_F a_э \cos\theta - \beta)} e^{-j0.5 k_F L \sin\theta\cos\varphi - j\alpha} \times$$
$$\times \sum_{m=c}^{M}\sum_{n=c}^{N} C_{mn}^{jk_F} e^{(md_y \sin\theta\sin\varphi + nd_z\cos\theta) - j(k_2\cos\theta_2 - k_1\cos\theta_1)nd_z}, \qquad (5)$$

где $\alpha = 0{,}5(k_2 \sin\theta_2 - k_1 \sin\theta_1) L$; $\beta = 0{,}5(k_2\cos\theta_2 - k_1\cos\theta_1) a_э$; C_{mn} — коэффициенты амплитудно-фазового распределения колебательной скорости элементов антенной решетки.

При противофазном включении двух половин антенны формируется двухлучевая характеристика направленности. Если включаются в противофазе половины антенны, симметричные относительно плоскости yx, то множитель решетки принимает вид

$$D(\theta, \varphi) = j^2 \sum_{m=0}^{M}\sum_{n=1}^{0{,}5N} C_{mn} \sin[k_F(n - 0{,}5) d_z \cos\theta -$$
$$- 2\beta(n - 0{,}5) d_z/a_э] e^{jk_F md_y \sin\theta\sin\varphi},$$

На рис. 2 построена рассчитанная по формуле (5) характеристика направленности многоэлементной антенны круглого раскрыва диаметром 23 длины волны по частоте накачки f_2 и 2,3 длины волны по разностной частоте. Расчет произведен для значения $L = 30$ м. Характеристика направленности имеет узкий главный лепесток шириной 2° на уровне — 3 дБ и уровень бокового поля ниже — — 40 дБ.

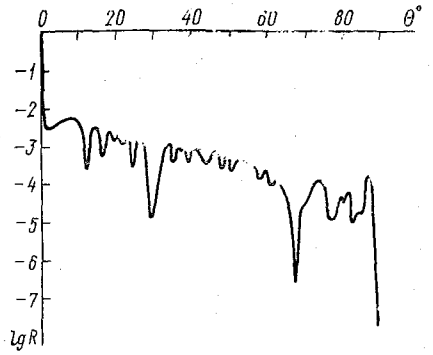


Рис. 2. Характеристика направленности антенны на разностной частоте (расчет)

Для проверки теоретических положений проводились экспериментальные исследования в условиях пресной воды при расстояниях между излучателем и приемником 20 ÷ 120 м. Излучатель представлял собой ту же параметрическую антенну, что была исследована теоретически. Фазовое распределение по раскрыву позволяло формировать на первичной частоте однолучевую и двухлучеую характеристики направленности.

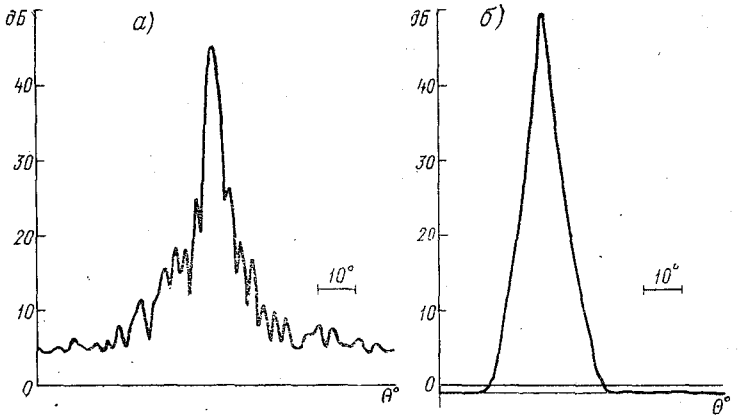


Рис. 3. Характеристика направленности антенны по данным эксперимента: *а* — линейный режим, $f = 100$ кГц; *б* — нелинейный режим, $F = 10$ кГц

Характеристики направленности антенны в однолучевом режиме по первичной и вторичной (разностной) частотам представлены на рис. 3, *а*, *б* соответственно, откуда видно, что вторичная характеристика направленности по конфигурации близка к первичной, но у нее отсутствуют боковые лепестки.

Зависимость ширины луча на уровне — 3 дБ в диапазоне частот 5 ÷ 30 кГц приведена на рис. 4. Параметрическая антенна сохраняет ширину луча в пределах широкого интервала частот, что отличает ее от традиционных антенн, работающих в линейном режиме.

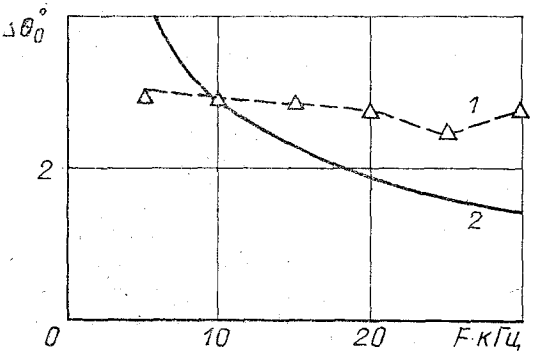


Рис. 4. Изменение ширины луча в зависимости от частоты:
1 — экспериментальные данные; 2 — теория Вестервельта — Берктея [5]

Обеспечивая выигрыш по направленным свойствам, параметрическая антенна имеет низкий коэффициент преобразования (отношение давления вторичной волны к давлению первичной волны), который составлял в эксперименте 0,5 ÷ 1 % при изучаемой мощности 70 Вт.

Большое значение для доплеровского лага имеет возможность формирования двухлучевой характеристики направленности одним раскрывом. Принципиальная возможность формирования такой характеристики параметрической антенной демонстрируется на рис. 5. Следует при этом отметить, что вследствие расхождения лучей на частотах накачки зона взаимодействия сокращается и эффективность преобразования падает. Если использовать двухканальное возбуждение и совместить парциальные лучи волн накачки, то можно получить величину вторичного сигнала, близкую к случаю однолучевой характеристики направленности.

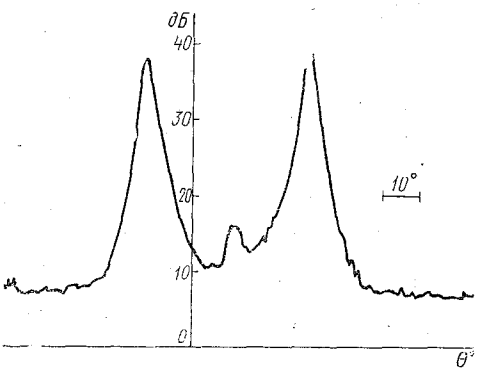


Рис. 5. Двухлучевая характеристика направленности параметрической антенны

Таким образом, можно создать акустический лаг, используя параметрическую антенну, которая формирует узкий луч (2÷3°) на низкой частоте малым раскрывом. При этом целесообразно сосредоточить усилия исследователей и разработчиков на достижении более высокого значения коэффициента преобразования, доведя его до 5 ÷ 8% (по давлению).

ЛИТЕРАТУРА

1. Clavellaux N. Courantomètre à effect Doppler. 5 ème Colloq. nat. trait. signal et appl., Nice, 1975. Nice, s. a., 681—686.
2. Pinkel Robert. Observations of strongly nonlinear internal motion in the open sea using a rangegated Doppler Sonar. — J. Phys. Oceangr., 1979, 9, № 4, 675—686.
3. Krits J. Parametric array Doppler Sonar (PADS). — Ocean' 76. The Sec. ann. comb. conf. Sept. 13—15, 1976. Wash., D. C., 1976, 16—B—1 ÷ 16—B—8.
4. Патент США НКИ 340—3, № 3.436.721, 1969. Акустическая доплеровская навигационная система с веерообразной характеристикой.
5. Берктей Х. О. Некоторые явления в подводной акустике, связанные с волнами конечной амплитуды. — В кн.: Подводная акустика. М., Мир. 1970, с. 325—346.
6. Зверев В. А., Калачев А. И. Измерение рассеяния звука звуком при наложении параллельных пучков. — Акустический журнал, 1968, т. XIV, с. 214—220.
7. Кузнецов В. П. Уравнения нелинейной акустики. — Акустический журнал, 1970, т. XIV, вып. 4, с. 548—553.

УДК 551.465.7

В. С. БЕЗЗАБОТНОВ (ЛГМИ)

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЕННО-ПУЗЫРЬКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В МОРЕ

Значительный вклад в энергообмен между океаном и атмосфе-ой при больших скоростях ветра вносят штормовые механизмы. Имеющиеся оценки этого вклада [1, 2] получены с использова-ием данных измерений пространственно-временных характеристик ленных образований и структурных характеристик капельно-брыз-овых облаков в море.

Методика измерения пространственно-временных характерис-ик пенно-пузырьковых образований к настоящему времени до-таточно хорошо отработана, что же касается структурных харак-еристик, таких как концентрация и дисперсный состав капельно-рызговых облаков, то методика их измерения сложна и несо-ершенна, а оценки, полученные с использованием данных изме-ений, противоречивы и требуют дополнительного уточнения.

Известно, что при больших скоростях ветра поток капель j над прокидывающимися гребнями волн создается в основном дей-

ствием механизма схлопывания воздушных пузырей на поверхности воды. К настоящему времени накоплено большое количество экспериментальных данных по характеристикам процесса схлопывания отдельного пузырька. Эта информация дает возможность построить методику определения потока жидкой фазы, основываясь на результатах измерений структурных характеристик пенно-пузырьковых образований. При этом возможны два методических решения. Первое, когда концентрация и дисперсный состав пузырьков измеряются на горизонте $h = 0$ в моменты времени $0 \leqslant t \leqslant t_п$, где $t_п$ — время жизни пенно-пузырькового образования. В этом случае поток воздушной фазы j [см$^{-2}\cdot$с$^{-1}$] на границе раздела вода—воздух ($h = 0$) может быть записан в виде

$$j\,(R,\ t,\ h=0) = N(R(t),\ t,\ h=0)\cdot v_{уст}(R), \tag{1}$$

где $N(R(t),\ t,\ h=0)$ — концентрация пузырьков радиуса $R=R(t)$; $v_{уст}$ — установившаяся скорость подъема пузырьков.

Второе решение заключается в измерении концентрации и дисперсного состава пузырьков в их распределении по глубине h. В этом случае поток воздушной фазы на горизонте $h=0$ может быть записан в виде

$$j\left(R,\ t=\frac{h}{v_{уст}},\ h=0\right) = N(R(h),\ t=0,\ h)\cdot v_{уст}(R). \tag{2}$$

Выражение для установившейся скорости подъема воздушного пузырька в воде выводится из условия равенства подъемной силы и силы вязкого трения:

$$v_{уст} = C\cdot\frac{\rho_w-\rho_a}{\eta}\cdot R^2\cdot g, \tag{3}$$

где ρ_w и ρ_a — плотность воды и воздуха соответственно; R — радиус пузырька; η — коэффициент динамической вязкости жидкости; C — безразмерный коэффициент. Для воздушных пузырьков, форма которых при подъеме может отличаться от сферичной, Batchelor [3] дает значение коэффициента $C = 1/3$.

Для определения времени установления τ рассмотрим уравнение движения воздушного пузырька

$$m\frac{dv}{dt} = F_{арх} - F_{тр}. \tag{4}$$

После подстановки в (4) значений $F_{арх} = \frac{4}{3}\pi R^3 g\,(\rho_w - \rho_a)$ и $F_{тр} = 6\pi\eta R v$ получаем линейное дифференциальное уравнени

$$\frac{dv}{dt} + \frac{9}{2}\frac{\eta}{\rho_a R^2}\,v = \frac{\rho_w-\rho_a}{\rho_a}\,g. \tag{5}$$

Общее решение его имеет вид:

$$v(t) = v_{уст} + A \cdot e^{-\frac{9}{2}\frac{\eta}{\rho_a R^2} t}, \tag{6}$$

где A — размерный коэффициент, выбираемый так, чтобы при $t=0$ получить значение начальной скорости $v(t)_{t=0} = v_0$, т. е.

$$A = v_0 - \frac{2}{9}\frac{\rho_w - \rho_a}{\eta} R^2 g. \tag{7}$$

Второе слагаемое в правой части уравнения (6) стремится к нулю при $t \ll \tau$, где

$$\tau = \frac{2}{9}\frac{\rho_a R^2}{\eta}.$$

Подставив средние значения входящих в выражение для τ параметров, получаем оценку времени установления движения $\tau \simeq 0{,}05$ с. Это означает, что подъем пузырька происходит практически с установившейся скоростью.

Сложность реализации первой методики заключается в невозможности проведения последовательных во времени съемок в одном пенно-пузырьковом образовании. В результате информацию по изменчивости $N(R(t), t, h=0)$ приходится получать по ряду сдвинутых во времени и пространстве измерений. Это приводит к определенным погрешностям в конечном результате.

Измерения по второй методике могут быть реализованы с возможностью исключения указанного недостатка, но при следующих допущениях:

а) начальное распределение воздушной фазы по глубине устанавливается мгновенно в момент опрокидывания волнового гребня;

б) всплытие пузырьков происходит в спокойной воде;

в) распределение пузырьков по размерам в данный момент времени и на данном горизонте считается монодисперсным с радиусом, равным модальному $R = R_m(h, t)$.

В рамках второй методики, рассмотрена возможность определения концентраций $N(R(h), t=0, h)$ по данным измерения объемов воздушной фазы V_a:

$$N(R(h), t=0, h) = \frac{V_a}{\frac{4}{3}\pi R_m^3(h)}, \tag{8}$$

где $R_m(h)$ — модальный радиус пузырьков на глубине h. Анализ имеющихся данных измерений дисперсного состава воздушных пузырьков в пенно-пузырьковых образованиях в море [4, 5, 6] показал, что сдвиг максимума распределения размеров пузырьков с глубиной практически незаметен. Это видно из графика на рис. 1, где систематизированы данные измерений указанных авто-

ров. Линейная аппроксимация, осуществленная по этим данным, дает зависимость измерения модального радиуса с глубиной в виде

$$R_m(h) = R_m(h=0)\,[1+a\cdot h], \tag{9}$$

где h — глубина в м; $a = \dfrac{0{,}03\times10^{-2}}{R_m(h=0)}$.

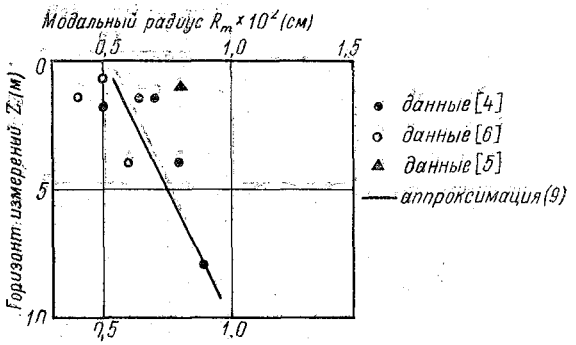


Рис. 1. Изменчивость модального радиуса воздушных пузырьков по глубине $R_m = R_m\,(h)$

Приняв средний модальный радиус на поверхности, равным значению $R_m(h=0)=5\times10^{-2}$ см, получим $a=0{,}6\times10^{-2}$. В интересующем нас слое ($h\simeq1$ м) это дает изменение модального радиуса не более чем на 1%.

Таким образом, указанный факт позволяет рассчитывать концентрации $N(R(h)\ t=0,\ h)$ по имеющимся измерениям объемов воздушной фазы V_a, исходя из модального радиуса, полученного из распределения на горизонте $h=0$, т. е.

$$N(R(h),\ t=0,\ h) = \frac{3V_a}{4\pi R_m^3(h=0)}. \tag{10}$$

Экспериментальная аппаратура, с помощью которой реализуются обе методики, разработана в экспериментальной группе Проблемной лаборатории и включает установку для макросъемки воздушных пузырьков в верхнем слое моря, служащую для определения концентрации и дисперсного состава пенно-пузырьковых образований, и пробоотборник морской пены, с помощью которого определяется объем воздушной фазы одновременно на нескольких горизонтах в подповерхностном слое моря.

Установка для макрофотографирования воздушных пузырьков состоит из фотоаппарата «Ленинград» с объективом «Юпитер-8» и системы искусственной подсветки объектов съемки (пузырьков)

помещенными в герметичный бокс, подвешиваемый жестко на крестообразном буе (рис. 2). Фокусное расстояние объектива фотоаппарата при помощи насадочных колец изменено для проведения макросъемки с масштабом 1 : 1. Управление затвором фотокамеры и фотовспышкой осуществляется дистанционно по кабельной линии связи с борта судна.

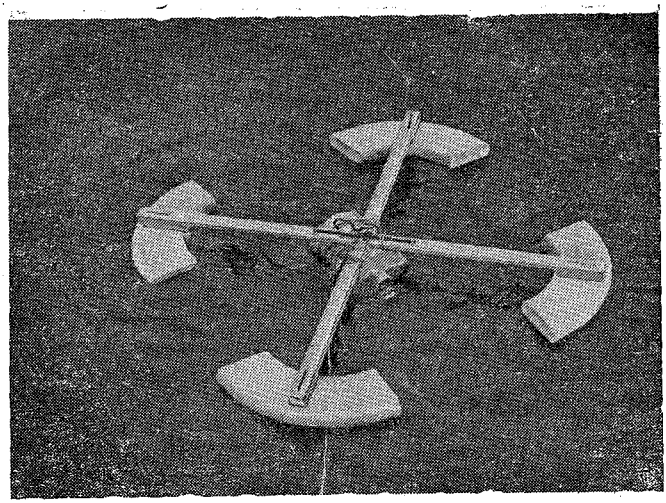


Рис. 2. Установка для макрофотографирования пузырьков воздуха в воде

Информация, получаемая с негатива, включает в себя ряд погрешностей, которые необходимо учитывать. Вопросы точности определения дисперсной структуры воздушных пузырьков в воде фотограмметрическим методом рассматривались в работах [7, 8], из которых следует, что возможные ошибки измерений, обусловленные гидродисторсией, искажениями формы пузырьков и изменениями условий съемки, не выходят за пределы ±10% от измеряемой величины.

Пробоотборник морских пенных образований показан на рис. 3. Он состоит из трубы и внутреннего вала с соосными поперечными отверстиями, выполняющими роль пробоотборных камер. Вал и труба могут смещаться относительно друг друга с возможностью герметизации пробоотборных камер. Расстояния по вертикали между пробоотборными камерами равно 80 мм. При измерениях в море пробоотборник крепится жестко в вертикальном положении на отслеживающем буе. Управление пробоотборником дистанционное. Предварительные испытания пробоотборника с целью определения инструментальных погрешностей, обусловленных особенностями конструкции герметизирующих узлов,

показали, что пробоотборник обеспечивает уровень потери объема пробы при ее отборе и дальнейших операциях в среднем не более 1,5%.

Натурные испытания и опробирование методики съемки пенно-пузырьковых образований проводились в Северном и Балтийском морях с борта находящегося в дрейфе судна при скоростях ветра до 15 м/с и состоянии поверхности моря до 6 баллов. Проверка

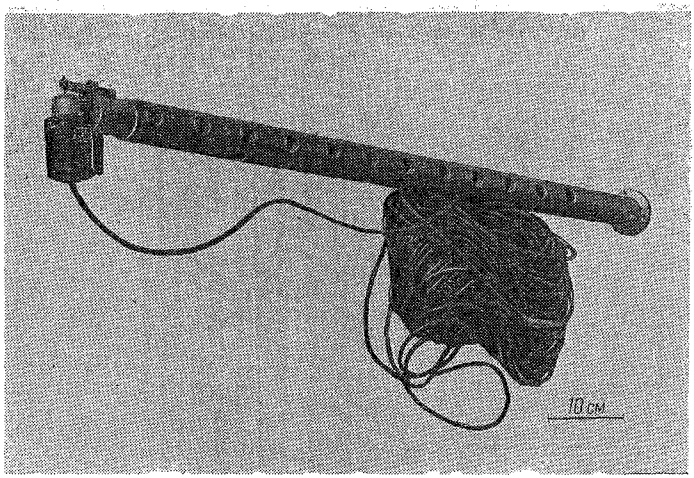


Рис. 3. Пробоотборник морских пенно-пузырьковых образований

герметичности бокса и наружных электрических соединений, выбор экспозиции при съемке, определение степени влияния экспериментальных установок на исследуемый процесс и отработка других технических задач натурных испытаний осуществлялись в непосредственной близости от корпуса судна с естественными и искусственно-генерируемыми забортной водой из шланга пенными образованиями. Опытная фотосъемка естественных пенно-пузырьковых образований велась с буя в удалении его от корпуса судна на расстояние порядка 50 м. Управление срабатыванием затвора фотокамеры осуществлялось визуально в моменты попадания фотоустановки в опрокидывающийся гребень волны. Фактически съемка велась на горизонте $h = 10$ см внутри пенного барашка.

Опытные фотоснимки структуры гребешковой пены в море были получены при скоростях ветра от 8 до 11 м/с. Гистограмма распределения концентрации пузырьков $\bar{N}(R, t=0, h=0)$ для этих условий, полученная осреднением результатов по трем снимкам, показана на рис. 4.

Испытания пробоотборника и опытные измерения объемов воздушной фазы в пенно-пузырьковых образованиях проводились

при тех же скоростях ветра. Пробоотборник монтировался на крестообразном буе и отбор проб проводился в удалении от борта судна на расстояние порядка 50 м. Измеренные объемы пересчи-

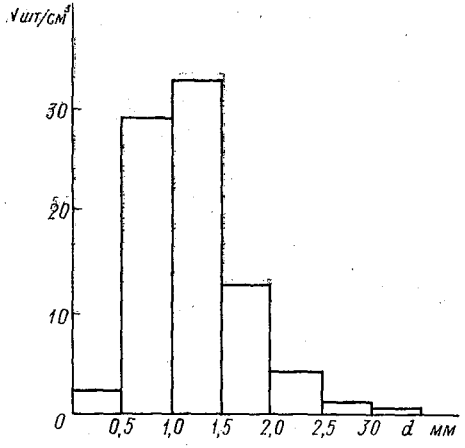


Рис. 4. Гистограмма распределения концентрации пузырьков в гребешковой пене (v_{10} = 8—11 м/с; T_a = 7° С; T_w = 9,8° С; S = 8,14‰)

тывались в концентрации по формуле (10) для значения модального радиуса $R_m(h=0)=5\times10^{-2}$ см; распределение концентрации пузырьков по глубине показано на рис. 5. В дальнейшем, используя зависимость (2) и (3), несложно рассчитать концентрации пузырьков и поток воздушной фазы на поверхности в моменты времени $t=h/v_{уст}$, однако в настоящей работе такие расчеты не проводились, ввиду отсутствия статистически обеспеченных рядов измерений. Приведенные частные случаи распределений рассматриваются здесь лишь в качестве примеров, демонстрирующих возможности данного метода. По той же причине не проводится сравнения с экспериментами других авторов.

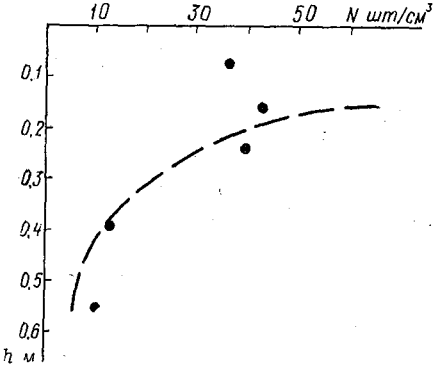


Рис. 5. Распределение концентрации воздушных пузырьков по глубине h (— — —) — зависимость $N=K\cdot h^{-2}$, где $K=2\cdot10^6$ (м$^{-1}$)

Так как указанные способы измерений могут быть относительно легко реализованы на практике, их применение дает возможность использовать настоящую методику для сбора массового материала в натурных условиях

при различных гидрометеорологических ситуациях. Данные, получаемые при этом, могут быть использованы не только в задачах энергообмена, но также и для исследования процессов газообмена между океаном и атмосферой и ряда прикладных задач океанологии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенков Е. П. Некоторые механизмы взаимодействия атмосферы и океана при штормовых условиях погоды. — В сб.: Проблемы Арктики и Антарктики. Л., Гидрометеоиздат, 1974, вып. 43—44, с. 61—69.
2. Ариэль Н. З. и др. Оценка роли штормов в тепло- и влагообмене океана с атмосферой. — Тр. ГГО, 1972, вып. 282, с. 200—205.
3. Batchelor G. K. An introduction to fluid dynamies. Cambrige University Press, 1967. — 615 p.
4. Колобаев П. А. Исследование концентрации и статистического распределения размеров пузырьков, создаваемых ветром в приповерхностном слое океана. Океанология, т. 15, № 6, 1975, с. 1013—1017.
5. Medwin H. In situ acoustic measurements of bubble populations in coastal ocean water. J. Geophys. Res., v. 75, 1970, pp. 599—611.
6. Johnson B. D., Cooke R. C. Bubble populations and spectra in coastal ocean water. J. Geophys. Res., v. 84, NC 7, 1979, pp. 3761—3767.
7. Бурнашов В. Х. и др. О точности определения истинных размеров и формы воздушных пузырьков в жидкой среде по их фотографическим изображениям. — Тр. ЛГМИ, 1976, вып. 59, с. 3—10.
8. Хохловский Н. В. и др. О фотограмметрии подводных телевизионных изображений. — Тр. ЛГМИ, 1978, вып. 66, с. 31—37.

УДК 551.466.62

А. А. ВАСИЛЬЕВ, В. А. МАКАРОВ (ЛГМИ)

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЧИСЛЕННОГО И ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ВОЛН ЦУНАМИ

Вопрос выбора той или иной методики для исследования одного и того же класса задач, в частности, распространения и трансформации длинных волн типа цунами имеет принципиальное значение. В предлагаемой работе проводится сравнение результатов численного моделирования распространения волн цунами во Втором Курильском проливе и данных электрического моделирования для этого же района. Предлагаемый район исследований выбран не случайно. Во-первых, это одна из самых густонаселенных территорий Курильских островов. Во-вторых, предварительная схема цунамирайонирования пролива, составленная на основе решения одномерной задачи, является приближенной и требует уточнения [2].

Численные расчеты проводились по уравнениям (1)—(3) мелкой воды с использованием явно разностной схемы второго порядка точности [2].

$$\frac{\partial u}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{u^2}{H}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{uv}{H}\right)=fv-gH\frac{\partial\eta}{\partial x}-ku\sqrt{\frac{u^2+v^2}{H^4}}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{v^2}{H}\right)+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{uv}{H}\right)=-fu-gH\frac{\partial\eta}{\partial y}-kv\sqrt{\frac{u^2+v^2}{H^4}}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial\eta}{\partial t}+\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}=0, \quad (3)$$

где u, v — составляющие потока; η — возмущение уровня; h — глубина; $H=h+\eta$; $k=0{,}0026$ — коэффициент трения; f — параметр Кориолиса. Расчеты проводились на ЭВМ БЭСМ-6. Выбор шагов по пространству и времени осуществлялся с учетом критерия устойчивости Куранта:

$$\Delta S/\Delta t > (2gh_{\max})^{1/2}. \quad (4)$$

На твердых (береговых) границах принималось условие полного отражения $v_п=0$, на жидких границах — свободный уход волны $v_п=\pm\eta\ (gH)^{1/2}$ или $V_п=0$. Начальные условия при $t=0$ имели вид: $u(x,y,o)=0$, $v(x,y,o)=0$, $\eta=(x,y,o)=\eta_0(x,y)$.

Начальное возмущение уровня задавалось в виде положительной полусинусоиды длиной 90 км и высотой 2 м, что соответствует параметрам так называемого «обобщенного очага» [2].

Было выполнено два варианта расчета. На первом этапе — сквозной расчет распространения цунами от больших глубин ($h_{\max}=7300$ м) до изобаты 10 м. На втором этапе расчет проводился от промежуточного источника, в качестве которого принималось поле уровня на момент $t=20$ мин из первого варианта. Причем, во втором случае для лучшей аппроксимации весьма изрезанной в этом районе береговой черты был принят пространственный шаг, равный 1/2 мили, т. е. вдвое меньше, чем в предыдущем расчете.

Ввиду исключительной важности района исследований было принято решение о создании электроаналоговой установки для моделирования процесса распространения цунами на континентальном склоне и шельфе островов Шумшу и Парамушир. Модель представляет собой электрическую сетку-аналог, состоящую из сосредоточенных в пределах ячейки сетки элементов: емкостей C, индуктивностей L и сопротивлений R — и воспроизводящую процесс в электрической системе, аналогичный гидродинамическому процессу, который описывается дифференциальным уравнением

$$gh\left(\frac{\partial^2\eta}{\partial x^2}+\frac{\partial^2\eta}{\partial y^2}\right)=\frac{\partial^2\eta}{\partial t^2}+r\frac{\partial\eta}{\partial t}, \quad (5)$$

где η — отклонение уровня моря от равновесного состояния; h — глубина моря; r — коэффициент сопротивления, введенный в исходные уравнения при представлении напряжения трения выражением, пропорциональным осредненной по глубине скорости течения.

Описание электрической модели-аналога подробно дано в [1], поэтому ограничимся только упоминанием о том, что при создании сеточного аналога производные по координатам заменяются разностными соотношениями, а производные по времени берутся в дифференциальной форме, поскольку используются дифференцирующие и интегрирующие элементы (конденсаторы и катушки индуктивности). Наличие непрерывной производной по времени позволяет избежать трудностей, связанных с появлением вычислительной неустойчивости или несходимости решения.

Электрическая модель изготовляется в виде наборной панели, на которой между узлами расположены катушки индуктивностей, а между узлами и общей точкой (землей) — конденсаторы. В качестве активных сопротивлений используются омические сопротивления катушек индуктивностей. В качестве основы для создания первой модели была взята сетка исследуемой области с переменным шагом от 4 миль (в глубоководной зоне) до 2 миль (на шельфе).

Параметры модели рассчитывались согласно условию подобия в виде

$$K_t^2 = K_L K_C, \quad K_t = K_r K_c; \tag{6}$$

где

$$K_L = \frac{1}{ghL}, \quad K_c = \frac{l^2}{c}, \quad K_t = t/t', \quad K_r = \frac{r}{ghR} \tag{7}$$

являются константами подобия, представляющими собой отношения между соответствующими параметрами гидродинамической и электрической систем. В выражениях для констант подобия t' обозначает масштаб времени в электрической системе, а l — шаг сетки. В пределах каждой ячейки сеточной области глубина моря осредняется. Из условий подобия (6) были выбраны следующие константы подобия

$$K_L = 0{,}336 \text{ м}^{-2}\,\text{с}^2\,\text{гн}^{-1},$$

$$K_c = 7{,}94 \cdot 10^{16} \text{ м}^2\,\text{ф}^{-1},$$

$$K_t = 1{,}633 \cdot 10^8.$$

На основании анализа морфометрических характеристик исследуемого района были рассчитаны значения индуктивностей

и емкостей катушек и конденсаторов, которые не выходят за пределы соответственно 800—6000 мкгн и 1100—4300 пф.

На модели прибрежного района Второго Курильского пролива было проведено несколько серий экспериментов с целью исследования трансформации и распространения длинных волн типа цунами в проливе при различных вариантах возмущения уровня вблизи 50-метровой изобаты. На границе модели, расположенной в вершине пролива, имитировалось условие свободного распространения волны в сторону Охотского моря. Возмущение уровня задавалось в виде прямоугольного импульса длительностью 8,6 мин. При такой постановке задачи имитировались очаги импульсного характера, связанные с кратковременным смещением дна и возвратом его в прежнее сосотояние. При этом получены амплитуды волны, близкие по своим значениям к амплитудам, определенным путем численного расчета во втором варианте.

Расхождения между амплитудами, полученными двумя методами в выбранных для сравнения семи пунктах, не превышают 10% от их абсолютных значений. При увеличении продолжительности исходного возмущения уровня до 20 мин распределение амплитуд уровня в моделируемой области изменилось незначительно.

В последующих экспериментах на границе области задавался быстрый и одинаковый во всех точках по высоте подъем уровня, после чего влияние вынуждающих сил устранялось. Такое исходное возмущение уровня полнее отражает процесс волнообразования, связанный с резким однородным подъемом дна. При таком задании исходного возмущения уровня во всех точках моделируемой области наблюдался быстрый подъем уровня с последующим плавным его понижением. При этом на теле основной волны формируются вторичные волновые колебания (ондуляции). Подобная картина наблюдалась и при моделировании цунами в глубоководной зоне, когда задавалась исходная денивеляция уровня в поперечном очаге. В центральной части моделируемой акватории на изобате 50 м получены одинаковые коэффициенты усиления амплитуды волны (в 2,2 раза) как по результатам численного (первый вариант, поле уровня на момент времени $t = 30$ мин), так и электрического моделирования.

Таким образом, близость результатов, полученных при численном решении нелинейной задачи цунами и электрического моделирования процесса в линейном приближении, дает основание считать целесообразным использование электрических моделей для исследования распространения волн цунами, особенно в тех случаях, когда численное моделирование сопряжено с определенными трудностями, как например, в случае моделирования распространения цунами от больших по площади очагов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Макаров В. А., Мензин А. Б. Электрическое аналоговое моделирование в океанологии. Некоторые вопросы теории и эксперимента. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 112 с.
2. Соловьев С. Л., Некрасов А. В., Бухтеев В. Г., Пясковский Р. В. Предварительное цунамирайонирование Курило-Камчатского побережья на основе гидродинамических расчетов. — В кн.: Теоретические и экспериментальные исследования по проблеме цунами. М., Наука, 1977, с. 131—139.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

1. *А. С. Аверкиев, М. И. Масловский.* Использование «обратного метода» для определения абсолютной скорости и расхода антарктического циркумполярного течения 3
2. *Л. И. Лопатухин, В. А. Рожков, С. А. Румянцева.* Применение метода главных компонент для районирования морей и океанов по режимным характеристикам ветра и волн 10
3. *П. А. Вайновский.* О факторном анализе вертикального распределения плотности воды 19
4. *И. П. Карпова, Е. В Касьяненко.* Об оценке результатов расчетов океанологических характеристик 23
5. *Ю. Н. Жуков.* К вопросу определения вероятности благоприятных гидрометеорологических условий с малой заблаговременностью . . . 30
6. *В. И. Денисов.* О возможности оценки границ применяемости математической модели Экмана 33
7. *Ю. П. Доронин, И. И. Волков, П. П. Провоторов, В. И. Сычев.* Океанографические аспекты освоения энергии океана 41
8. *Е. И. Серяков.* Многолетние колебания температуры воды поверхностного слоя в Северной Атлантике 50
9. *В. Н. Воробьев, В. П. Коровин, П. П. Провоторов.* Основные научные результаты гидрологических исследований в 17 рейсе НИС «Нерей» (сентябрь—ноябрь 1981 г.) 58
10. *Л. Н. Карлин, Е. Ю. Клюйков, В. П. Путинцев, В. Н. Стасенко, О. А. Трофимов.* О некоторых особенностях тонкой термохалинной структуры Японского моря 68
11. *И. М. Табакаев.* Оценка литодинамических процессов береговой системы при помощи цепей Маркова 71
12. *А. Б. Мензин, Н. А. Сыроватко.* Динамические предпосылки образования продуктивных зон в центральной части Индийского океана . . 78
13. *К. Д. Крейман, М. В. Назимов, А. А. Прозоров.* Влияние гидрологических факторов на продукционные процессы в Белом море 83
14. *А. Н. Парамонов, В. И. Забурдаев, А. В. Никитин, О. И. Кужим.* Гидрологооптический измерительно-вычислительный комплекс аппаратуры 93
15. *В. М. Кушнир, Е. Г. Андрющенко.* Исследование процесса измерения океанологических течений численными методами 99
16. *Л. В. Савельева, В. М. Тимец, Н. Е. Шведе.* О порядке электросолемеров ГМ-65 104
17. *В. С. Беззаботнов, Г. И. Шор, А. Н. Капутерко.* Аппаратурный комплекс для измерения гидрометеопараметров в море 108
18. *В. Б. Жуков, Н. М. Кузин, Д. Б. Островский, Г. В. Яковлев.* Акустический лаг для исследования океана 111
19. *В. С. Беззаботнов.* К методике определения некоторых характеристик пенно-пузырьковых образований в море 117
20. *А. А. Васильев, В. А. Макаров.* Некоторые вопросы численного и электрического моделирования волн цунами 124

Сборник научных трудов
(междуведомственный), вып. 87

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ИССЛЕДОВАНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Редактор *Т. В. Иващенко*

Корректор *Л. В. Ломакина*

Сдано в набор 25.10.83. Подписано в печать 2.12.84. М-16737.
Формат бумаги 60×90[1]/16. Бумага тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая.
Печ. л. 9,0 + 1 вклейка. Уч.-изд. л. 9,3. Тираж 300 экз. Зак. 34.
Темплан 1984 г., поз. 168. Цена 1 р. 50 к.

Типография ВСОК ВМФ

УДК 551.465.4/5+627.223.2

Использование «обратного метода» для определения абсолютной скорости и расхода Антарктического циркумполярного течения. Аверкиев А. С., Масловский М. И. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 3—9 (ЛГМИ).

«Обратный метод», основанный на вычислении скорости на отсчетном уровне, позволяет определить абсолютную скорость и расход течения в некотором замкнутом бассейне. Метод применен для расчета скорости и расхода Антарктического циркумполярного течения в Австралийском секторе Южного океана. Проведены эксперименты при двух начальных отсчетных уровнях: 2000 м и 4000 м. При отсчетном уровне на глубине 4000 м полученные скорости согласуются с прежними расчетами и фактическими данными, полученный расход между Австралией и Антарктидой в этом случае оценен в 200 свердрупов.

Табл. 2. Илл. 2. Библ. 10.

УДК 551.466.326.

Применение метода главных компонент для районирования морей и океанов по режимным характеристикам ветра и волн. Лопатухин Л. И., Рожков В. А., Румянцева С. А. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 10—19 (ЛГМИ).

Изложены основные принципы районирования Мирового океана и отмечены их особенности и недостатки. Выполнено районирование Атлантического океана путем расчета двух компонент (по шести параметрам маргинальных распределений скоростей ветра, высот и периодов волн) и выделение зон их сгущения в различных призначных пространствах. Указаны пути и способы дальнейшего совершенствования предлагаемой методики классификации.

Табл. 2. Илл. 3. Библ. 12.

УДК 551.465.4

О факторном анализе вертикального распределения плотности воды. Вайновский П. А. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 19—22 (ЛГМИ).

Структура вертикального распределения плотности морской воды на полигоне в Северной Атлантике исследуется методом статистического факторного анализа. Предлагается физическая интерпретация выделенных главных факторов.

Илл. 1. Библ. 5.

УДК 551.46.07/08

Об оценке результатов расчетов океанологических характеристик. Карпова И. П., Касьяненко Е. В. Сборник научных тудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 23—29 (ЛГМИ).

Приведены результаты использования ряда критериев для оценки как точности расчета, так и согласованности изменений некоторых рассчитанных и фактических параметров применительно к решению океанологических задач. Исходными материалами для выполнения оценок послужили расчеты температуры воды Балтийского моря и Северной Атлантики. Даны рекомендации по использованию вышеуказанных критериев при расчетах и моделировании океанологических процессов.

Табл. 4. Библ. 9.

УДК 551.465

К вопросу определения вероятности благоприятных гидрометеорологических условий с малой заблаговременностью. Жуков Ю. Н. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 30—33 (ЛГМИ).

Показана возможность использования теории марковских процессов для определения вероятности осуществления благоприятных гидрометеорологических условий с малой заблаговременностью.

Табл. 1. Библ. 1.

УДК 551.465.5

О возможности оценки границ применимости математической модели Экмана. Денисов В. И. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с, 33—41 (ЛГМИ).

Статья посвящена проблеме оценки границ применимости математической модели Экмана для описания реального процесса. Предложено характеризовать границы применимости модели зависимостью дисперсий погрешностей модельных расчетов от дисперсий погрешностей коэффициента обмена. На примере модели дрейфовых течений Экмана для случая глубокого моря были проведены расчеты оценок математических ожиданий, дисперсий и коэффициентов вариации дрейфовых течений с использованием метода Монте-Карло. Получены зависимости погрешностей модельных расчетов от погрешностей коэффициента вертикального турбулентного обмена для некоторых скоростей ветра и глубин.

Илл. 8. Библ. 6.

УДК 551.46.09

Океанографические аспекты освоения энергии океана. Доронин Ю. П., Волков И. И., Провоторов П. П., Сычев В. И. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 41—50 (ЛГМИ).

Сделан обзор изученности наиболее перспективных для освоения энергетических ресурсов океана — энергии температурных и соленостных градиентов, волн, течений, приливов. Систематизированы сведения о запасах энергии этих источников, принципах преобразования отдельных видов энергии в электрическую. Уделено внимание океанографическим аспектам дальнейшего освоения океанских энергоисточников, особенно в связи с необходимостью восстановления гидрофизической структуры и сохранения окружающей среды при изъятии из океана части его энергетических запасов.

Библ. 25.

УДК 551.465

Многолетние колебания температуры воды поверхностного слоя в Северной Атлантике. Серяков Е. И. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 50—57 (ЛГМИ).

На основе 24-летних рядов среднемесячной температуры воды в пятиградусных квадратах акватории Северной Атлантики рассчитаны параметры аномальности полей температуры воды и выделены наиболее аномальные по тепловому режиму годы (1962, 1972, 1974 и 1976 гг.). В большинстве случаев экстремальные величины параметра аномальности отмечались в теплом полугодии при преобладании меридиональных форм атмосферной циркуляции. В колебаниях аномалий температуры воды наиболее четко просматривается 12-месячный и квазидвухлетний циклы.

Корреляционный анализ потоков тепла с показателями атмосферной циркуляции показал значительную пространственную неоднородность статистических связей, причем наибольшая теснота этих связей проявилась в энергоактивных зонах Северной Атлантики.

Предпринята попытка сопоставить колебания температуры воды поверхностного слоя в отдельных квадратах с колебаниями уровня океана в Майами, Сент-Джонсе и Рейкьявике.

Основными факторами, обусловливающими формирование крупных аномалий теплового состояния океана, следует считать горизонтальный перенос тепла Гольфстримом и Лабрадорским течениями и интенсивность теплообмена с атмосферой.

Табл. 3. Илл. 2. Библ. 16.

УДК 551.465

Основные научные результаты гидрологических исследований в 17 рейсе НИС «Нерей» (сентябрь—ноябрь 1981 г.). Воробьев В. Н., Коровин В. П., Провоторов П. П. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 58—67 (ЛГМИ).

Излагаются результаты анализа материалов гидрологических наблюдений, выполненных в период 17 рейса НИС «Нерей», включающих данные трехкратных съемок полей температуры и солености на продольном и поперечном океанографических разрезах в Балтийском море, а также наблюдения на полигоне западнее о. Борнхольм. Приводятся оценки пространственной и временной изменчивости характеристик термохалинной стратификации, обобщенные характеристики водных масс, типы термической структуры по данным батитермографных зондирований на многосуточных станциях. На основе анализа наблюдений сделан вывод о том, что главными причинами эволюции полей температуры и солености на полигоне являются адвекция северо-морских вод и особенности их взаимодействия с собственно балтийскими водами. Сопоставление данных наблюдений для осени 1980 и 1981 гг. позволило сделать вывод о более интенсивном выхолаживании поверхностного слоя и ослабленном притоке северо-морских вод в 1981 г.

Табл. 2. Илл. 4. Библ. 2.

УДК 551.463

О некоторых особенностях тонкой термохалинной структуры Японского моря. Карлин Л. Н., Клюйков Е. Ю., Путинцев В. П., Стасенко В. Н., Трофимов О. А. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 68—71 (ЛГМИ).

Изложены результаты исследований тонкой термохалинной структуры верхнего слоя Японского моря. Полученные вертикальные профили были подвергнуты статистической обработке. В результате анализа получено представление об основных закономерностях распределения элементов тонкой структуры термохалинного поля.

Илл. 2. Библ. 2.

УДК 551.468.1

Оценка литодинамических процессов береговой системы при помощи цепей Маркова. Табакаев Н. М. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 71—77 (ЛГМИ).

Рассматриваются прогностические возможности конечных цепей Маркова. Приводится вероятностная оценка развития литодинамической обстановки одного из участков береговой зоны Охотского моря.

Илл. 1. Библ. 4.

УДК 551.465.55.001.57(267)

Динамические предпосылки образования продуктивных зон в центральной части Индийского океана. Мензин А. Б., Сыроватко Н. А. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 78—83 (ЛГМИ).

Работа посвящена исследованию динамики вод в некоторых перспективных для промысла районах Индийского океана.

Для реализации задачи использован совместный метод электрического аналогового и математического моделирования. Использование на разных этапах решения задачи того или иного метода позволяет не только сократить время и объем вычислений, но и обойтись в ряде случаев без дополнительной информации на границе области.

В результате моделирования удалось выделить зоны апвеллинга в ряде районов Центральной части Индийского океана. Получено положение линий конвергенции и дивергенции в рассматриваемом регионе для определенного типа барической ситуации.

Илл. 3. *Библ.* 10.

УДК 551.46

Влияние гидрологических факторов на продукционные процессы в Белом море. Крейман К. Д., Назимов М. В., Прозоров А. А. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана», Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 83—92 (ЛГМИ).

Рассматривается математическая модель экологической системы пелагической части Белого моря, созданная на кафедре океанологии Ленинградского гидрометеорологического института, приводятся первые результаты численной реализации этой модели. Данные, полученные в ходе расчетов, свидетельствуют о существенной зависимости продукционных процессов от термического режима верхнего слоя моря, эволюции ледового покрова весной и вертикальной циркуляции в Белом море.

Илл. 5 Библ. 13.

УДК 551.46.083:681.3

Гидролого-оптический измерительно-вычислительный комплекс аппаратуры. Парамонов А. Н., Забурдаев В. И., Никитин А. В., Кужим О. И. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана» Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 93—99 (ЛГМИ).

Рассматривается аппаратура для комплексных измерений гидрологических и оптических параметров морской среды с борта научно-исследовательского судна и обработки гидрофизической информации в реальном масштабе на специализированной или универсальной вычислительной машине. Измерители, бортовая аппаратура и программное обеспечение ЭВМ имеют модульную структуру и набираются в зависимости от задачи исследования.

Табл. 1. Библ. 5.

УДК 551.46

Исследование процесса измерения океанических течений численными методами. Кушнир В. М., Андрющенко Е. Г. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 99—104 (ЛГМИ).

Рассмотрены операторы, структура которых подобна схемам измерителей океанических течений различного типа. Преобразование заданных флуктуационных рядов посредством этих операторов позволяет смоделировать процесс измерения океанических течений и оценить погрешности при различных условиях.

Приведены результаты моделирования измерителей течений с непосредственным отсчетом модуля и направления, а также с векторным осреднением. На основе численных экспериментов оценена полоса частот достоверных измерений статистических характеристик флуктуаций скорости и величины погрешностей измерения средних течений.

Илл. 2. Библ. 5.

УДК 551.464.5.089.6

О поверке электросолемеров ГМ-65. Савельева Л. В., Тимец В. М. Шведе Н. Е. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 104—108 (ЛГМИ).

Излагаются методы поверки и градировки электросолемеров ГМ-65. Даны рекомендации по организации поверки приборов на местах.

Илл. 1. Библ. 4.

УДК 551.460.18

Аппаратурный комплекс для измерения гидрометеопараметров в море. Беззаботнов В. С., Шор Г. И., Капутерко А. Н. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 108—111 (ЛГМИ).

Рассматривается вариант расширения функциональных возможностей информационно-измерительной системы К200, а также разработанный на базе К200 аппаратурный комплекс для измерения гидрометеопараметров в море. Сообщаются основные технические характеристики измерительных каналов.

Илл. 2. Библ. 3.

УДК 534.222.2

Акустический лаг для исследования океана. Жуков В. Б., Кузин Н. М., Островский Д. Б., Яковлев Г. В. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 111—117 (ЛГМИ).

В теоретическом и экспериментальном плане исследуются характеристики доплеровского акустического лага с антенной, использующей эффект нелинейного взаимодействия волн двух высоких частот в канале распространения. Выведены формулы для расчета давления и характеристики направленности этой антенны; приведены результаты экспериментов, которые подтверждают возможность создания лага с параметрической антенной.

Илл. 5. Библ. 7.

УДК 551. 465.7

К методике определения некоторых характеристик пенно-пузырьковых образований в море. Беззаботнов В. С. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 117—124 (ЛГМИ).

Предложена методика определения дисперсного состава, кратности и плотности морских пенно-пузырьковых образований, реализуемая с помощью разработанной в Проблемной лаборатории ЛГМИ измерительной аппаратуры. Сделан анализ возможных ошибок измерения. Приведены некоторые предварительные результаты натурных измерений.

Илл. 5. Библ. 8.

УДК 551.466.62

Некоторые вопросы численного и электрического моделирования волн цунами. Васильев А. А., Макаров В. А. Сборник научных трудов «Методы и средства исследования Мирового океана». Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 87, с. 124—128 (ЛГМИ).

В предполагаемой работе проводится сравнение результатов численного и электрического моделирования распространения волн цунами во Втором Куильском проливе. Численные расчеты проводились по нелинейным уравнениям теории мелкой воды с использованием явной разностной схемы второго порядка точности. Данные электрического моделирования процесса в линейном приближении соответствуют результатам, полученным с помощью математической модели (не выходят за пределы точности электрического аналога). Приведены результаты распространения и трансформации волн цунами в проливе и на подходах к нему при различных вариантах начального возмущения уровня.

Библ. 2.