

УДК 551.46.072 : 551.465.5

ЧИСЛЕННЫЙ РАСЧЕТ УСТАНОВИВШИХСЯ ТЕЧЕНИЙ ОХОТСКОГО МОРЯ (ПРОГНОСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ)

Зырянов В. Н.

При расчете течений Охотского моря возникают две основные проблемы: первая, связанная с заданием расходов в Курильских проливах; вторая — с полем плотности морской воды. Положение в Охотском море несколько облегчается ввиду того, что изменение плотности воды по вертикали в Охотском море довольно однообразно и позволяет смоделировать изменение плотности по вертикали аналитической зависимостью. Плотность воды по вертикали в Охотском море хорошо описывается однопараметрической моделью Йошида [16], которую мы и используем для построения бароклинной модели Охотского моря.

Модель Йошида задается следующей аналитической зависимостью:

$$\rho(x, y, z) = \rho_n - \delta(x, y) \left(1 + \frac{z}{h(x, y)}\right) \exp\left(-\frac{z}{h(x, y)}\right), \quad (1)$$

где функция $h(x, y)$ должна определяться в процессе решения;

$\delta(x, y)$ — возмущение плотности на поверхности моря по отношению к ее постоянному значению ρ_n на больших глубинах.

Функции $\delta(x, y)$ предполагается заданной из наблюдений. Величина $h(x, y)$ равна глубине залегания горизонта с максимальным градиентом плотности, определяя тем самым положение сезонного термоклина.

По обобщенной модели Экмана динамика движения вод описывается следующей системой дифференциальных уравнений:

$$\left. \begin{aligned} A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + f v &= -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{g}{\rho_0} \int_0^z \frac{\partial \rho'}{\partial x} dz; \\ A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - f u &= -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{g}{\rho_0} \int_0^z \frac{\partial \rho'}{\partial y} dz; \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0; \quad (3)$$

$$u \frac{\partial \rho'}{\partial x} + v \frac{\partial \rho'}{\partial y} + w \frac{\partial \rho'}{\partial z} = K_p \Delta \rho' + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{pz} \frac{\partial \rho'}{\partial z} \right), \quad (4)$$

где A_z — кинематический коэффициент вертикального турбулентного обмена количеством движения;

$\rho_0 = \text{const}$ — среднее значение плотности морской воды;

ρ' — отклонение плотности от значения ρ_n ;

g — ускорение силы тяжести;

- ξ — возвышение динамического уровня моря;
 f — параметр Кориолиса;
 u, v, w — проекции вектора скорости соответственно на осях X, Y, Z ;
 K_p — коэффициент горизонтальной турбулентной плотностной диффузии;
 Δ — горизонтальный оператор Лапласа;
 K_{pz} — коэффициент вертикальной диффузии плотности.

Оси координат направлены соответственно X — на восток, Y — на север, Z — вертикально вниз. Начало координат расположено на невозмущенной поверхности моря. При выводе системы (2) — (4) уравнения диффузии тепла и соли заменены одним уравнением (4) диффузии плотности по П. С. Линейкину [6].

Граничные условия:

$$\text{при } z = 0: A_z \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{T_x}{\rho_0}, \quad A_z \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{T_y}{\rho_0}, \quad \rho' = -\delta(x, y), \quad (5)$$

где T_x, T_y — компоненты тангенциального напряжения ветра на поверхности моря;

$$\text{при } z = H: u = v = w = 0; \quad \rho' = 0, \quad (6)$$

на контуре моря — на твердых участках границы

$$S_n \rightarrow = \chi_1 S_x + \chi_2 S_y = 0, \quad (7)$$

где χ_1, χ_2 — направляющие косинусы внешней нормали к контуру моря;

$S_x = \int_0^h u dz, S_y = \int_0^h v dz$ — составляющие вектора полного потока.

В Курильских проливах

$$S_n \rightarrow = S(x, y). \quad (8)$$

Система уравнений (2) — (4) с граничными условиями (5) — (8) интегрированием от поверхности до дна сводится к следующей нелинейной системе двух эллиптических уравнений относительно функции полных потоков ψ и параметра h модели (1):

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{f}{2aH^2} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{f}{2aH^2} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) - \frac{g\delta}{\rho_0 a H} \Delta h + I \left(\psi, \frac{f}{H} \right) + \\ + \frac{2g}{\rho_0 H} I(H, \delta h) = \frac{1}{\rho_0} \text{rot}_z \vec{T} \end{aligned} \quad (9)$$

$$K_p \Delta (\delta h) - I \left(\psi, \frac{\delta h}{H} \right) = 0, \quad (10)$$

где I — якобиан двух функций;
 $a = \sqrt{f|2A_z}$ — число Экмана;
 H — глубина моря;

$\text{rot}_z \frac{\vec{T}}{H}$ — вертикальная компонента вихря векторного поля $\frac{\vec{T}}{H}$,

с граничными условиями:

$$\psi = 0 \text{ по береговой черте } L_1;$$

$$\psi = g(x, y) \text{ вдоль Курильской гряды } L_2; \quad (11)$$

$$h|_{L_1} U_{L_2} = d(x, y).$$

Из проливов Курильской гряды учитываются наиболее важные в динамическом отношении: 1-й Курильский, 4-й Курильский, Крузенштерна, Буссоль, Фриза и Екатерины. Острова между этими проливами объединяются в один, который моделируется при расчетах конеч-

ным разрезом. Проливы Невельского и Лаперуза не учитываются. Расходы воды в Курильских проливах приняты равными: 1-й Курильский — $1,2 \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{с}$, 4-й Курильский — $6,2 \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{с}$, Крузенштерна — $1,4 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$, Буссоль — минус $3,4 \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{с}$, Фриза — минус $1,3 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$, Екатерины — $5,0 \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{с}$. Знак минус означает, что перенос вод происходит из пределов моря. Функция $g(x, y)$ в уравнении (11) задается на основании перечисленных расходов. Расходы воды для проливов северной части Курильской гряды приведены на основании работы [2]. Однако путем интегрирования уравнения квазигеострофического приближения вдоль характеристик аналогично можно оценить расходы в рамках однородной модели и в проливах южной части Курильской гряды.

Что касается граничного условия для h , то задать глубину залегания сезонного термоклина по контуру моря несколько сложнее, в литературе на этот счет нет никаких сведений, кроме некоторых качественных замечаний [3, 5, 8]. Нами было принято следующее поведение функции $d(x, y)$. Вдоль Курильской гряды, начиная от Камчатки, $d(x, y)$ увеличивается линейно от 30 до 43 м у о-ва Хоккайдо. Такое поведение принято на основании анализа карт плотности в районе Курильской гряды. Далее $d(x, y)$ уменьшается вновь до 30 м у южной оконечности о-ва Сахалин, на оставшейся части контура h полагается равным 30 м (такое значение для глубины залегания сезонного термоклина в Охотском по всему контуру моря было принято при расчетах В. Ф. Козловым [3]).

Система уравнений (9) — (10) решается сеточным методом на полуградусной сетке с общим числом внутренних и граничных узлов свыше 700. Сетка выбирается с учетом наилучшего приближения контура моря. Задача решается в приближении «глубокого моря», поэтому границей моря для нас служит 100-метровая изобата. Глубина моря снималась с карты Удинцева [12] с последующей линейной интерполяцией в узлы сетки. Поверхностное распределение плотности получено на основании работы [1], в которой приведены многолетние распределения средних месячных температур поверхностного слоя воды Охотского моря для всех месяцев. При расчетах были приняты следующие числовые значения входящих параметров: $\omega = 7,2921 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ (угловая скорость вращения Земли), $K_p = 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$, $T_y = -0,7 \cdot 10^{-5} \text{ н/см}^2$, $T_x = -0,7 \cdot 10^{-5} \text{ н/см}^2$, $f_0 = 1,46 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, $\rho_0 = 1,028 \text{ г/см}^3$. Расчет проводили для двух случаев: северо-западного ветра; отсутствие ветра. Поверхностное распределение плотности вычислялось по температуре t в приближении Буссинеска [13]:

$$\rho = 1,02541 \left[1,00266 - 0,00317 \frac{t}{17,5^\circ\text{C}} \right].$$

Расчет производился для августа месяца.

Система уравнений (9) — (10) решалась последовательно: сначала нелинейный член в уравнении (10) приравняется к нулю и находится h^0 , которое затем подставляется в уравнение (9) и определяется ψ , затем по h^0 и ψ из уравнения (10) находится h^1 и т. д. На каждом шаге приближения уравнение (9) аппроксимируется схемой в направленных разностях [4], аппроксимация уравнения Пуассона (10) обычная [10]. Соответствующие системы алгебраических уравнений решаются методом минимальных невязок [7, 10]. Выход из внешних и внутренних циклов решения уравнений (9) и (10) на каждом шаге приближения осуществляется по относительным ошибкам (меньше 1%).

При аппроксимации уравнения (9) схемой в направленных разностях появляется так называемая «схемная вязкость», которая превышает при нашем шаге сетки физическую вязкость. Уменьшить шаг

сравнить рис. 2 с положением ядра холодных промежуточных вод Охотского моря, приводимым в работе [11]. Качественно обе схемы содержат одни и те же особенности, что служит подтверждением правильности полученных нами результатов. Особенности поведения поверхности $Z=h$, лежащие приблизительно на 57-й параллели, связаны с гидрологическим фронтом северной части Охотского моря [14].

Сравнивая схемы поверхностных течений при северо-западном ветре и при отсутствии ветра (рис. 3, а, б) видно, что ветер упорядочивает течения, «гонит» воду в южном направлении. Для схемы поверхностных течений (см. рис. 3, б) и для схемы К. В. Морошкина [9] ха-

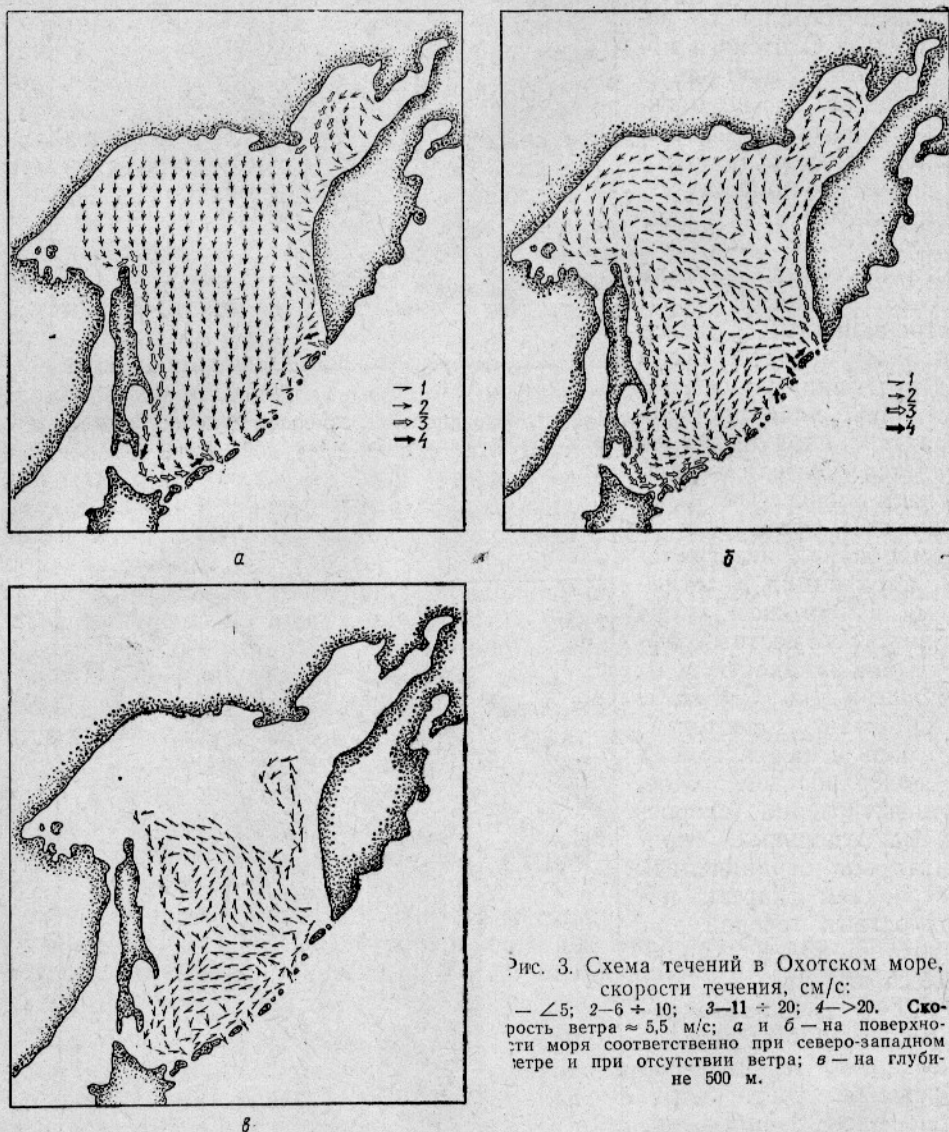


Рис. 3. Схема течений в Охотском море, скорости течения, см/с: — < 5 ; 2—6 \div 10; 3—11 \div 20; 4— $>$ 20. Скорость ветра $\approx 5,5$ м/с; а и б — на поверхности моря соответственно при северо-западном ветре и при отсутствии ветра; в — на глубине 500 м.

рактерно наличие системы сильных периферийных течений, обходящих акваторию Охотского моря против часовой стрелки. Скорости течения здесь колеблются от 10 до 30 см/с. Хорошо прослеживаются Камчатское течение, Сахалинское течение и течение Соя (вдоль северного побережья о-ва Хоккайдо). Сравнение рис. 3, б и схемы Морошкина [9] убеждает нас в том, что над впадиной ТИНРО имеется циклонический круговорот, а антициклонический круговорот, который Морошкин

относит к впадине ТИНРО, лежит несколько западнее — над областью изгиба изобат (координаты примерно 57° с. ш. и 153° в. д.).

Отчетливо прослеживаются (см. рис. 3, б) циклонические круговороты в заливе Шелихова, над Северной и Южной котловинами и антициклонические круговороты с координатами 53° с. ш. — 15° в. д. и 52° с. ш. — 147° в. д.

Во время экспедиции ВНИРО—ТИНРО на РТ «Адлер», проходившей с 27 июля по 27 октября 1973 г., в районе с координатами приблизительно 52° с. ш. и 146° в. д. был зарегистрирован поток северного направления, что как раз совпадает с западной периферией одного из перечисленных выше антициклонических круговоротов. На схеме же Морошкина в этом районе имеется круговорот обратной циклональности. Есть отличия нашей схемы и схемы Морошкина и в других районах Охотского моря — в северо-западной части и в районе Южной котловины. Преимущества нашей схемы заключаются в том, что она получена в результате решения системы уравнений с учетом бароклинности воды, рельефа дна, поверхностного распределения температуры и расходов воды через Курильские проливы. Недостатки схемы Морошкина связаны с динамическим методом расчета течений, с его традиционной нулевой поверхностью, которой, как показали проведенные расчеты в Охотском море, нет.

Характер циркуляции с глубиной не меняется (рис. 3, в), не появляется никаких глубинных противотечений. Единственное следует отметить, что антициклонический круговорот с центром 52° с. ш. и 147° в. д. на горизонте 500 м исчезает. Система течений становится более упорядоченной в центральной части Охотского моря.

Выводы

1. Определяющим фактором в динамике вод Охотского моря является совместный эффект бароклинности воды и рельефа дна (СЭБИР). Сравнение полученных результатов с данными других авторов говорит о хорошем соответствии построенной модели реальному переносу вод Охотского моря. Приведенная модель может быть использована при расчетах полей течений и для других сезонов.

2. В предложенной модели есть один недостаток, связанный с заданием граничного условия для глубины залегания сезонного термоклина [параметр h в модели Йошида (1)]. Вернее было бы задать на контуре моря не значение h , как было сделано нами, а интегральное условие отсутствия потока плотности через твердую границу моря и поток плотности через Курильские проливы, тогда значение параметра h на контуре моря определилось бы в процессе решения задачи. Однако численный расчет циркуляции вод Охотского моря резко бы усложнился. При достаточной же информации о положении сезонного термоклина на границе моря задание значения параметра h на контуре моря намного предпочтительнее интегрального условия с точки зрения простоты численного расчета.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Веселова Л. Е. Пространственное распределение температуры поверхностного слоя воды Охотского моря. — «Труды ДВНИГМИ», 1972, вып. 37, с. 13—28.
2. Зырянов В. Н. К вопросу о водообмене через северные Курильские проливы. — «Океанология», 1974, № 1, с. 16—21.
3. Козлов В. Ф. Расчет уровневой поверхности в Охотском море. — «Труды ДВНИГМИ», 1972, вып. 37, с. 37—43.
4. Кочергин В. П., Щербаков А. В. Исследование разностных схем для эллиптического уравнения с малым параметром при старшей производной. — В кн.: Численные модели океанических циркуляций, Новосибирск, 1972, с. 7—17.

5. Леонов А. К. Региональная океанография. Ч. I. Л., Гидрометеиздат, 1960
764 с.
6. Линейкин П. С. Основные вопросы динамической теории бароклинного
слоя моря. Л., Гидрометеиздат, 1957. 165 с.
7. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л.,
Гидрометеиздат, 1974. 303 с.
8. Морошкин К. В. Водные массы Охотского моря. М., «Наука», 1966. 56 с.
9. Морошкин К. В. Новая схема поверхностных течений Охотского моря.—
«Океанология», 1964, т. 4, вып. 4, с. 641—643.
10. Самарский А. А. Введение в теорию разностных схем. М., «Наука», 1971.
505 с.
11. Тюряков Б. И. Расчетная схема изменений структуры деятельного слоя
Охотского моря от сезона к сезону. — «Труды Ленинградского гидрометинститута»,
1970, вып. 32, с. 17—25.
12. Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. — «Труды ИО АН СССР»,
1957, т. XXII, с. 70—87.
13. Фельзенбаум А. И., Васильев А. С. К теории установившейся цирку-
ляции в бароклинном океане. — «Морские гидрофизические исследования», 1972, № 2,
с. 10—23.
14. Чернявский В. И. Гидрологический фронт северной части Охотского мо-
ря. — «Известия ТИПРО», 1970, т. 71, с. 3—11.
15. Ioshida K. A theoretical model of wind-driven induced density field in
oceans. I. J. Ocean, Japan, 1965, vol. 21, N 4, p. 25—37.

*Numerical calculations of steady currents in the Sea of Okhotsk
(prognostic model)*

V. N. Zyryanov

SUMMARY

The results of calculations of currents in the Sea of Okhotsk in the framework of the baroclinic oceanic model and with the use of Ioshida's density model are shown. Maps showing the depth of a seasonal thermocline, integral transport of waters, velocities of currents in the 0- and 500 m layers are compiled. All the calculations are made for August. The comparison of the results obtained with data of other authors has supported the evidence that the model is suitable for estimates of steady circulations of waters in the Sea of Okhotsk.
