

Д. Л. ЛАЙХТМАН, Б. А. КАГАН, Л. А. ОГАНЕСЯН, Р. В. ПЯСКОВСКИЙ

О ГЛОБАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ В БАРОТРОПНОМ ОКЕАНЕ  
ПЕРЕМЕННОЙ ГЛУБИНЫ

(Представлено академиком Г. И. Марчуком 9 XI 1970)

Настоящая работа посвящена численному моделированию механизма и основных особенностей циркуляции в Мировом океане. В отличие от <sup>(1, 2)</sup> здесь задается реальное распределение глубин и поле атмосферного давления на уровне моря, что позволяет, в частности, отказаться от использования в качестве внешнего параметра задачи касательного напряжения ветра, оценка которого сопряжена с определенными трудностями. Эффект динамического взаимодействия на границах раздела океан — атмосфера и океан — дно учитывается на основании решения замкнутой системы уравнений для квазистационарного экмановского пограничного слоя <sup>(3)</sup>.

Исходным является уравнение для интегральной функции тока

$$\frac{\partial}{\partial t} \Delta_n \psi - \frac{1}{a} \left[ \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \frac{\Delta_n \psi}{H \sin \theta} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} \right) - \frac{\partial}{\partial \lambda} \left( \frac{\Delta_n \psi}{H \sin \theta} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right) \right] - \left( \frac{\partial}{\partial \theta} \frac{f}{H} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} - \frac{\partial}{\partial \lambda} \frac{f}{H} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right) =$$

$$= \frac{\partial}{\partial \theta} \frac{\tau_{\lambda}^n - \tau_{\lambda}^0}{\rho H} \sin \theta - \frac{\partial}{\partial \lambda} \frac{\tau_{\theta}^n - \tau_{\theta}^0}{\rho H}. \quad (1)$$

Здесь  $\Delta_n \psi = \frac{\partial}{\partial \theta} \frac{\sin \theta}{H} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \frac{1}{H} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda}$ ,  $\theta$  и  $\lambda$  — дополнение до широты и долготы соответственно,  $H = H(\lambda, \theta)$  — глубина океана,  $\rho$  — средняя плотность воды,  $f = 2\omega \cos \theta$  — параметр Кориолиса,  $a$  — радиус Земли,  $t$  — время. Компоненты напряжения турбулентного трения на поверхности ( $\tau_{\lambda}^0, \tau_{\theta}^0$ ) и дне океана ( $\tau_{\lambda}^n, \tau_{\theta}^n$ ) вычисляются по формулам

$$\tau_{\lambda}^{0,n} = -\rho \kappa^2 \chi^2 G (V \sin \alpha + U \cos \alpha), \quad \tau_{\theta}^{0,n} = -\rho \kappa^2 \chi^2 G (V \cos \alpha - U \sin \alpha), \quad (2)$$

где  $\rho$  — плотность воздуха или воды,  $\kappa$  — постоянная Кармана,  $\chi$  и  $\alpha$  — геострофический коэффициент трения и угол полного поворота ветра или течения в пограничном слое (при нейтральной стратификации в пограничных слоях атмосферы и океана  $\chi$  и  $\alpha$  являются заданными функциями числа Россби), и, наконец  $U, V$  и  $G = \sqrt{U^2 + V^2}$  — компоненты и модуль скорости геострофического ветра или течения на верхней границе придонного пограничного слоя. В последнем случае

$$U = \frac{1}{H} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} - \frac{\tau_{\theta}^0}{\rho f H}; \quad V = -\frac{1}{H \sin \theta} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} - \frac{\tau_{\lambda}^0}{\rho f H}. \quad (3)$$

В экваториальной области параметр  $f^{-1}$  определяется путем линейной интерполяции его значений, соответствующих  $\theta = 80$  и  $100^\circ$ , при этом структура геострофических соотношений и формул (3) сохраняется неизменной.

Мировой океан аппроксимируется двухсвязной областью. На северной границе  $\Gamma_1$ , совпадающей с береговой линией материков Америки, Африки, Евразии и Австралии, принимается  $\psi|_{\Gamma_1} = 0$ .

Для определения  $\psi$  на южной границе  $\Gamma_2$  (берег Антарктиды), проведенной несколько условно вдоль круга широт  $70^\circ S$ , используется условие пе-

риодичности давления (<sup>1</sup>), которое записывается в виде

$$\int_{\Gamma_2} \left( \frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{H} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} - \frac{\tau_{\lambda}^H - \tau_{\lambda}^0}{\rho H} \right) d\lambda = 0. \quad (4)$$

В качестве начальных условий принимается  $\psi(\lambda, \theta) \equiv 0$ .

Уравнения (1)–(4) решались численно на ЭВМ БЭСМ-6. При этом уравнение (1) интегрировалось по неявной схеме первого порядка точности по времени и пространственным координатам. Второй и третий члены в левой части (1) аппроксимировались следующим образом:

$$\begin{aligned} & \frac{1}{4} [\overset{+}{Y}(D_0 + D_0^{\lambda} + D_0^{\theta} + D_0^{\lambda\theta}) \hat{\psi}_{\lambda} + \bar{Y}(D_0 + D_0^{\lambda} + D_0^{\theta} + D_0^{\lambda\theta}) \hat{\psi}_{\bar{\lambda}} - \\ & - \bar{Y}(D_{\lambda} + D_{\lambda}^{\theta} + D_{\lambda}^{\theta} + D_{\lambda}^{\theta\theta}) \hat{\psi}_{\theta} - \overset{+}{Y}(D_{\lambda} + D_{\lambda}^{\theta} + D_{\lambda}^{\theta} + D_{\lambda}^{\theta\theta}) \hat{\psi}_{\bar{\theta}}], \end{aligned} \quad (5)$$

где  $D$  равно  $\Delta_n \psi / (H \sin \theta)$  для второго и  $f/H$  для третьего члена;

$$\overset{+}{Y}(z) = \begin{cases} z & \text{при } z > 0, \\ 0 & \text{при } z \leq 0; \end{cases} \quad \bar{Y}(z) = \begin{cases} z & \text{при } z < 0, \\ 0 & \text{при } z \geq 0; \end{cases}$$

верхний индекс означает сдвиг на величину пространственного шага  $h_{\theta}$ ,  $h_{\lambda}$ , нижний — соответствующее направленное разностное отношение ( $\theta$  — вперед,  $\bar{\theta}$  — назад), знаком отмечены величины с верхнего временного слоя. Для  $\Delta_n \psi$  использовалась следующая аппроксимация:

$$\begin{aligned} \Delta_n \psi \approx & \frac{1}{2h_{\lambda} \sin \theta} \left[ \left( \frac{1}{H} + \frac{1}{H^{\lambda}} \right) \psi_{\lambda} - \left( \frac{1}{H} + \frac{1}{H^{-\lambda}} \right) \psi_{\bar{\lambda}} \right] + \\ & + \frac{1}{2h_{\theta}} \left[ \left( \frac{\sin \theta}{H} + \frac{\sin(\theta + h_{\theta})}{H^{\theta}} \right) \psi_{\theta} - \left( \frac{\sin \theta}{H} + \frac{\sin(\theta - h_{\theta})}{H^{-\theta}} \right) \psi_{\bar{\theta}} \right]. \end{aligned} \quad (6)$$

Значения касательного напряжения на дне океана вычислялись по  $\psi$  с нижнего временного слоя.

Полученная таким образом система разностных уравнений, удовлетворяющая принципу максимума, решалась методом итераций. Пространственные шаги сетки были выбраны равными  $5^{\circ}$  в каждом из направлений, шаг по времени составлял  $2,59 \cdot 10^5$  сек\*. Расчеты продолжались до установления стационарного режима, соответствующего среднему годовому полю атмосферного давления, или периодического режима при заданном годовом изменении атмосферного давления. Исходными данными служили среднее годовое и средние месячные поля атмосферного давления на уровне моря (<sup>2</sup>), а также сглаженное поле глубин Мирового океана (<sup>3</sup>).

Построенная по результатам вычислений карта функции тока (рис. 1) качественно верно отражает характерные черты циркуляции в Мировом океане. Все основные течения (Гольфстрим, Куро-Сиво, Антарктическое круговое, Бразильское, северные и южные пассатные течения и экваториальные противотечения) хорошо видны на представленной карте. В количественном отношении между результатом расчета и данными наблюдений имеется удовлетворительное соответствие. Значения интегрального переноса в Гольфстриме, Куро-Сиво, Бразильском и Антарктическом круговом течениях по порядку величины согласуются с известными оценками их расходов (<sup>4</sup>). Заметно хуже согласуется с данными наблюдений ширина западных пограничных течений, что, в общем, естественно при выбранном шаге сетки.

Учет реального распределения глубин в океане позволяет выявить две интересные особенности: во-первых, сглаживание поля функции тока в районе умеренных широт; во-вторых, заметное изменение характера переноса у юго-восточных побережий материков Ю. Америка, Африка и Ав-

\* Внутренняя сходимость разностной схемы проверялась сравнением результатов вычислений на этой сетке с расчетами на сетке с шагом  $5^{\circ}$  по долготе и  $2,5^{\circ}$  по широте; разница между ними не превышала 15–20%.

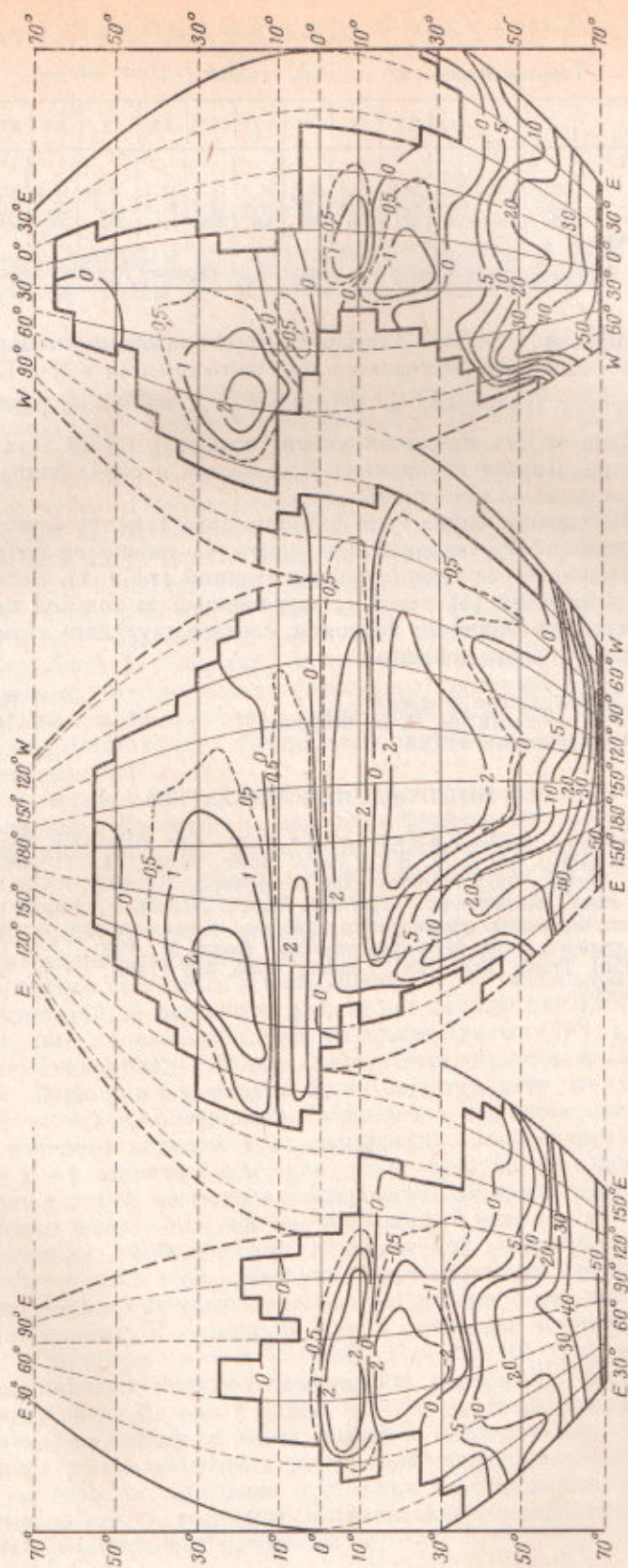


Рис. 1. Поле функции тока в океане с реальным распределением глубин; для определения объемного расхода (в  $\text{см}^3/\text{сек}$ ) между соседними изолиниями разности, указанных на них значений необходимо умножить на величину  $6,37 \cdot 10^{12} \cdot \psi |r|$ ,  $\equiv 51$

Годовое изменение расхода течений  $Q$  ( $10^{12}$  см<sup>3</sup>/сек)

| Течение                            | I    | II   | III  | IV   | V    | VI   | VII  | VIII | IX   | X    | XI   | XII  | Среднее | $\langle Q \rangle$ |
|------------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|---------|---------------------|
| Гольфстрим                         | 26,8 | 29,2 | 22,3 | 19,8 | 23,6 | 29,2 | 24,8 | 15,3 | 13,7 | 7,65 | 10,2 | 22,9 | 22,1    | 16,6                |
| Куро-Сиво                          | 23,6 | 17,2 | 19,1 | 19,1 | 20,4 | 15,3 | 21,0 | 10,8 | 11,5 | 15,9 | 22,3 | 22,3 | 18,5    | 15,9                |
| Антарктическое<br>круговое течение | 255  | 330  | 370  | 382  | 370  | 350  | 434  | 395  | 415  | 382  | 306  | 248  | 350     | 325                 |

Примечание.  $\langle Q \rangle$  — расход масс, вычисленный по среднему годовому полю атмосферного давления.

стралия. Например, в районе Тасманова моря благодаря уменьшению глубин северная ветвь Антарктического кругового течения у  $150^\circ$  E резко сворачивает к северу. На широте  $40^\circ$  S (здесь  $\frac{\partial f}{\partial y} H = 0$ ) она разбивается на две струи. Одна из них, проникая дальше к северу, питает экваториальное противотечение. Другая поворачивает на восток и снова сливается с Антарктическим круговым течением.

В течение годового цикла поле функции тока (рис. 1) остается качественно неизменным. Происходит лишь некоторое смещение центров круговоротов и изменение расходов основных течений (табл. 1). Вследствие нелинейности уравнения (1) перенос, осредненный за годовой период, оказывается несколько выше его значения, соответствующего стационарному среднему годовому полю давления.

Ленинградское отделение  
Института океанологии им. П. П. Ширшова  
Академии наук СССР

Поступило  
30 X 1970

## ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> А. М. Ильин, В. М. Каменкович и др., Изв. АН СССР, Физ. атмосф. и океана, 5, 1160 (1969). <sup>2</sup> T. W. Sag, Phys. Fluids, Suppl., 11, 177 (1969). <sup>3</sup> Д. Л. Лайхтман, Физика пограничного слоя атмосферы, Л., 1970. <sup>4</sup> В. М. Каменкович, Тр. Инст. океанологии АН СССР, 56, 242 (1962). <sup>5</sup> Карты многолетних среднемесячных значений атмосферного давления и температуры воздуха на уровне моря для земного шара, Метеорологический бюлл., М., 1960. <sup>6</sup> C. L. Pekeris, Y. Assad, Phil. Trans. Roy. Soc. London, A265, 413 (1969). <sup>7</sup> W. H. Munk, J. Meteor., 7, 79 (1950).