

УДК 551.465.46 (269.43)

О ВЕРТИКАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ
СКОРОСТИ ГРАДИЕНТНО-КОНВЕКЦИОННОГО ТЕЧЕНИЯ
В МОРЕ СКОТЛЯ

В.В.Масленников, В.Л.Гаврилов

Известно, что содержание питательных солей в фотическом слое связано с вертикальным водообменом между глубинными и поверхностными водами. Поэтому несомненный интерес представляет изучение механизма вертикального водообмена. Настоящая работа является первым этапом изучения этого процесса в море Скотля и посвящена рассмотрению вертикальной составляющей скорости градиентно-конвекционного течения, для расчета которой использован метод Хидака (4).

Преобразуя и упрощая уравнения движения для установившихся океанических течений, возбуждаемых действием ветра и уравнения неразрывности и гидростатики, Хидака получает выражение для вертикальной скорости

$$-W(z) = \frac{\int_0^z \frac{\partial \rho(z_1)}{\partial x} (z - z_1) dz_1 - \frac{z}{h} \int_0^h \frac{\partial \rho(z_1)}{\partial x} (h - z_1) dz_1}{2\omega R \cdot \cos \varphi \cdot \sin^2 \varphi \rho(z)},$$

где Z - горизонт, на котором определяется вертикальная скорость;

z_1 - текущая координата;

h - глубина;

ρ - плотность воды;

ω - угловая скорость вращения земли;

R - средний радиус Земли, равный $6,371 \cdot 10^8$ см.

Формула неприменима на экваторе и на полюсах ($\varphi = 0, \pm \frac{\pi}{2}$). Ошибка получается и при расчете вертикальных движений у поверхности и у дна.

По этой формуле можно получить вертикальную компоненту скорости градиентно-конвекционного течения, обусловленного неравномерностью поля плотности и β -эффектом, с некоторым учетом влияния изменения рельефа дна.

Для удобства расчета производные заменены отношениями конечных разностей, а интегралы - соответствующими суммами:

$$-W(z) = \frac{B}{\rho(z)} \left[\sum_0^z \Delta \rho(z_i)(z-z_i) \Delta z_i - \frac{z}{h} \sum_0^h \Delta \rho(z_i)(h-z_i) \Delta z_i \right]$$

где $B = \frac{g}{2\omega R \cdot \cos \varphi \cdot \sin^2 \varphi \cdot \Delta \lambda}$ - коэффициент, постоянный для данной параллели;

$\Delta \lambda$ - постоянная для данной параллели величина шага разности, см.

В наших расчетах шаг разности равнялся 2° долготы и для каждой параллели он пересчитывался в сантиметрах.

Величины условной плотности σ_t , которые для удобства использовались вместо плотности ρ , осреднялись по двухградусным квадратам. Были использованы материалы, собранные с декабря по март зарубежными и советскими экспедициями с 1911 по 1969 гг. [2]. По расчетным данным составляли карты для горизонтов 20, 50, 100, 150, 200, 300, 500, 1000, 1500, 2000, 2500, 3000 и 3500 м.

Качественный анализ карт распределения вертикальной компоненты скорости градиентно-конвекционного течения показывает значительную неоднородность поля вертикальных движений (см. рисунок). Такую пятнистость можно объяснить сильным меандрированием потока Антарктического циркумполярного течения в пределах моря Скотия, заметным влиянием рельефа дна и неоднородностью поля геострофических течений. Форма областей подъема и опускания вод характеризуется хорошо выраженной меридиональной протяженностью. Объяснить это только спецификой меридиональной проекции нельзя. По-видимому, здесь действует отклоняющий эффект положительных и отрицательных форм рельефа дна [3]. При общем зональном потоке такие отклонения вызовут

значительную меридиональную составляющую, что в свою очередь обусловит перераспределение плотности, приводящее к повышенным градиентам по параллели. Причем такие зоны повышенных градиентов плотности будут иметь меридиональную протяженность.

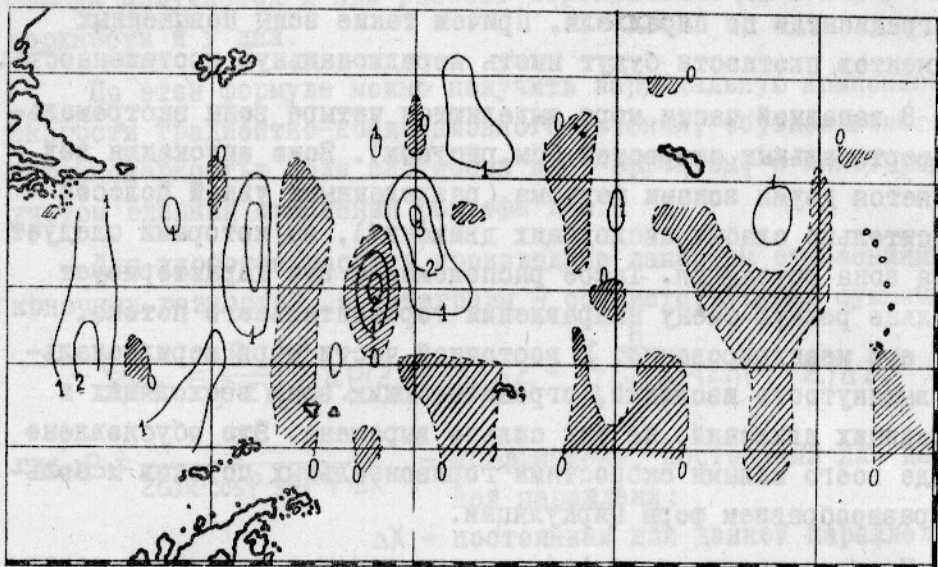
В западной части моря выделяются четыре зоны экстремальных вертикальных скоростей (см. рисунок). Зона опускания вод сменяется двумя зонами подъема (разделенными узкой полосой относительно слабых нисходящих движений), за которыми следует снова зона опускания. Такое расположение зон характеризует довольно резкую смену направления горизонтального потока, т.е. его меандрирование. В восточной части моря меридиональная вытянутость изолиний, ограничивающих зоны восходящих и нисходящих движений, не так сильно выражена. Это обусловлено прежде всего малыми скоростями горизонтальных потоков и большим разнообразием форм циркуляции.

Неоднородность поля $W_{zр}$ выражается и в различиях самих величин скоростей. Как показал анализ геострофической циркуляции в море Скотия, наибольшая интенсивность горизонтального переноса вод отмечается в северо-западной части моря [1]. В юго-восточной части наблюдается значительное уменьшение скоростей горизонтальных течений. Аналогичное разделение акватории моря Скотия можно провести по интенсивности вертикальных движений.

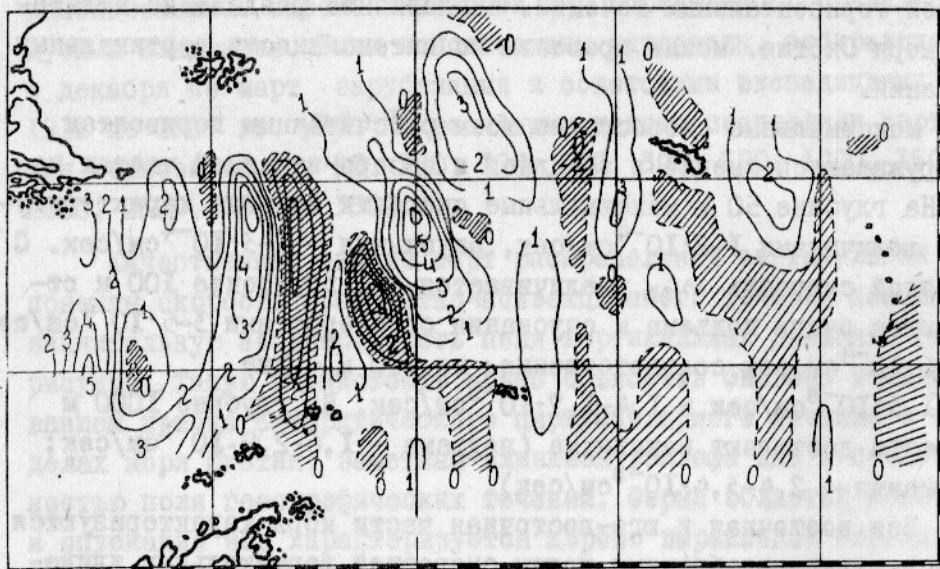
Максимальные скорости по всем рассчитанным горизонтам обнаруживаются именно в западной и северо-западной частях моря. На глубине 50 м максимальные скорости подъема характеризуются величинами $1-2 \cdot 10^{-4}$ см/сек, опускания - $2-3 \cdot 10^{-4}$ см/сек. С глубиной скорость $W_{zр}$ увеличивается. На горизонте 100 м отмечаются очаги подъема и опускания со скоростями $3-5 \cdot 10^{-4}$ см/сек. и $5-6 \cdot 10^{-4}$ см/сек. соответственно; на 300 м - уже $0,9-1,3 \cdot 10^{-3}$ см/сек. и $1,4-1,7 \cdot 10^{-3}$ см/сек. На глубине 1000 м скорости достигают максимума (подъема - $1,6-2,9 \cdot 10^{-3}$ см/сек; опускания - $2,4-3,4 \cdot 10^{-3}$ см/сек).

Вся восточная и юго-восточная части моря характеризуются относительно ослабленным полем скоростей вертикальных движений. На глубине 100 м максимальные скорости подъема - $1 \cdot 10^{-4}$ см/сек., опускания - $1,8-2,8 \cdot 10^{-4}$ см-сек.; на горизонте 1000 м - соответственно $1,7-5,8 \cdot 10^{-4}$ и $1,0-1,6 \cdot 10^{-3}$ см/сек.

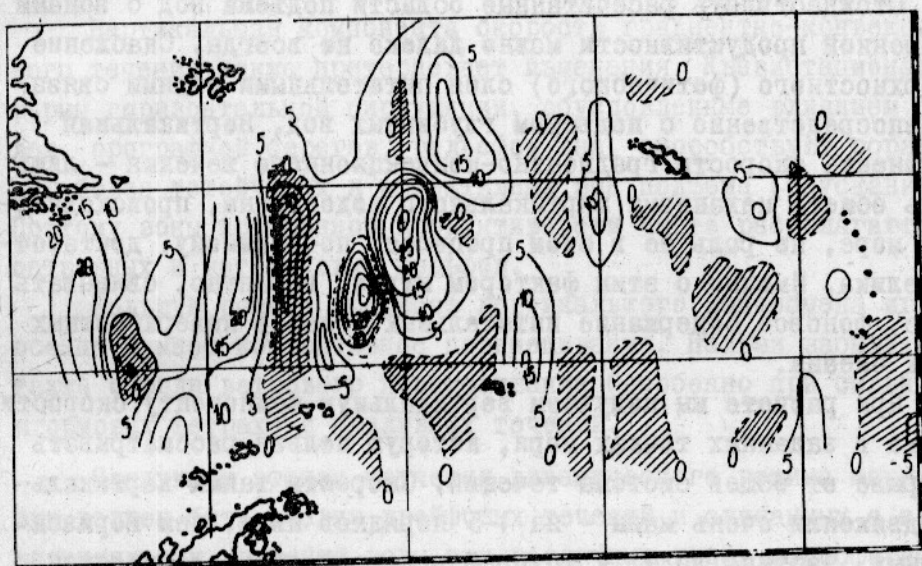
а



б



8



Вертикальная составляющая скорости
 градиентно-конвекционного течения
 $w_{гр} \cdot 10^{-4}$ см/сек. на горизонтах
 50, 100 и 1000 м (соответственно а, б, в)

В общем можно констатировать, что в море Скотия в период лета южного полушария преобладают нисходящие движения вод, на фоне которых выделяются отдельные очаги подъема. В западной части моря зоны подъема вод не меняют своего расположения с глубиной. В восточной и юго-восточной частях с глубиной происходят некоторые изменения формы и размеров отдельных зон подъемов. Однако расположение зон с максимальными скоростями подъема не претерпевает существенных изменений с глубиной.

Отождествлять рассчитанные области подъема вод с зонами повышенной продуктивности можно далеко не всегда. Снабжение поверхностного (фотического) слоя питательными солями связано непосредственно с подъемом глубинных вод. Вертикальная компонента скорости градиентно-конвекционного течения — лишь часть общего механизма вертикального водообмена, происходящего в море, но роль ее в этом процессе, по-видимому, достаточно велика. Именно с этим фактором нужно, вероятно, связывать общее, фоновое, содержание питательных солей в поверхностных слоях океана.

При расчете мы получаем вертикальную компоненту скорости потока в заданных точках моря, которую нельзя рассматривать в отрыве от общей системы течений. Скорости таких вертикальных движений очень малы — на 4–5 порядков ниже, чем горизонтальных. Частица воды, к которой в данной океанологической координате приложен вектор скорости, направленной вверх и равной $1 \cdot 10^{-4}$ см/сек., поднимется на 10 м почти через 4 месяца. За это время горизонтальная составляющая скорости течения, равная 10 см/сек., будет способствовать переносу этой частицы воды на расстояние порядка 1000 км по направлению движения. Отсюда вытекает, что зоны рассчитанных максимальных скоростей подъема возможно отождествлять с зонами относительно повышенной продуктивности лишь при квазистационарном замкнутом круговороте вод циклонического характера.

Различного рода локальные процессы, связанные с ветровой деятельностью, с приливными течениями, с влиянием рельефа дна, орографии берегов и другими факторами, могут создавать на общем фоне вертикальных движений вод очаги более интенсивных подъемов и опусканий. Значимость таких зон восходящих движений в процессе снабжения верхних слоев моря питательны-

ми солями определяется степенью стационарности сил, вызывающих подъем вод. Так, вертикальная составляющая дрейфового течения из-за относительно быстрой смены барических ситуаций очень неустойчива. Лишь отдельные квазистационарные атмосферные циклоны и антициклоны (которые, кстати, отражаются только на климатических картах, а в синоптические сроки барическое поле может принимать любые формы) могут создавать более или менее постоянные области вертикальных движений вод.

Вертикальная компонента скорости градиентно-конвекционного течения также претерпевает изменения. Квазистационарные формы горизонтальной циркуляции, обусловленные влиянием островов, орографией берегов, рельефом дна, способствуют образованию более устойчивых и эффективных зон подъема (опускания) вод. Поэтому зоны повышенной продуктивности чаще располагаются у островных и материковых шельфов.

Большую роль в процессе вертикального водообмена играет осенне-зимнее конвективное перемешивание. Нельзя забывать также о роли ветрового перемешивания (особенно при сильных, штормовых ветрах) и приливных течений.

Следующим этапом изучения динамического режима моря Скотия должен быть анализ дрейфовых течений и связанных с ними вертикальных движений воды при различных типах атмосферной циркуляции. Относительно слабая изменчивость системы геострофических течений от года к году [1] позволяет предположить такую же слабую изменчивость поля вертикальных движений, связанных с градиентно-конвекционным течением. Таким образом, в дальнейшем возможно получить характеристики суммарных вертикальных движений (путем сложения векторов W_{2p} и W_{3p}) при различных барических ситуациях. Это дополнит наши знания об общем динамическом режиме вод моря Скотия.

Известно, что содержание биогенных элементов в фотическом слое моря Скотия не лимитирует развития жизни. Из этого следует, что собственно восходящие движения не играют здесь решающей роли в формировании отдельных продуктивных участков. По-видимому, большее значение имеют опускания вод, способствующие снабжению нижележащих слоев кислородом. Разделение летом Антарктической поверхностной водной массы на два слоя в

результате прогрева и таяния льдов и айсбергов является существенной преградой для аэрации вод, лежащих ниже слоя резкого увеличения плотности. В свете этого важным представляется вывод об общей фоновом нисходящем движении вод в море Скотия. Особо важную роль этот процесс может играть в районах трехметровых шельфов, в ложбинах и долинах, требующих постоянной вентиляции придонных вод для обеспечения жизнедеятельности рыб.

В ы в о д ы

1. Летом в море Скотия преобладают нисходящие движения вод, на фоне которых выделяются отдельные очаги подъемов.

2. Поле вертикальных скоростей градиентно-конвекционного течения в море Скотия характеризуется значительной неоднородностью. Общая картина вертикальных движений хорошо согласуется с характером геострофической циркуляции.

3. Максимальные скорости наблюдаются на горизонте 1000м и характеризуются величинами $1,6-2,9 \cdot 10^{-3}$ см/сек. (подъем) и $2,4-3,4 \cdot 10^{-3}$ см/сек. (опускание).

Л и т е р а т у р а

1. Масленников В.В., Парфенович С.С., Солянкин Е.В. Исследование поверхностных течений моря Скотия. Труды ВНИРО. Т. LXXIX, 1971.
2. Тюрков Б.И. К расчету вертикальных движений воды в Северной Атлантике. Труды ЛПМИ. Вып.20. Сб.4, 1965.
3. Штокман В.Б. Влияние рельефа дна на направление морских течений. "Природа", 1949, № II.
4. Hidaka, K. Calculation of upwelling. Records of Oceanogr. Works in Japan, Vol.6(1) 1961.

On the vertical component of the velocity of
the gradient-convection current in the Scotia
Sea.

V.V.Maslennikov and V.P.Gavrilov

S u m m a r y

The value of the vertical component of the velocity of the gradient-convection current in the Sea of Scotia has been estimated according to Hidaka's method. The charts showing the distribution of values of W_g characterize the field of vertical movements during the summer season according to the mean long-term data. A series of upwelling zones are seen on the background of a prevailing descending movement. The intensity of vertical movements is heavy enough and characterized by the velocities in the order of 10^{-4} cm/sec. The velocity increases up to 10^{-3} cm/sec. in the 300 m layer and reaches the maximum value at the depth of 1000 m. The field of vertical movements of waters is heterogeneous, which corresponds to the nature of the geostrophic circulation in the Scotia Sea.

44167