

УДК 551.465.42

## ОТОБРАЖЕНИЕ ВНУТРИТЕРМОКЛИННЫХ ВИХРЕЙ НА ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

© 2011 г. Б. Н. Филюшкин, М. А. Соколовский, Н. Г. Кожелупова, И. М. Вагина

Представлено академиком Р.И. Нигматулиным 02.02.2011 г.

Поступило 04.02.2011 г.

В северо-восточной части Атлантического океана на глубине 500–1500 м регулярно встречаются внутритермоклинные вихри, отличающиеся высокой температурой и соленостью на различных стадиях их жизненного цикла [1, 2]. Основным источником вихревой энергии является гидродинамическая неустойчивость придонного потока средиземноморских вод, втекающего в Атлантический океан через Гибралтарский пролив. Распространяясь на запад вдоль континентального склона Пиренейского полуострова [3], этот поток при взаимодействии с донным рельефом (каньоны и подводные горы) формирует сложные системы циклонических и антициклонических вихрей [4, 5]. Антициклонические вихри (в англоязычной литературе их обычно называют Meddy, т.е. Mediterranean eddy) представляют собой устойчивые долгоживущие образования эллипсоидной формы с горизонтальными осями от 40 до 100 км и вертикальной осью до 1 км и распространяются на большие расстояния (до 6000 км) от района формирования [1].

В процессе взаимодействия с окружающей средой эти вихри могут передавать динамический сигнал к поверхности океана. Они хорошо идентифицируются на альтиметрических картах изменения высот уровня поверхности океана, полученных со спутников. Несмотря на низкое соотношение сигнал–шум данных альтиметра для этой области Атлантического океана, было обнаружено удовлетворительное соответствие между величиной сигнала альтиметра и гидрофизическими измерениями *in situ* [6, 7]. Такого рода вихри выделяются и по изменениям температуры поверхности океана. Положения вихрей определяются по спутниковым наблюдениям, в сравнении с гидрологическими измерениями су-

щественно хуже [8]. Но система спутниковых наблюдений позволяет фиксировать сложную картину взаимодействия не только поверхностных циклонических и антициклонических вихрей, но и процессы слияния и разделения внутритермоклинных линз, а также их взаимодействия с различными формами рельефа.

В данной работе на примере трехслойной плотности квазигеострофической модели с использованием метода контурной динамики [9] рассматривается механизм динамического воздействия вихрей промежуточных глубин на всю толщу океана и, в частности, на поверхностный слой.

В нашей статье [10], где изучались особенности взаимодействия линз, представляющих собой вихревые пятна среднего слоя трехслойного модельного океана, было показано, что критическое расстояние, на котором происходит слияние двух первоначально круговых вихрей, является монотонной функцией числа Фруда. Здесь так же, как и в работе [10], мы принимаем безразмерные толщины слоев равными соответственно 0.1, 0.2 и 0.7. Тогда, если принять среднюю глубину океана равной 5000 м, средний слой будет находиться на глубинах 500–1500 м, что согласуется со среднестатистическими данными по глубинам расположения линз Атлантического океана [1].

В работе [10], в частности, обнаружено существование некоторого интервала расстояний между центрами вихревых пятен, где имеет место их частичное слияние. Именно такое поведение вихрей представлено на рис. 1, где приведены результаты численных расчетов по определению мгновенных эволюционирующих конфигураций внешних границ вихрей. Здесь два первоначально круглых антициклонических вихря вращаются относительно общего центра массы по часовой стрелке. При этом их контуры пульсируют таким образом, что в некоторые моменты времени расстояние между ними оказывается меньше критического, при котором происходит слияние. В результате такого сближения вихрей формируются квазиэллиптические связанные структуры, которые в данном случае являются неустойчивыми.

*Институт океанологии им. П.П. Шишова  
Российской Академии наук, Москва  
Институт водных проблем  
Российской Академии наук, Москва  
Московский государственный университет  
им. М.В. Ломоносова*

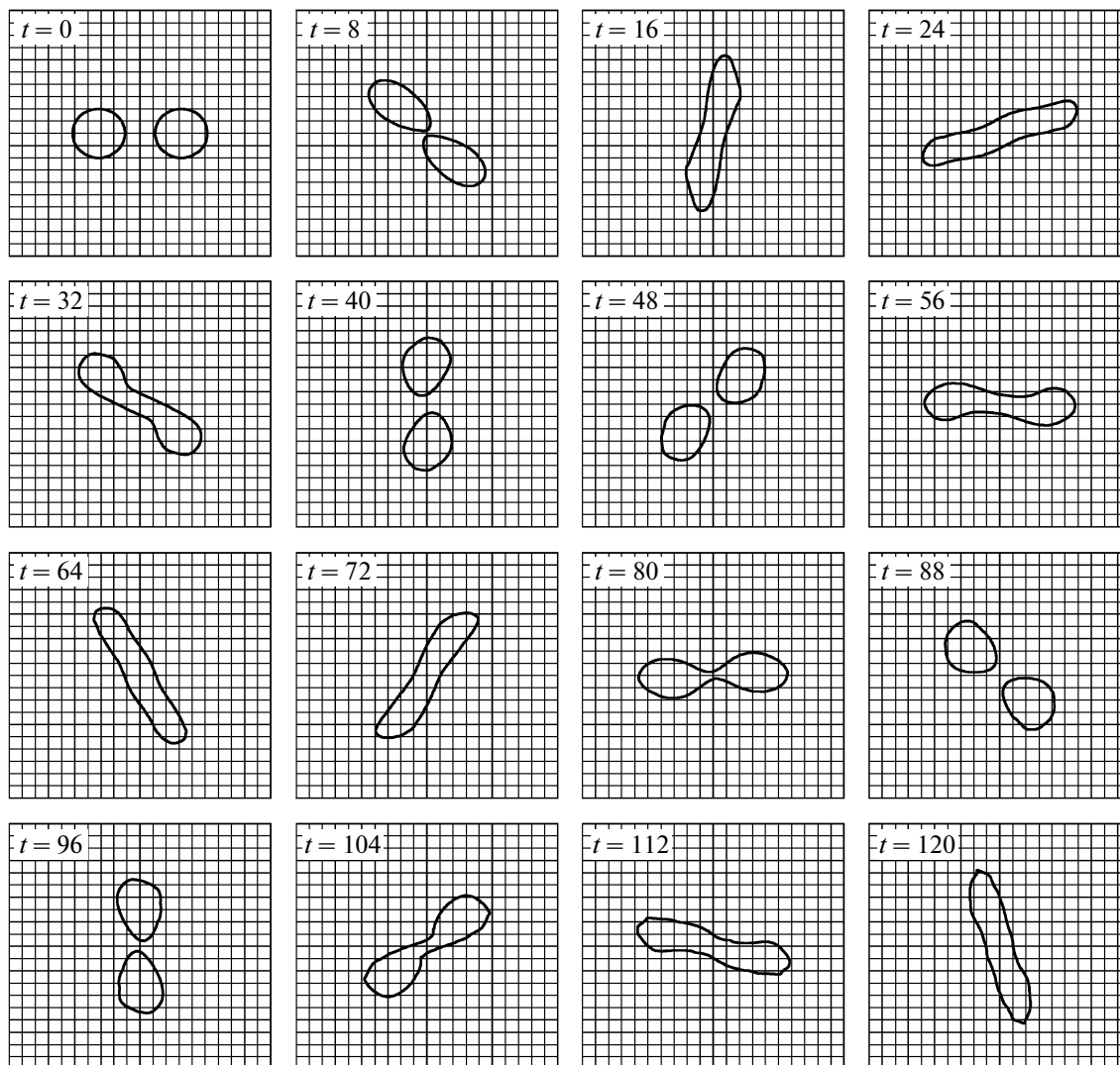


Рис. 1. Мгновенные изображения первоначально круговых вихрей среднего слоя в указанные моменты безразмерного времени ( $t$ ): периодическое слияние с последующим разделением.

(Отметим, что наличие динамических образований в виде вытянутых вихрей весьма характерно для большинства областей Мирового океана [11].) По этой причине в дальнейшем происходит их распад на два вихря, близких к круговым. Такой сценарий поведения может повторяться периодически. В нашем случае на расчетном временном интервале мы наблюдаем три акта слияния вихрей и два разделения. На этом примере ниже будет наглядно показана реакция верхнего и нижнего слоев на динамическую структуру промежуточных горизонтов.

Благодаря геострофическому балансу, любой антициклонический (циклонический) вихрь среднего слоя индуцирует локальные деформации границ скачков плотности между слоями в виде двояковыпуклой (двояковогнутой) линзы. Следовательно, на нижней границе верхнего слоя над антициклонической линзой будет сформиро-

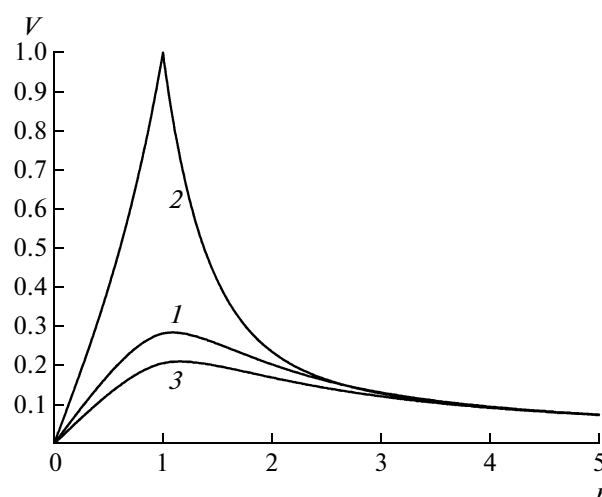
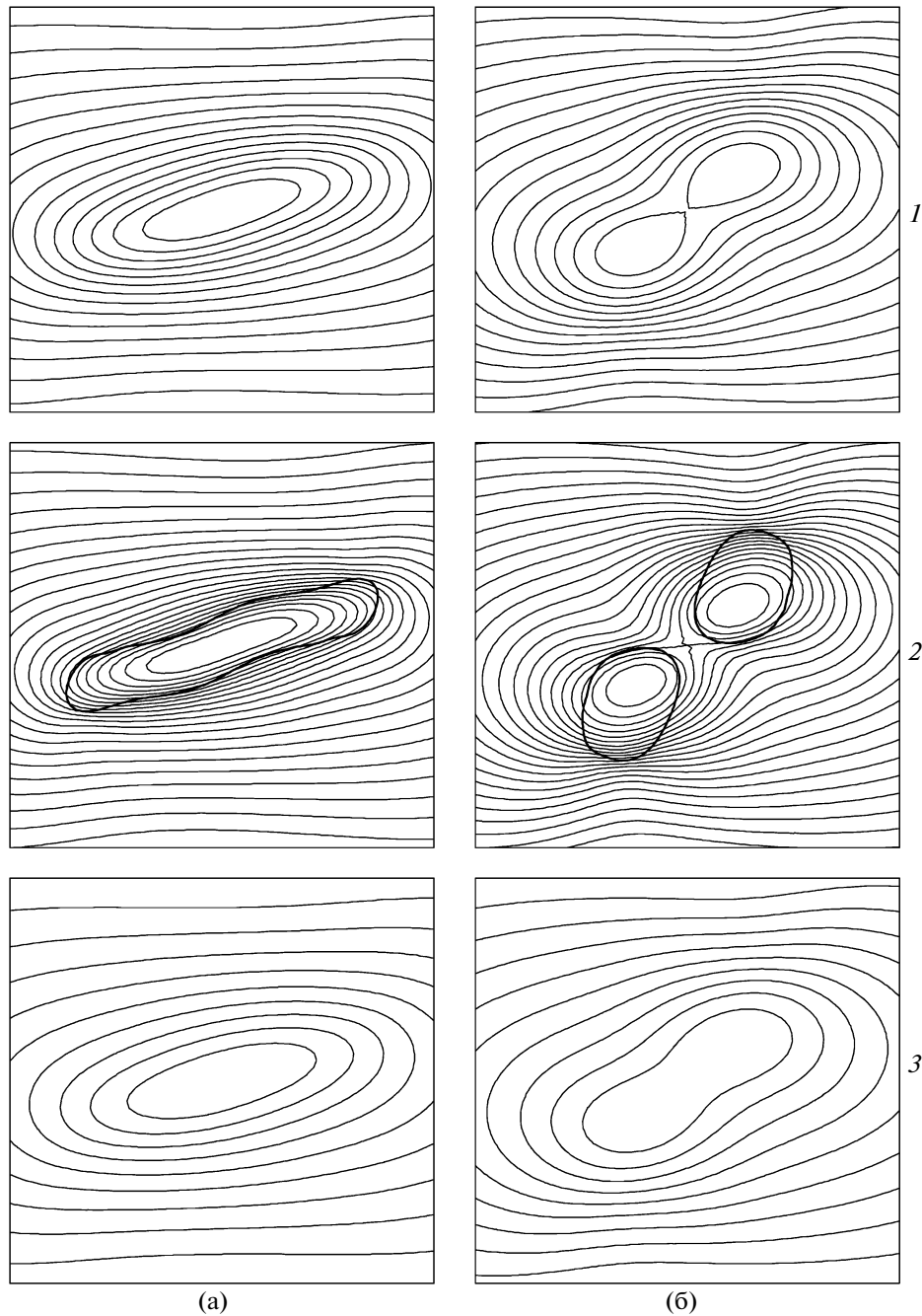


Рис. 2. Нормированные профили азимутальной скорости  $V(r)$  в верхнем (1), среднем (2) и нижнем (3) слоях, индуцируемой круглой антициклонической линзой единичного радиуса, принадлежащей среднему слою.



**Рис. 3.** Изолинии функции тока горизонтального движения в верхнем (1), среднем (2) и нижнем (3) слоях для моментов времени  $t = 24$  (а) и  $t = 48$  (б) (см. рис. 1). Контурные вихревых пятен среднего слоя – жирные линии.

ван горб, направленный выпуклостью вверх. Последний, в свою очередь, вследствие инвариантности потенциального вихря, создает условия для образования отрицательной относительной завихренности (аналог топографического вихря над возвышенностью). Аналогичная ситуация имеет место и в нижнем слое. Таким образом, антициклонический вихрь среднего слоя формирует направленное по часовой стрелке круговое движение жидкости во всей

толще океана. При этом внешние очертания границ вихревых областей в слоях являются топологически подобными.

На рис. 2 приведены нормированные профили абсолютных значений азимутальных скоростей в слоях

$$V_j(r) = \Pi \sum_{n=1}^3 q_{jn} \sum_{m=1}^3 s_{nm} E_{m-1}(r), \quad j = 1, 2, 3,$$

где

$$E_0(r) = \begin{cases} r/2, & r \leq 1, \\ 1/2r, & r > 1, \end{cases}$$

$$E_i(r) = \begin{cases} K_1(\gamma_i)I_1(\gamma_i r), & r \leq 1, \\ K_1(\gamma_i r)I_1(\gamma_i), & r > 1, \end{cases} \quad i = 1, 2.$$

Это осесимметричное поле скорости индуцируется расположенным в среднем слое антициклоническим круговым вихревым пятном единичного радиуса с потенциальной завихренностью  $\Pi$ . Здесь индекс  $j$  задает номер слоя (сверху вниз),  $r$  — радиальная координата, зависящие от внешних параметров задачи величины  $q_{ij}$  и  $s_{ij}$  являются элементами квадратных матриц  $3 \times 3$ , диагонализующих оператор связи между функцией тока и потенциальным вихрем,  $\gamma_1$  и  $\gamma_2$  — параметры стратификации, обратно пропорциональные первому и второму радиусам Россби соответственно,  $K_1$  и  $I_1$  — модифицированные функции Бесселя.

Очевидно, что максимальные скорости движения жидких частиц имеют место на контуре вихря среднего слоя. В верхнем и нижнем слое океана скорости также достигают локальных максимальных значений при  $r = 1$ , но меньших, чем в среднем слое, примерно в 4 и в 5 раз соответственно.

Наличие этого механизма объясняет тот факт, что вихри внутреннего слоя (равно как и подводные возвышенности) формируют локальную антициклоническую циркуляцию в верхнем слое океана.

Для иллюстрации данного эффекта на рис. 3 изображены изолинии функции тока послойно для двух моментов времени, когда вихревая конфигурация среднего слоя имеет односвязную (в первом случае) и двухсвязную (во втором) структуру. Видно, что кинематическое поле среднего слоя океана качественно вполне отчетливо воспроизводится в верхнем слое и частично в нижнем. Хотя расчеты проводились в рамках модели в предположении “твердой крышки” на поверхности океана, очевидно, что в натуральных условиях антициклонические вихревые структуры верхнего слоя индуцируют над собой деформации поверхности океана в форме впадин. Таким образом, расположение и, отчасти, конфигурация внутритермоклинных линз могут быть визуализированы с помощью дистанционных альтиметрических методов.

Отметим еще одно важное явление, которое наглядно демонстрируется на рис. 1, а именно: слияние вихревых пятен и последующее их разде-

ление приводят к интенсификации процесса перемешивания водных масс. Действительно, объемы жидкости, первоначально заключенные в каждом из вихревых пятен, после слияния перемешиваются между собой. Если затем происходит повторное (или многократное) разделение образовавшегося крупного вихря, то внутри вновь сформированных вихрей обязательно будут находиться частицы жидкости, ранее им не принадлежавшие. Этот факт может быть одним из возможных объяснений часто наблюдаемого хаотического поведения дрейфтеров, сопровождающих вихри.

Из представленного анализа следует, что для мезомасштабных процессов обмен массой и теплом между вихрями представляет собой основной механизм эффективного перемешивания вод во всей толще океана и играет важную роль в формировании глобальных гидрофизических полей и климата Земли.

Работа поддержана РФФИ (09–05–00778\_a, 10–05–00144\_a, 10–05–00432\_a, 10–05–00646\_a), РФФИ/CRDF (проект 09–01–92504\_ИК\_a/RUM1–2943–RO–09), Министерством образования РФ (Аналитическая ведомственная целевая программа “Развитие научного потенциала высшей школы”, проект 2.1.1/554).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Филлюшкин Б.Н., Алейник Д.Л., Кожелупова Н.Г., Мошонкин С.Н. // Тр. ГОИН. 2009. В. 212. С. 76–88.
2. Armi L., Zenk W. // J. Phys. Oceanogr. 1984. V. 14. № 10. P. 1560–1576.
3. Madelain F. // Cah. Océanogr. 1970. V. 22. P. 43–61.
4. Алейник Д.Л., Плахин Е.Н., Филлюшкин Б.Н. // Океанология. 1998. Т. 38. № 5. С. 645–653.
5. Carton X., Chèrubin L., Paillet J., et al. // J. Mar. Syst. 2002. V. 32. P. 13–42.
6. Carton X., Daniault N., Alves J., et al. // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. C06017.
7. Stammer D., Hinrichsen H.-H., Käse R.H. // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. № C4. P. 7005–7014.
8. Pingree R. // J. Mar. Biol. Assoc. UK. 2002. V. 82. P. 681–707.
9. Соколовский М.А. // Изв. АН СССР. ФАО. 1991. Т. 27. № 5. С. 550–562.
10. Филлюшкин Б.Н., Соколовский М.А., Кожелупова Н.Г., Вагина И.М. // ДАН. 2010. Т. 34. № 5. С. 688–691.
11. Maximenko N., Niiler P., Rio M.H., et al. // J. Atmos. Oceanic Technol. 2009. V. 26. P. 1910–1919.