

Анализ результатов наблюдений и методы расчета гидрофизических полей океана

УДК 551.465

С.Н. Булгаков, Н.П. Булгаков, Э.Н. Михайлова, Н.Б. Шапиро

О генерации апвеллинга в районе Тихоокеанского побережья Мексики

Генерация прибрежного апвеллинга в центральной части Тихоокеанского побережья Мексики ($18 - 24^\circ$ с.ш., $103 - 107^\circ$ з.д.), вызванного ветрами различных направлений, моделируется в серии численных экспериментов. Численная нелинейная многоуровневая модель [1] адаптирована для региона исследований с 9-километровым пространственным разрешением и с заданием условий протекания на открытых боковых границах. Результаты численных экспериментов показывают, что ветра NW-, N-, NE- и E-направлений являются наиболее благоприятными для генерации интенсивного апвеллинга.

Введение

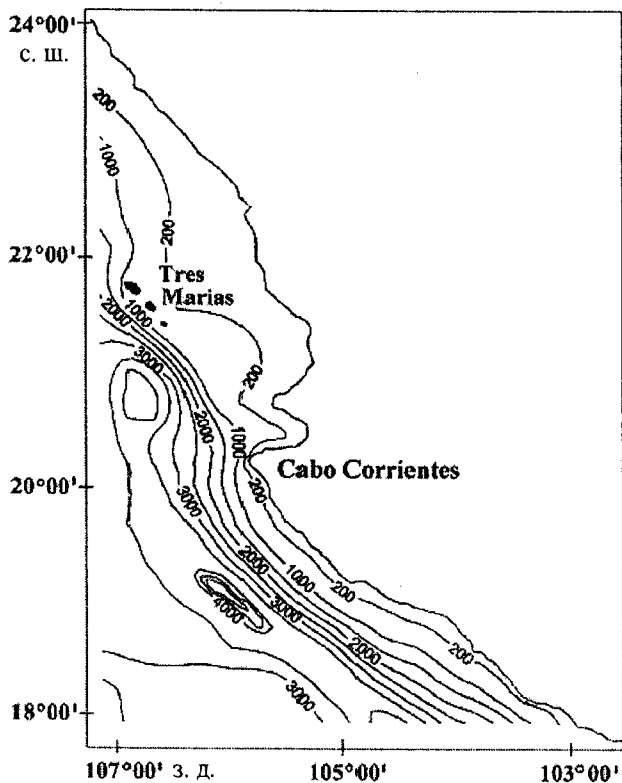
Регион центральной части Тихоокеанского побережья Мексики (ТПМ) к югу от Калифорнийского залива до настоящего времени мало изучен с точки зрения физической океанографии [2]. Согласно имеющимся океанографическим наблюдениям [3, 4] и спутниковым данным [5], ТПМ является районом с сильной сезонной изменчивостью вследствие муссонного климата и совместного влияния вод Калифорнийского залива и Тихого океана. Апвеллинг представляет собой одно из наиболее интересных гидрофизических явлений, имеющих место в ТПМ. Обычно он проявляется в весенне-летний период, когда температурные контрасты между поверхностными теплыми и холодными восходящими глубинными водами наиболее ярко выражены.

Ветер, очевидно, является одной из главных движущих сил, генерирующих прибрежный апвеллинг. Согласно классическим теоретическим работам [6 – 9], рассматривающим восточную зону стратифицированного океана с вертикальными стенками и ровным дном, ветер северного направления, параллельный берегу, формирует поток и экмановский сгон вод, которые, в свою очередь, генерируют прибрежный апвеллинг.

Целью настоящей работы является определение типов ветров, наиболее благоприятных для создания прибрежного апвеллинга в районе ТПМ с особенностями сложной береговой линии и топографии дна, на основе расчетов с использованием трехмерной численной модели [1]. Область с координатами $18 - 24^\circ$ с. ш., $103 - 107^\circ$ з. д. была определена в качестве района исследований (рис. 1). Эта квазитреугольная область с открытыми боковыми границами на западе и юге имеет береговую линию, располагающуюся в NW-SE-

© С.Н. Булгаков, Н.П. Булгаков, Э.Н. Михайлова, Н.Б. Шапиро, 2005

направлении с выступающим мысом *Cabo Corrientes*. Этот регион характеризуется неоднородностями рельефа дна, включающими обширную шельфовую зону (с глубинами менее 200 м), группу островов (*Tres Marias*), резкий континентальный склон и глубоководную область с глубинами до 5000 м.



Р и с. 1. Рельеф дна (м) в районе Тихоокеанского побережья Мексики

Метод расчета и исходные данные

Для изучения сформулированной задачи мы использовали численную многоуровневую модель [1], разработанную в Морском гидрофизическом институте (Севастополь, Украина). Эта модель основана на системе полных нелинейных уравнений гидродинамики в дивергентной форме в приближениях гидростатики и Буссинеска. Данная система дифференциальных уравнений аппроксимируется конечно-разностными аналогами на основе консервативного бокс-метода. Численная схема является двухслойной по времени и неявной при аппроксимации вертикальной диффузии, вязкости, адвекции, придонного трения и ускорения Кориолиса [10]. Эта модель использовалась ранее для изучения апвеллинговых процессов в открытой области северо-западной части Черного моря [11 – 13].

Мы адаптировали данную модель для региона ТПМ, используя информацию о топографии дна и береговой линии по данным навигационных карт.

Область исследования была разделена горизонтальной сеткой 9×9 км² и 11 вертикальными горизонтами. За наибольшую была принята глубина 5000 м, минимальная глубина шельфа была определена в 7 м. Острова были заглублены на эту минимальную глубину, чтобы обеспечить односвязность области.

Конечно-разностная сетка была сдвинута как по горизонтали, так и по вертикали (сетка *B*). Линия берегового контура проходила через точки сетки с целыми индексами. Компоненты горизонтальной скорости определялись в этих же точках. Температура, соленость и функция тока вычислялись в точках с полуцелыми индексами. Все эти переменные рассчитывались на вертикальных горизонтах 0,5; 1,5; 6,5; 13,5; 26,5; 43,5; 76,5; 123,5; 226,5; 473,5 и 926,5 м. Вертикальная составляющая скорости определялась между этими горизонтами в точках сетки с полуцелыми индексами.

Использовались следующие граничные условия. На поверхности задавались трение ветра, приближение твердой крышки для вертикальной скорости, а также отсутствие потоков тепла и соли:

$$A = \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_x, \quad A = \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_y, \quad w = 0, \quad \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial S}{\partial z} = 0. \quad (1)$$

Здесь u , v и w — компоненты скорости вдоль осей x , y и z , направленных соответственно на восток, север и вертикально вниз. На дне моря были приняты условия трения и отсутствия потоков тепла и соли:

$$A = \frac{\partial u}{\partial z} = \lambda |U| u, \quad A = \frac{\partial v}{\partial z} = \lambda |U| v, \quad (2)$$

$$w = u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y}, \quad \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial S}{\partial z} = 0, \quad (3)$$

где коэффициенты вертикальной вязкости ($A = 10^{-2}$ м²/с) и трения ($\lambda = 10^{-2}$) были заданы постоянными, так же как и коэффициенты горизонтальной вязкости ($A_l = 10$ м²/с), горизонтальной ($\mu_l = 1$ м²/с) и вертикальной ($\mu = 10^{-4}$ м²/с) диффузии тепла и соли. На твердых боковых границах были сформулированы условия прилипания скорости течения и отсутствие потоков тепла и соли:

$$u = v = \frac{\partial T}{\partial \mathbf{n}} = \frac{\partial S}{\partial \mathbf{n}} = 0, \quad (4)$$

где \mathbf{n} — вектор нормали к берегу. На открытых боковых границах были приняты условия свободного протекания:

$$\frac{\partial u}{\partial \mathbf{n}} = \frac{\partial v}{\partial \mathbf{n}} = 0. \quad (5)$$

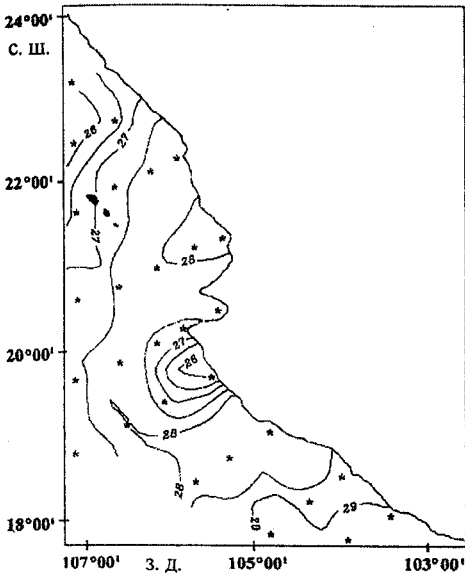
Комбинированная схема релаксации и адвекции была задана для полей температуры и солености. Так, когда вода втекает в область, температура и соленость определяются внешними значениями на открытой боковой границе:

$$T = T_0, \quad S = S_0. \quad (6)$$

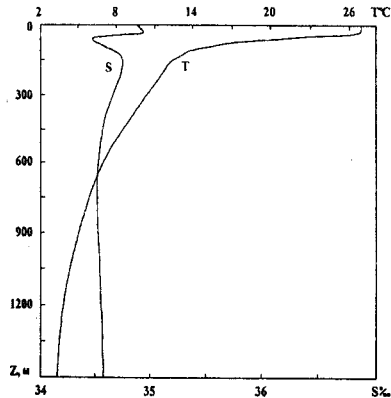
Когда вода вытекает, принимаются условия:

$$\frac{\partial T}{\partial \mathbf{n}} = \frac{\partial S}{\partial \mathbf{n}} = 0. \quad (7)$$

Условия (6), (7) означают, что вода, втекающая в район исследования, идентична той, что определена во внешней области океана (T_0, S_0), тогда как вытекающая вода имеет температуру и соленость, сформировавшиеся во внутренней зоне.



Р и с. 2. Распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) на глубине 10 м по данным экспедиции *JALCO-96* (15 – 30. 05. 96). Расположение гидрологических станций отмечено звездочками



Р и с. 3. Осредненные вертикальные профили температуры ($^{\circ}\text{C}$) и солености (‰) по данным экспедиции *JALCO-96*, используемые в качестве начальных условий для численных экспериментов

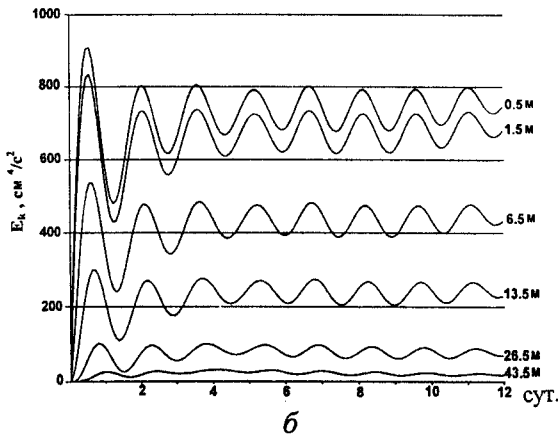
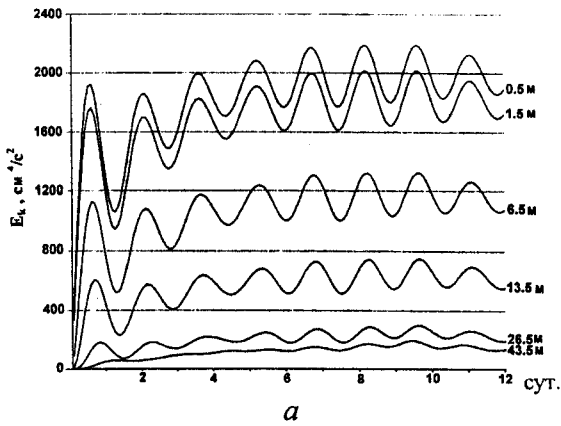
показаны на рис. 3. Эта информация использовалась нами для расчета начальной стратификации вод океана в численных экспериментах.

Численные расчеты проводились следующим образом. Морская вода полагалась первоначально покоящейся. Она имела горизонтально однородную плотность, но была стратифицирована по вертикали. Восемь различных направлений ветра (NW, N, NE, E, SE, S, SW и W) задавались с целью определения формирования апвеллинга в районе исследований. Амплитуда тангенциального напряжения трения ветра во всех экспериментах полагалась постоянной и равной $2,5 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}^2$, что соответствует интенсивности ветра 9 м/с. Здесь коэффициент пропорциональности принят равным $2,6 \cdot 10^{-3}$ в соответствии с [14].

Гидрологическая информация, полученная Тихоокеанским океанографическим институтом (*Manzanillo, Colima, Mexico*) на НИС «Алтаир» в период 15 – 30 мая 1996 г. (экспедиция *JALCO-96*), использовалась в качестве исходной для численных расчетов. Данные гидрологические измерения проводились от поверхности до глубины 1500 м. Сетка гидрологических станций и распределение температуры на глубине 10 м представлены на рис. 2. Эти данные показали присутствие апвеллинговой зоны к югу от мыса *Cabo Corrientes*. Умеренные ветра северных направлений (8 – 15 м/с) преобладали в течение периода наблюдений. Средние профили температуры и солености, основанные на измерениях *JALCO-96*,

Результаты

Прежде чем обсуждать результаты численных экспериментов, необходимо определить характерное время отклика океана на возникшее внешнее воздействие ветра. Как отмечается в [8], установление прибрежной восточной зоны океана осуществляется в два этапа. После прохождения волн Кельвина



Р и с. 4. Распределение масштабированной кинетической энергии $Ek = \iint \frac{u^2 + v^2}{2} dx dy$ (см⁴/с²) на отдельных горизонтах за 12-дневный промежуток времени под действием NW- (а) и E- (б) типов ветра

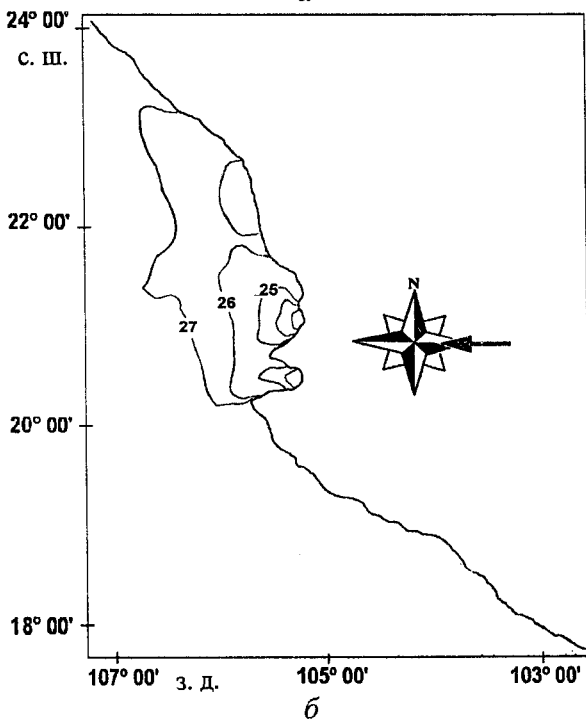
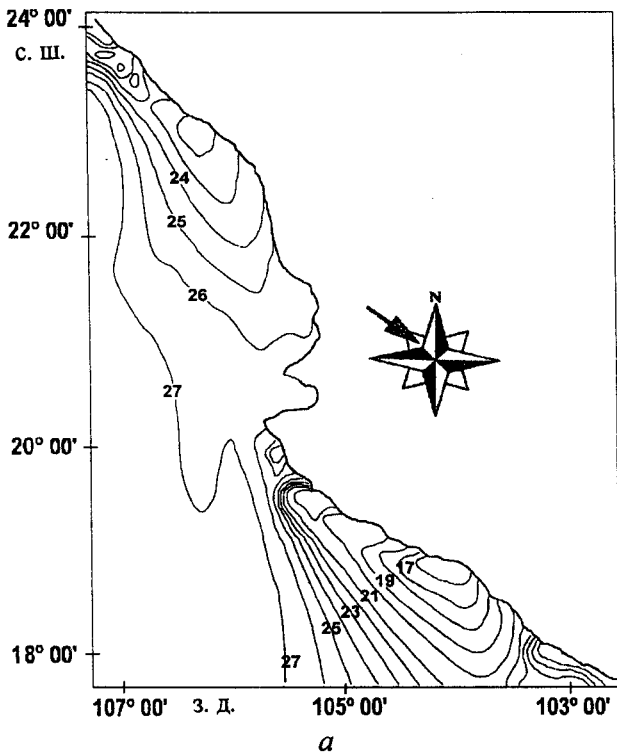
отдельных горизонтах для NW- и E-типов ветра за 12-дневный промежуток времени представлено на рис. 4, а, б. Данные показывают, что процесс установления осуществляется примерно за 6 – 7 сут для обоих типов ветра и сопровождается периодическими осцилляциями энергии с характерным временным масштабом ~ 1,5 сут, что соответствует периоду инерционных колебаний 36 ч для широты 20° с.ш. Поэтому представленные ниже гидрофизические поля анализировались на 6-й день численного моделирования.

через район исследований за время $T_k = \frac{L}{c}$, которое составляет ~ 3 сут (для расстояния $L = 500$ км и характерной скорости волн $c \sim 2$ м/с), прибрежный апвеллинг достигает состояния относительного равновесия. Конечная стадия процесса установления связана с диссипацией прибрежного потока и излучением волн Россби. Этот интервал времени оценивается [8] как

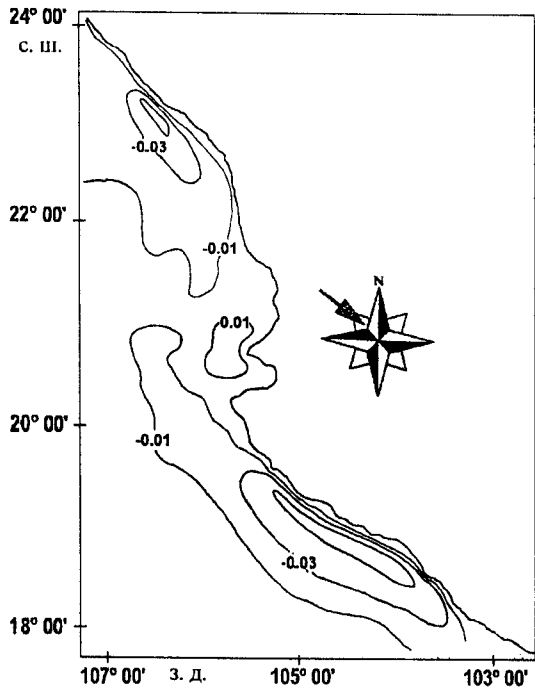
$$T_R = \frac{4\pi f}{\beta c} \quad (\text{где } f \text{ — параметр}$$

Кориолиса, β — изменение параметра Кориолиса с широтой), что составляет несколько месяцев. Длительность численных экспериментов составляет несколько суток, т. к. изучение затухания возбуждаемой ветром циркуляции находится вне рамок настоящего исследования.

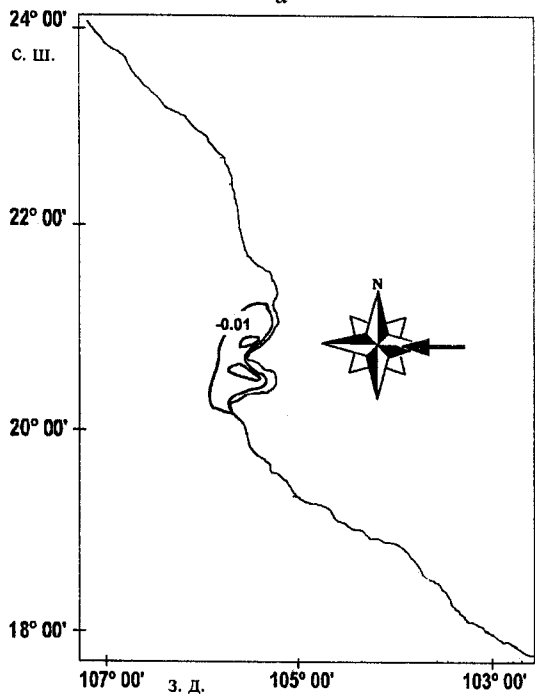
Поведение масштабированной кинетической энергии $Ek = \iint \frac{u^2 + v^2}{2} dx dy$ на



Р и с. 5. Приповерхностное распределение температуры ($^{\circ}\text{C}$) для NW- (а) и E- (б) типов ветра



a



б

Р и с. 6. Изолинии вертикальной скорости ($\cdot 10^{-4}$ м/с) на горизонте 1 м для NW- (а) и E- (б) типов ветра

Результаты численных экспериментов с заданием ветров восьми различных направлений показали, что апвеллинг формируется при NW-, N-, NE- и E-типах ветра и отсутствует или слабо выражен при остальных ветровых ситуациях. Причем наиболее интенсивный апвеллинг возникает при действии NW-ветра, параллельного основной части береговой линии ТПМ, что соответствует общим теоретическим представлениям. Среди четырех благоприятных ветровых ситуаций для генерации апвеллинга ограничимся обсуждением результатов экспериментов с заданием NW- и E-типов ветра, представляющих два крайних случая изучаемого явления.

Распределение температуры на горизонте 0,5 м для двух выделенных ветровых ситуаций представлено на рис. 5, а, б. В случае задания NW-ветра две зоны апвеллинга, разделенные мысом *Cabo Corrientes*, формируются в северной и южной частях полигона. Наиболее интенсивный апвеллинг генерируется в южной области с минимальными значениями температуры (16°C) вод, поднимающихся примерно с глубины 75 м, что удовлетворительно согласуется с величиной глубины слоя трения Экмана (60 м) при выбранном коэффициенте вертикального турбулентного обмена.

Напротив, ветер восточного направления формирует зону апвеллинга в районе мыса *Cabo Corrientes*. Данный тип ветра является параллельным береговой линии выступающего мыса и, в соответствии с общей теорией, создает зону апвеллинга справа, в данном случае, к северу от береговой линии.

Соленость на этом же горизонте для двух типов ветра (не показано) имеет аналогичное температуре распределение. Минимальные значения солености в центрах сформировавшихся апвеллингов свидетельствуют о том, что в этих случаях воды вентилируются с глубины подповерхностного минимума солености.

Распределение изолиний вертикальной скорости на горизонте 1 м для двух численных экспериментов показано на рис. 6, а, б. Сопоставление с рис. 5, а, б показывает, что характер вертикальных движений соответствует общему распределению температуры вод. Так, подъем вод ($w < 0$) происходит в ранее отмеченных зонах апвеллинга при NW- и E-типах ветра. Характерная интенсивность вертикальной циркуляции составляет $-0,01 \cdot 10^{-4}$ м/с при E-типе ветра в зоне апвеллинга к северу от мыса *Cabo Corrientes*. Напротив, даунвеллинг ($w > 0$) реализуется в этом районе во время действия NW-ветра. Это, по-видимому, объясняется тем, что северо-западный ветер имеет западную составляющую скорости, противоположную восточному типу ветра. Отрицательные значения вертикальной скорости, превышающие $-0,05 \cdot 10^{-4}$ м/с, образуются в северной и южной зонах ТПМ во время действия NW-ветра.

Заключение

Целью настоящей работы являлось определение типов ветра, наиболее благоприятных для генерации апвеллинга в районе Тихоокеанского побережья Мексики, имеющего значительные неоднородности береговой линии и рельефа дна.

Численные эксперименты проводились с использованием трехмерной гидродинамической модели [1] с заданием характерной стратификации вод

района и умеренных ветров восьми различных направлений в качестве внешнего воздействия. Результаты расчетов показали, что наиболее благоприятными для генерации апвеллинга являются NW-, N-, NE- и E-типы ветра. NW-ветер, параллельный основной части береговой линии ТПМ, ожидался в качестве благоприятной ситуации для формирования апвеллинга. Вместе с тем эксперименты показали, что мыс *Cabo Corrientes* играет важную роль в формировании апвеллинга при действии восточного ветра.

Области наиболее интенсивного апвеллинга локализованы в серии численных экспериментов, и их интенсивность определена. Представляется, что результаты районирования апвеллинговых зон могут быть использованы для планирования будущих программ натуральных исследований, которых в настоящее время крайне недостаточно для ТПМ.

Следует отметить, что представленные расчеты проводились с заданием определенных выше граничных условий на открытых боковых границах бассейна. Очевидно, что принятые в модели граничные условия не являются единственно возможными и существует проблема выбора наилучших граничных условий для моделей океанической циркуляции и областей с открытыми боковыми границами. Данная проблема, в частности, анализировалась в [15, 16] в серии аналогичных экспериментов по моделированию апвеллинга с использованием Принстонской модели и различных типов граничных условий. Было показано, что наилучшие результаты получены с использованием так называемой схемы *MOA*, включающей условие релаксации для уровня, условия радиации для скоростей и комбинированную схему адвекции и релаксации для температуры.

Аналогичные граничные условия для скоростей (уравнение (5)), температуры и солености (уравнения (6), (7)) использовались нами в данной серии численных экспериментов. Основываясь на полученных результатах, можно утверждать, что принятые в модели [1] условия на открытых боковых границах являются вполне удовлетворительными, т.к. они не производили каких-либо нежелательных эффектов в данной серии экспериментов.

Авторы благодарят Тихоокеанский океанографический институт (*Manzanillo, Mexico*), который предоставил данные, полученные в период экспедиции *JALCO-96*. Настоящее исследование частично финансировалось проектом № 32499-T (*CONACyT, Mexico*).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Mikhailova E.N., Semenyuk I.M., Shapiro N.B.* Modeling of the Tropical Atlantic hydrophysical fields variability // *Izv. AS USSR. Ser. Atmos. and Ocean. Phys.* — 1991. — 27 (10). — P. 1139 – 1148.
2. *Contribuciones a la Oceanografía Física en México* (ed. by Lavin M.F.) // *Monografía № 3.* — *Univ. Geofísica Mexicana, México.* — 1997. — 273 p.
3. *Alvarez-Sanchez L., Wyatt B., Stevenson M.* Circulación y masa de agua en la región de la boca del Golfo de California en la primavera de 1970 // *Ciencias Marinas.* — 1978. — 5 (1). — P. 57 – 69.
4. *Amescua L.F.* Peces demersales de la plataforma continental del Pacífico Central de México // *ICMYL, UNAM, CONABIO, México.* — 1996. — 184 p.
5. *Aguirre-Gomez R., Alvarez R., Salmeryn-García O.* Red tide evolution in the Mazatlan Bay area from remotely sensed sea surface temperatures // *Geofms. Int.* — 1999. — 38 (2). — P. 63 – 71.

6. *Charney J.G.* The generation of oceanic currents by winds // *J. Mar. Res.* — 1955. — 14. — P. 477 – 498.
7. *Yoshida K.* Coastal upwelling off the California coast // *Rec. Oceanogr.* — Works, Japan. — 1955. — 15. — P. 1 – 13.
8. *Philander S.G.H., Yoon J.-H.* Eastern boundary currents and coastal upwelling // *J. Phys. Oceanogr.* — 1982. — 12. — P. 862 – 879.
9. *Yoon J.-H., Philander S.G.H.* The generation of coastal undercurrents // *J. Oceanogr. Soc. Japan.* — 1982. — 38 (4). — P. 215 – 224.
10. *Androsovich A.I., Mikhailova E.N., Shapiro N.B.* Numerical model and calculation of the water circulation in the north-western Black Sea // *Phys. Oceanogr.* — 1995. — 6 (5). — P. 351 – 364.
11. *Kosnyrev V. K., Mikhailova E.N., Shapiro N.B.* Numerical modeling of upwelling in the north-western Black Sea // *Rus. Meteorol. Hydrol.* — 1996. — 12. — P. 50 – 55.
12. *Kosnyrev V.K., Mikhailova E.N., Stanichny S.V.* Upwelling in the Black Sea by the results of numerical experiments and satellite data // *Phys. Oceanogr.* — 1997. — 8 (5). — P. 329 – 340.
13. *Mikhailova E.N., Ivanov V.A., Kosnyrev V.K.* Upwelling in the north – western Black Sea during the period of summer-time warming // *Ibid.* — 1997. — 8 (4). — P. 243 – 251.
14. *Hellerman S.* Computation of wind stress field over the Atlantic Ocean // *Month. Weath. Rev.* — 1965. — 93 (4). — P. 239 – 244.
15. *Palma E.D., Matano R.P.* On the implementation of passive open boundary conditions for a general circulation model: The barotropic mode // *J. Geophys. Res.* — 1998. — 103 (C1). — P. 1319 – 1341.
16. *Palma E.D., Matano R.P.* On the implementation of passive open boundary conditions for a general circulation model: The three-dimensional case // *Ibid.* — 2000. — 103 (C1). — P. 8605 – 8627.

Институт астрономии и метеорологии,
 Университет г. Гвадалахара, Мексика
 Морской гидрофизический институт НАН Украины,
 Севастополь

Материал поступил
 в редакцию 10.04.03

ABSTRACT Generation of the coastal upwelling in the Central Mexican Pacific (18°-24° N; 103°-107° W) forced by the winds of different directions is simulated in a series of numerical experiments. A primitive equation multilevel model [1] is adapted to the region with the 9km spatial resolution and open boundary conditions. The results of the numerical experiments show that the winds of the NW-, N-, NE- and E-directions are the most favorable in inducing intensive upwelling.