

**ДИАГНОСТИКА ПРОЦЕССА РАЗРУШЕНИЯ СТРУЙНОГО ЗОНАЛЬНОГО
ТЕЧЕНИЯ КАК ЭЛЕМЕНТА ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ
ПРИ РАЗЛИЧНОЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ ВЕТРОВОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ**

А.Б. Федотов

Институт природно-технических систем,
РФ, г. Севастополь, ул. Ленина, 28
E-mail: fedotov57@mail.ru

В рамках численной модели двухслойного океана с глубиной слоев, соответствующей средним океаническим условиям, проведено исследование эволюции крупномасштабной циркуляции под действием стационарного неоднородного в меридиональном направлении внешнего потока завихренности, моделирующего воздействие ветра на океан, при различной локализации ветровой нагрузки. Для экспериментов были выбраны три основных локализации ветровой нагрузки: у западного берега, в центральной части расчетной области и у восточного берега. В работе проанализированы особенности разрушения струйного течения у западного берега в зависимости от локализации ветровой нагрузки.

Ключевые слова: синоптическая изменчивость, струйные течения, ветровые течения.

Поступила в редакцию 21.09.2022.

Введение. Использование относительно простых численных моделей океанической циркуляции позволяет описывать основные физические особенности системы течений, выявлять общие закономерности, оценивать временные и пространственные характеристики исследуемого явления. В предыдущих работах по исследованию долгопериодных осцилляций океанической циркуляции в Северной Атлантике под действием ветра основное внимание было уделено амплитудным характеристикам структуры ветровой нагрузки и средним по расчетной области параметрам стратификации океана [1, 2]. При этом структура ветровой нагрузки была выбрана таким образом, что интенсивность ветрового воздействия на процессы в океане убывала до нуля при приближении к границе расчетной области, то есть эксперименты проводились в условия равенства пространственных масштабов физических процессов в океане и в атмосфере, однако в общем случае это не так. В данной работе исследован процесс разрушения струйного

течения вблизи западного берега океана для случая ветровой нагрузки изменяющейся только в меридиональном направлении и воздействующей на структуру океанической циркуляции в западной, центральной и восточной частях расчетной области.

Уравнения и описание модели. В расчетах использована модель эволюции потенциального вихря в двухслойной жидкости для случая глубин верхнего слоя 100 м, нижнего – 3870 м

$$\frac{\partial \omega_j}{\partial t} + J(\psi_j, \omega_j) + \beta \frac{\partial \psi_j}{\partial x} = -\lambda_j \cdot \omega_j \cdot \delta_{j2} + W_j \cdot \delta_{j1} + D_j, \quad (1)$$

$$\omega_j = \Delta \psi_j + F_j(\psi_i - \psi_j), \quad i=3-j, \quad (2)$$

где индекс j указывает номер слоя численной модели и изменяется от 1 до 2, ψ_j – функция тока в слое j , ω_j – завихренность в слое j , λ_j – коэффициент придонного трения, δ_{ji} – символ Кронекера, $\delta_{ji} = 0$ при $i \neq j$ и $\delta_{ji} = 1$ при $i = j$, D_j – диссипация, W_j – поток завихренности, генерируемой ветром, F_j – параметры стратифи-

кации для каждого из слоев, Δ – оператор Лапласа, при следующих параметрах стратификации $F_1 = 1933$, $F_2 = 50$, при этом масштаб Россби в размерном виде равен 86 км. Расчеты в каждом из численных экспериментов были выполнены для размерного модельного времени 12000 суток.

Диссипация в модели реализована посредством включения в расчетную схему бигармонической вязкости, для нижнего слоя также используется придонное трение. Уравнения модели были стандартным образом приведены к безразмерному виду, и расчеты выполнялись в квадратной области с длиной стороны 2π . Положительные значения оси X соответствуют направлению на восток, положительные значения оси Y соответствуют направлению на север.

В модели ставятся граничные условия не протекания и скольжения.

Численная схема. Для решения основного уравнения задачи (1) применена схема Аракавы [3].

Решение системы уравнений (2) на каждом шаге выполнялось с помощью прямого метода интегрирования путем разложения полей функции тока и относительной завихренности по собственным функциям дифференциального оператора задачи для прямоугольных (квадратных) областей [4].

Структура ветрового воздействия представлена потоком завихренности, задаваемым выражением

$$W_1 = -W_0 \sin(y). \quad (3)$$

В такой постановке задачи предполагается, что пространственный масштаб поля ветра в зональном направлении больше размера расчетной области, что обеспечивает изменчивость поля ветровой нагрузки только в меридиональном направлении, тем самым та часть расчетной области, в которой предполагается формирование либо реально формируется струйное течение возле западного берега экватории под-

вержено воздействию ветра в той же степени, как и вся расчетная область.

Численные эксперименты. Численные эксперименты выполнялись в квадратной расчетной области с разрешением 513 узлов сетки по каждой из сторон квадрата. Эксперименты проводились при безразмерных параметрах $\beta = 1$, шаг по времени был равен 0,05 безразмерной единицы. Расчеты выполнены для параметров придонного трения $\lambda_2 = 0,035$ и интенсивности потока ветровой завихренности $W_0 = 0,002$.

Если размер расчетной области по аналогии с [1, 2] принять равным 3840 км, то масштаб длины $L = 611$ км, тогда, при $\beta = 1,9 \cdot 10^{-11} \text{ м}^{-1} \text{ с}^{-1}$, масштаб скорости равен $U = 7,09$ м/с, а масштаб времени $T = 1,0$ суток, пространственный шаг сетки расчетной области при данном разрешении равнялся 7,5 км. Как уже было указано выше, расчеты выполнялись с использованием бигармонической вязкости в качестве диссипативного члена уравнения (1), значения безразмерного коэффициента вязкости для обоих слоев $j = 1, 2$ в описанных ниже экспериментах было выбрано равным $4,9 \cdot 10^{-10}$.

В качестве начального поля для серии экспериментов было выбрано поле течений со сформированным струйным течением в окружении интенсивного поля вихрей, рис. 1, номера экспериментов указаны в подписях к рисункам.

В численных экспериментах была применена ветровая нагрузка такого типа, что поле воздействия ветра занимало только половину расчетной области, а на остальном пространстве этой области поле ветра было тождественно равно нулю.

Ниже на рис. 3 представлено поле относительной завихренности для верхнего слоя при прогностическом расчете системы течений на 12000 суток с пространственным распределением ветровой нагрузки № 1, рис. 2.

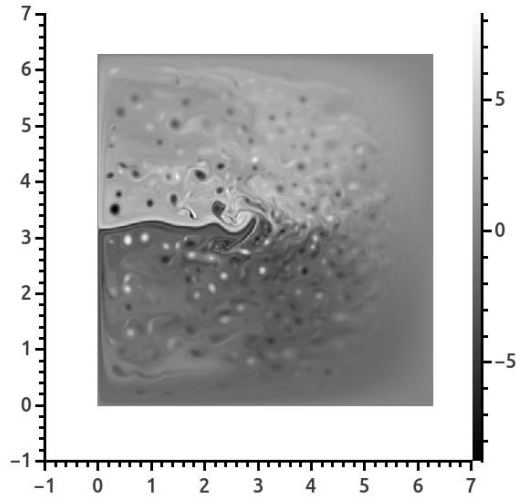


Рис. 1. Начальное поле завихренности верхнего слоя
Fig. 1. Initial vorticity field of upper layer

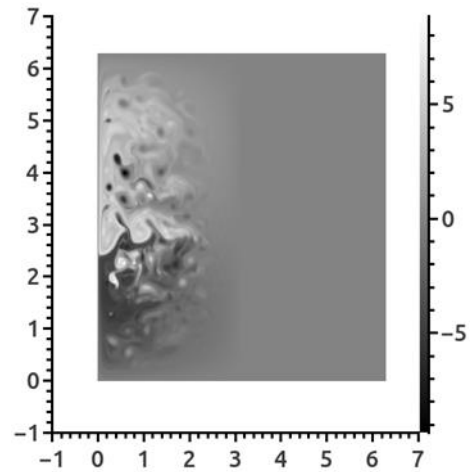


Рис. 3. Поле завихренности верхнего слоя № 1
Fig. 3. Vorticity field of upper layer № 1

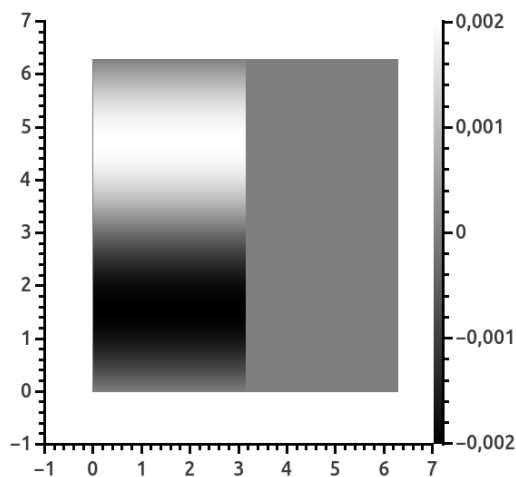


Рис. 2. Структура поля ветровой нагрузки № 1
Fig. 2. Wind stress field № 1

Последующие эксперименты выполнялись последовательно с локализацией воздействия ветра в центральной № 2 и восточной № 3 частях расчетной области.

На рис. 4 представлено поле ветра и на рис. 5 представлено поле относительной завихренности верхнего слоя при численном расчете на 12000 суток, расчет № 2.

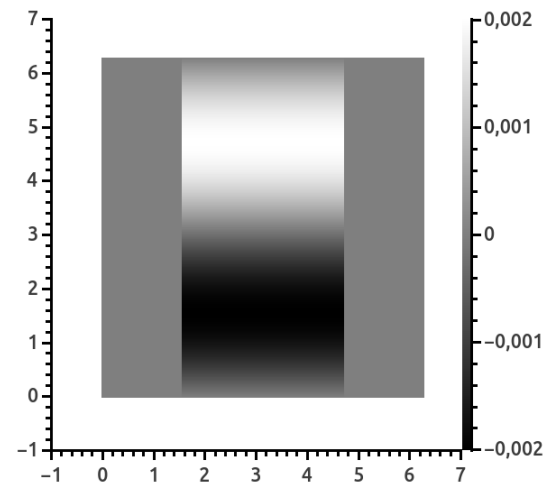


Рис. 4. Структура поля ветровой нагрузки № 2
Fig. 4. Wind stress field № 2

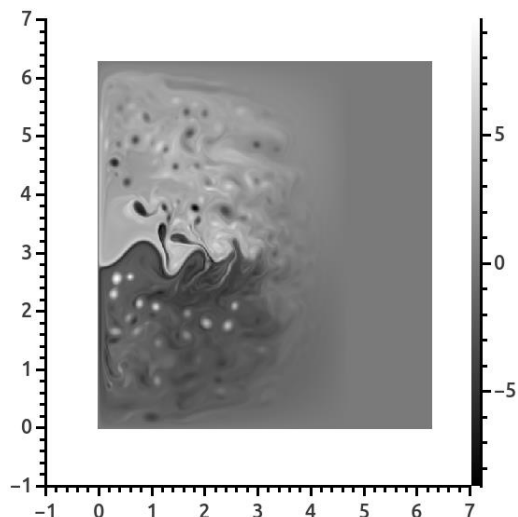


Рис. 5. Поле завихренности верхнего слоя № 2
Fig. 5. Vorticity field of upper layer № 2

На рис. 6 и 7 представлены соответственно поле ветровой нагрузки и поле относительной завихренности верхнего слоя при численном расчете на 12000 суток, расчет № 3.

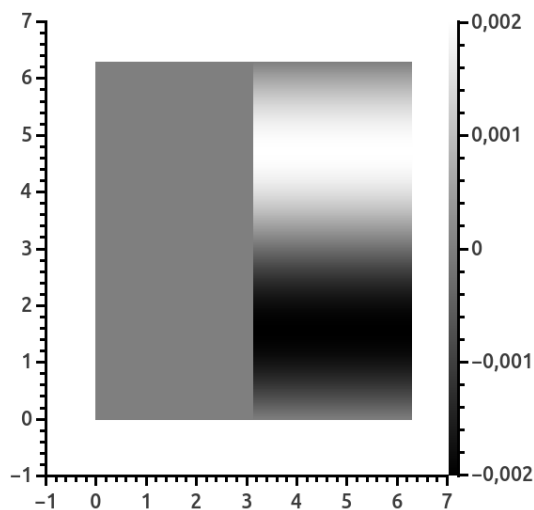


Рис. 6. Структура поля ветровой нагрузки № 3
Fig. 6. Wind stress field № 3

Сравнение полей на рис. 3 и рис. 5 демонстрирует отсутствие интенсивных значений поля завихренности к востоку от области ветрового воздействия, на рис.5 и рис. 7 отчетливо видно форми-

рование протяженности того же прядка, но сама струя демонстрирует крупные меандры.

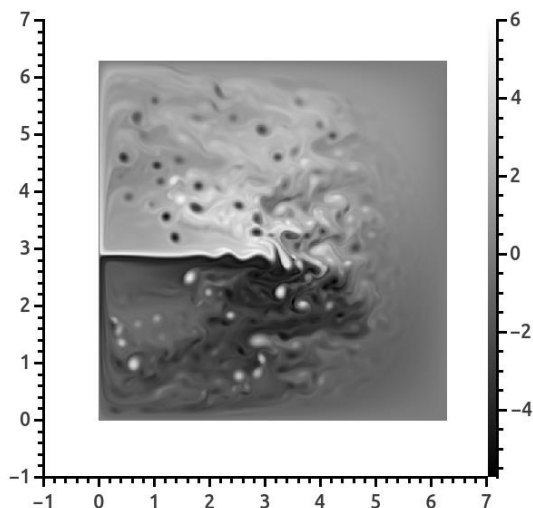


Рис. 7. Поле завихренности верхнего слоя № 3
Fig. 7. Vorticity field of upper layer № 3

На рис. 8 представлен временной ход кинетической энергии верхнего слоя для всех трех вышеописанных экспериментов.

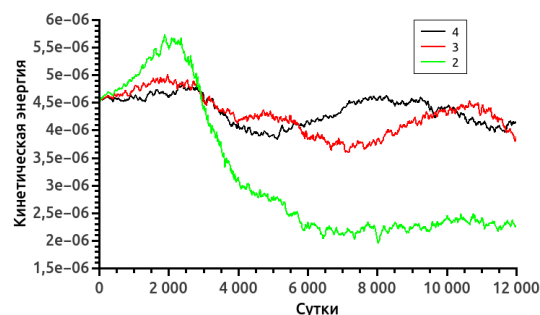


Рис. 8. Временной ход кинетической энергии, 2 — ветровая нагрузка №1 (запад), 3 — №2 (центр) и 4 - №3 (восток)
Fig. 8. Time course of kinetic energy, 2 - wind stress field № 1 (west), 3 - №2 (center) and 4 - №3 (east)

Хорошо видно, что для численных экспериментов № 2 и № 3, когда наблюдается наличие интенсивного струйного течения, кинетическая энергия верхнего слоя поддерживается на относительно высоком уровне, сравнимом с энергией начального поля. Эксперимент № 1 с западной локализацией ветровой нагрузки показывает разрушение интенсивной струи с одновременным падением уровня кинетической энергии приблизительно за 6000 суток с выходом значений кинетической энергии на уровень 50% от начального.

Заключение. В настоящей работе представлены результаты численного моделирования океана на стадии эволюции поля течений под действием пространственно неоднородного ветра, локализованного в трех различных зональных сегментах расчетной области и ветра, изменяющего свою интенсивность только в меридиональном направлении при постоянных параметрах диссипации: придонного трения и коэффициента бигармонической вязкости. Показано, что процесс разрушения интенсивного струйного течения в океане вблизи западного берега существенно зависит от локализации ветрового воздействия. В частности, установлено, что при одной и той же интенсивности ветра и одной и той же протяженности области ветрового воздействия в зональном направлении процесс разрушения интенсивного струйного течения происходит при ветровом воздействии в западной части акватории, при центральной локализации ветра струйное течение формируется менее протяженным в зональном направлении по сравнению с начальным полем и заметно меандрирует, при этом разрушения струйного течения не произошло при ветровом воздействии в восточной части расчетной области.

Временные ходы кинетической энергии верхнего слоя для всех трех обсуждаемых экспериментов (рис. 8)

показывают, что ветровое воздействие на океан в центральной и восточной части акватории поддерживают ранее сформированное струйное течение с сохранением уровня кинетической энергии всего верхнего слоя океана, что обеспечивает интенсивный перенос энергии и импульса из западной части океана в его центральную и восточную часть. Напротив, ветровое воздействие на струйное течение, локализованное в западной части акватории, там, где собственно и происходит формирование интенсивной струи, разрушает само струйное течение, энергия верхнего слоя существенно падает и сосредотачивается в поле интенсивных вихрей, образующихся вблизи западного берега океана, что в свою очередь препятствует выносу энергии и импульса в центральную и восточную части океана. Таким образом, основываясь на результатах работы, можно предположить, что процессы самоорганизации системы крупномасштабной циркуляции [2] достаточно чувствительны к внешним воздействиям на систему течений вблизи западного берега океана.

Работа выполнена по госбюджетной теме ИПТС «Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды глобального и регионального масштабов» (№ госрегистрации 121122300074-7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Shevchenko I., Berloff P.* On the role of baroclinic modes in eddy-resolving midlatitude ocean dynamics // *Ocean Modeling*. 2017. Vol. 111. P. 55–65.
2. *Федотов А.Б.* Долгопериодная изменчивость системы крупномасштабной циркуляции океана и мезомасштабных вихрей как явление самоорганизации // *Океанологические исследования*. 2019. Т. 47, № 3. С. 206–219. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(3).16.

3. *Arakawa A.* Computational design of long-term numerical integration of the equations of fluid motion, two-dimensional incompressible flow // *Journal of Comput. Physics.* 1966. Vol. 1, № 1. P. 119–143.

4. *Roache Patrick J.* Computational fluid dynamics. Hermosa Publishers Albuquerque, N.M. 1972.

DIAGNOSTICS OF THE DESTRUCTION OF JET ZONAL FLOW AS AN ELEMENT OF OCEANIC CIRCULATION WITH DIFFERENT LOCALIZATION OF WIND ACTION

A.B. Fedotov

Institute of Natural and Technical Systems,
RF, Sevastopol, Lenin St., 28

Within the framework of a numerical model of a two-layer ocean with a depth of layers corresponding to average oceanic conditions, a study of the evolution of large-scale circulation under the action of a stationary inhomogeneous external flow of vorticity in the meridional direction, simulating the effect of wind on the ocean, with different localization of wind load, was carried out. The experiments were performed for three main wind action localization: near the western shore, in the central part of the settlement area and near the eastern shore. The paper analyzes the features of the destruction of a jet stream near the western shore, depending on the localization of the wind load.

Keywords: synoptic variability, large-scale variability, wind-forced currents

REFERENCES

1. *Shevchenko I and Berloff P.* On the role of baroclinic modes in eddy-resolving midlatitude ocean dynamics. *Ocean Modeling*, 2017, Vol. 111, pp. 55–65.

2. *Fedotov A.B.* Dolgoperiodnaya izmenchivost' sistemy krupnomasshtabnoj cirkulyacii okeana i mezomasshtabnyh vihrej kak yavlenie samoorganizacii (Long-period variability of large-scale circulation system and mesoscale vortices as self-organization phenomenon). *Okeanologicheskie issledovaniya*, 2019, Vol. 47, No. 3, pp. 206–219. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(3).16

3. *Arakawa A.* Computational design of long-term numerical integration of the equations of fluid motion, two-dimensional incompressible flow. *Journal of Comput. Physics*, 1966, Vol. 1, No. 1, pp. 119–143.

4. *Roache Patrick J.* Computational fluid dynamics. Hermosa Publishers Albuquerque, N.M. 1972.