

## Эволюция субмезомасштабных циклонов на периферии Батумского антициклона по данным численного моделирования

А. А. Богданов, А. И. Мизюк, А. А. Кубряков ✉

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*

✉ [arskubr@mhi-ras.ru](mailto:arskubr@mhi-ras.ru)

Поступила в редакцию 03.03.2022; одобрена после рецензирования 01.06.2022;  
принята к публикации 09.09.2022.

### *Аннотация*

**Цель.** Цель работы – исследовать характеристики и эволюцию субмезомасштабных циклонических вихрей, присоединенных к Батумскому антициклону.

**Методы и результаты.** На основе результатов численного моделирования по данным модели NEMO за 2008–2009 гг. с использованием алгоритма автоматической идентификации вихрей получены данные об эволюции динамической и термохалинной структуры таких вихрей, причинах их образования и диссипации. В период нахождения Батумского антициклона в 2008 г. на его периферии зафиксировано семь выраженных устойчивых субмезомасштабных циклонических вихрей округлой формы. Время жизни некоторых вихрей достигает 20 дней, аномалии завихренности в них могут достигать глубин 200 м, а вертикальные скорости составлять более чем 10 м/сут.

**Выводы.** Субмезомасштабные циклонические вихри образуются при интенсификации Батумского антициклона и смещении его на запад к мысу Фефер. В результате увеличения сдвига скорости при взаимодействии Батумского антициклона с мысом формируется область положительной завихренности, которая в ряде случаев трансформируется в субмезомасштабный циклонический вихрь. Далее такие вихри отрываются от берега и двигаются вдоль периферии Батумского антициклона в антициклоническом направлении. Наибольшая энергия субмезомасштабных циклонических вихрей наблюдается в момент образования, после чего происходит их медленная диссипация, связанная с процессом их вытягивания из-за сдвига скорости на периферии Батумского антициклона. Этот процесс постепенно усиливается при ослаблении циклонического вихря и приводит к трансформации вихря в вихревую нить.

**Ключевые слова:** Черное море, численное моделирование, NEMO, Батумский антициклон, субмезомасштабные циклонические вихри, вихрь, антициклон


**Благодарности:** исследование процессов эволюции и диссипации субмезомасштабных циклонов выполнено при поддержке гранта РФФИ 21-77-10052. Идентификация вихрей выполнена при поддержке государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2021-0003. Обработка данных выполнена при поддержке государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2021-0007.

**Для цитирования:** Богданов А. А., Мизюк А. И., Кубряков А. А. Эволюция субмезомасштабных циклонов на периферии Батумского антициклона по данным численного моделирования // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 6. С. 567–584. EDN DJQFZZ. doi:10.22449/0233-7584-2022-6-567-584

# Evolution of Submesoscale Cyclones on the Batumi Anticyclone Periphery Based on the Numerical Simulation Data

A. A. Bogdanov , A. I. Mizyuk, A. A. Kubryakov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

 artem96.96@bk.ru

## Abstract

*Purpose.* The paper is purposed at studying the characteristics and evolution of submesoscale cyclonic eddies attached to the Batumi anticyclone.

*Methods and Results.* The results of numerical simulation based on the *NEMO* model data for 2008–2009 and on the algorithm for automatic eddy identification, permitted to obtain the data on evolution of the dynamic and thermohaline structure of such eddies, and the reasons for their formation and dissipation. When in 2008 the Batumi anticyclone was passing, seven pronounced stable submesoscale rounded cyclonic eddies were detected on its periphery. The lifetime of some eddies achieves 20 days, vorticity anomalies in them can reach the 200 m depth, and vertical velocities can exceed 10 m/day.

*Conclusions.* The submesoscale cyclonic eddies are formed at intensification of the Batumi anticyclone and at its displacement to the west towards the Cape Fener. Increase of velocity shear arising during interaction of the Batumi anticyclone with the cape, results in formation of the cyclonic vorticity area which in some cases transforms into a submesoscale cyclonic eddy. Further, such eddies separate from the coast and move along the Batumi anticyclone periphery in the anticyclonic direction. The highest energy of submesoscale cyclonic eddies is observed at the moment of their formation, and then follows their slow dissipation, that is related to the process of their elongation due to the velocity shear at the Batumi anticyclone periphery. This process gradually intensifies with weakening of a cyclonic vortex and result in its transformation into a vortex filament.

**Keywords:** Black Sea, numerical modeling, *NEMO*, Batumi anticyclone, submesoscale cyclonic eddies, eddy, anticyclone

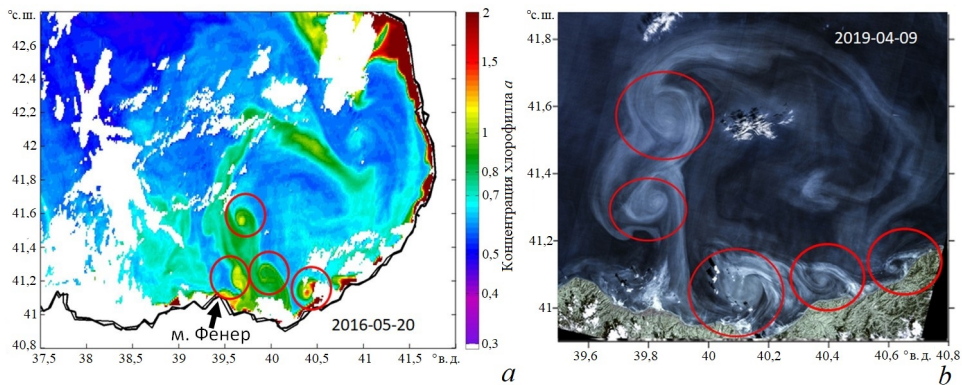
**Acknowledgments:** the evolution and dissipation processes of submesoscale cyclones were studied with the support by the Russian Science Foundation grant 21-77-10052. The eddies were identified at the support of the state assignment of MHI RAS on theme FNNN-2021-0003. Data processing was supported by state assignment of MHI RAS on theme FNNN-2021-0007.

**For citation:** Bogdanov, A.A., Mizyuk, A.I. and Kubryakov, A.A., 2022. Evolution of Submesoscale Cyclones on the Batumi Anticyclone Periphery Based on the Numerical Simulation Data. *Physical Oceanography*, 29(6), pp. 550-566. doi:10.22449/1573-160X-2022-6-550-566

## 1. Введение

Субмезомасштабные вихри оказывают существенное локальное влияние на горизонтальный и вертикальный обмен, перемешивание и стратификацию вод [1–3], перенос примеси в береговой зоне [4–6], потоки биогенных элементов и протекание биологических процессов в морской среде [6–8]. Субмезомасштабные процессы в Черном море характеризуются выраженной сезонной и пространственной изменчивостью [4, 6, 9]. Одним из районов генерации субмезомасштабных циклонических вихрей (СЦВ) в Черном море является периферия синоптических антициклонов [6, 10, 11]. Резкие сдвиги скорости и градиенты завихренности на границе этих вихрей, особенно в прибрежной зоне при наличии мысов [6], вызывают возникновение локальных зон подъема и дивергенции вод [10, 12, 13]. Такие процессы, в частности, были отмечены в юго-восточной части моря [11], где находится Батумский антициклон (БА) – одно из наиболее интенсивных вихревых образований в Черном море [13]. БА

является наиболее стационарным вихревым образованием [14, 15], он длительное время находится во взаимодействии с береговой линией, что способствует образованию СЦВ. Примеры на рис. 1 демонстрируют образование нескольких таких вихрей на границе квазистационарного БА. При этом СЦВ значительно влияют на распространение прибрежных мутных вод и часто характеризуются максимумом яркости в их ядре, что говорит об их способности переносить взвешенное вещество (см. подробнее в работе [4]).



**Р и с. 1.** Субмезомасштабные циклоны (красные овалы) на периферии БА по измерениям *MODIS* за 20 мая 2016 г. (*a*); по данным *Sentinel-2* за 9 апреля 2019 г. (*b*)

**Fig. 1.** Submesoscale cyclones (red ovals) at the BA periphery based on the *MODIS* measurements for May 20, 2016 (*a*); and based on the *Sentinel-2* data for April 9, 2019 (*b*)

Несмотря на то что процесс образования СЦВ на периферии антициклонов детально изучался в идеалистичных моделях в ряде недавних статей [13, 16], исследования эволюции присоединенных СЦВ на основе реалистичного численного моделирования ранее почти не проводились.

Развитие численных моделей с высоким разрешением, а также появление методов автоматической идентификации вихрей позволяют получить подробную информацию об эволюции динамических и термохалинных характеристик субмезомасштабных вихрей. Цель настоящей работы – на основе результатов реалистичного численного моделирования с высоким пространственным разрешением с использованием алгоритмов автоматической идентификации вихрей исследовать особенности генерации, развития и диссипации СЦВ на периферии БА.

## 2. Данные и методы

### 2.1. Численное моделирование

Для исследования эволюции вихревых структур в настоящей работе используются результаты расчетов на основе комплекса численного моделирования циркуляции *NEMO* за 2008–2009 гг. [17]. Гидродинамический блок основан на системе примитивных уравнений гидродинамики. Для нелинейных слагаемых в уравнениях переноса – диффузии тепла и соли используется схема *TVD*. Дискретизация по времени осуществляется посредством модифицированной схемы «чехарда». По вертикали используется *z*-координата с дробным

шагом. В качестве уравнения состояния используется формула ЮНЕСКО. Параметризация вертикального турбулентного перемешивания выполнена посредством модели  $k - \varepsilon$ . Для описания бокового обмена используется стандартный бигармонический оператор с отрицательными коэффициентами вязкости и диффузии, по модулю равными  $4 \cdot 10^7 \text{ м}^4/\text{с}$  и  $8 \cdot 10^6 \text{ м}^4/\text{с}$  соответственно.

Расчетный домен охватывает Черное, Азовское и Мраморное моря и представлен в виде квазирегулярной сетки с пространственным разрешением  $1/96^\circ$  по широте и  $1/69^\circ$  по долготе. Это соответствует шагу  $\sim 1,157 \text{ км}$  вдоль меридиана, зональный шаг меняется равномерно от  $1100 \text{ м}$  на севере до  $1230 \text{ м}$  на юге. В качестве начальных условий для Черного моря использовались поля температуры и солёности, взятые из базы продуктов Центра морских прогнозов Черного моря<sup>1</sup>. Топография дна была построена на основе данных проекта *EMODnet* с разрешением  $7,5'' \times 7,5''$ , что в меридиональном направлении составляет около  $200 \text{ м}$ .

Для инициализации модели на основе результатов модельных расчетов системы Центра морских прогнозов ФГБУН ФИЦ МГИ подготовлены поля температуры и солёности на 15 августа 2007 г.

Для граничных условий на поверхности используются потоки нисходящих длинноволнового и коротковолнового излучений, осадки в жидкой и твердой фазах, горизонтальная компонента скорости ветра на высоте  $10 \text{ м}$ , поля температуры и влажности воздуха на высоте  $2 \text{ м}$ , полученные из глобального атмосферного реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (*ECMWF*) последнего поколения *ERA5*. Пространственное разрешение полей продукта составляет  $0,25^\circ$ , а дискретизация по времени –  $1 \text{ ч}$ . Отмеченные метеопараметры с исходной дискретностью по времени использовались для расчета суммарных потоков тепла, массы и напряжения трения ветра посредством балк-формулы протокола *CORE* (*Coordinated Ocean-ice Reference Experiments*).

Более подробно параметры модели и особенности конфигурации представлены в работах [18, 19]. Для анализа использовались модельные поля с временным разрешением  $1 \text{ сут}$ . Для исследования была выбрана юго-восточная часть Черного моря с координатами  $38^\circ\text{--}42^\circ \text{ в. д.}$  и  $41^\circ\text{--}43^\circ \text{ с. ш.}$

## 2.2. Автоматическая идентификация вихрей

Автоматическая идентификация вихрей в данной работе основана на определении параметра Окубо – Вейсса (ОВ) [20, 21]. Использовался следующий алгоритм:

**Шаг 1.** По данным о скорости течений на горизонте  $20 \text{ м}$  вычисляется значение вертикальной компоненты относительной завихренности течения (далее – завихренность):

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y},$$

где  $v$  – скорость по оси  $y$ ;  $u$  – скорость по оси  $x$ .

**Шаг 2.** Для каждой ячейки вычисляется параметр ОВ [20] по формуле

$$W = S_n^2 + S_s^2 - \zeta^2,$$

<sup>1</sup> URL: <http://bsmfc.net/> (дата обращения: 25.11.2022).

где  $S_n^2 = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$  – нормальная компонента напряжения;  $S_s^2 = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}$  – сдвиговая компонента напряжения.

**Шаг 3.** Отрицательное значение параметра ОВ показывает, что в жидкости доминирует относительное вращение частиц, и наоборот, когда он положительный, доминирует сдвиговое и нормальное напряжение. При этом параметр ОВ отрицательный как для циклонов, так и для антициклонов [21]. Поэтому для идентификации вихрей выделяются области со значением параметра ОВ, меньшим некоего предела. В данной работе эмпирически этот предел был взят равным  $W_{кр} = -2 \cdot 10^{-10} \text{ 1/c}^2$ . Набор узлов сетки с общими границами, удовлетворяющий данному условию, является ядром вихря. В расчете идентифицировались только вихри, содержащие более шести ячеек, т. е. вихри с радиусом ядра более 2 км.

**Шаг 4.** Для трекинга вихрей на двух картах параметров ОВ (на данном временном шаге и предыдущем) идентифицируются все вихри: отмечаются их центры и количество ячеек, из которых они состоят. Далее с каждым вихрем из набора предыдущего временного шага циклично осуществляются следующие процедуры:

- для выбранного вихря (В1) на первой карте определяются координаты его центра. В зависимости от максимально возможной скорости вихря в данном регионе и шага по времени выбирается максимальный радиус области поиска между проявлениями одного и того же вихря на двух последовательных картах. В данной работе в качестве максимальной скорости перемещения было выбрано значение 0,3 м/с с шагом по времени, равным 24 ч, что соответствует радиусу поиска 29 км;

- далее из вихрей в выбранной области поиска выбирается ближайший к В1 вихрь В2 с тем же знаком завихренности;

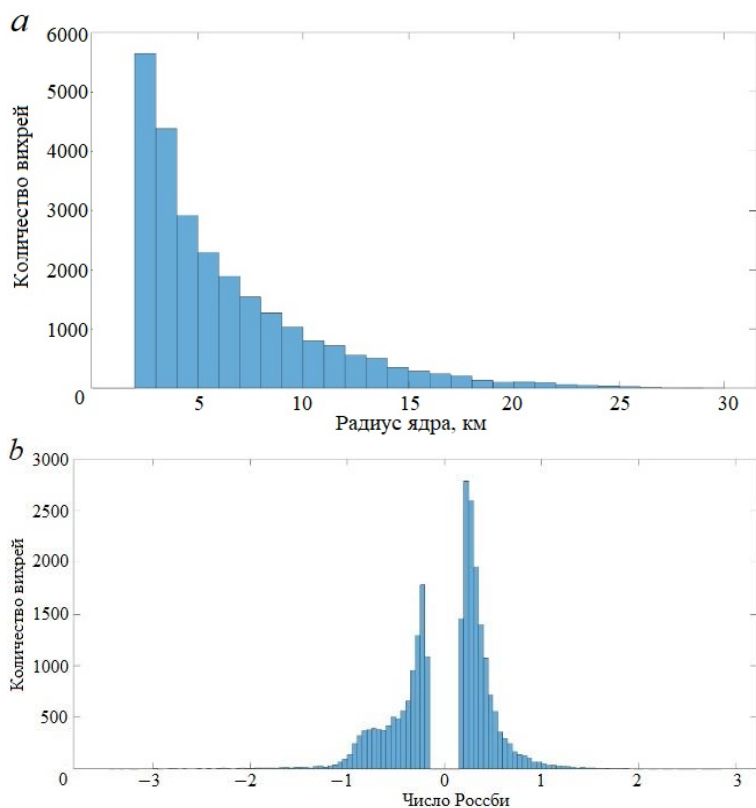
- В1 исключается из набора вихрей предыдущего временного шага, а В2 – из следующей по времени карты. Если на каком-либо из шагов последующего вихря, удовлетворяющего условиям, не оказывается, то считается, что В1 является последним отображением траектории вихря – вихрь диссипировал.

### 3. Результаты

#### 3.1. Статистика идентифицированных вихрей

На основе вышеописанного алгоритма в исследуемом районе ( $38^\circ$ – $42^\circ$  в. д. и  $41^\circ$ – $43^\circ$  с. ш.) за 2008–2009 гг. было идентифицировано всего 1975 циклонов со средним временем жизни 7 дней и максимальным 73 дня и 1454 антициклона со средним временем жизни 7 дней и максимальным 229 дней.

На рис. 2, а показано статистическое распределение радиусов всех вихревых структур, идентифицированных в 2008–2009 гг. В согласии с предыдущими работами [16] наблюдается гораздо больше вихрей малого размера (с радиусом менее 5 км), чем крупных. Отметим, что используемый в настоящей работе метод Окубо – Вейсса позволяет идентифицировать только ядро вихрей. Реальный размер области, которая находится под влиянием вихря, может быть в 1,5–2 раза больше.



**Р и с. 2.** Гистограммы распределения радиуса ядра (а) и числа Россби ( $Ro = \zeta_{\max}/f$ ) (b) идентифицированных вихрей в юго-восточной части Черного моря

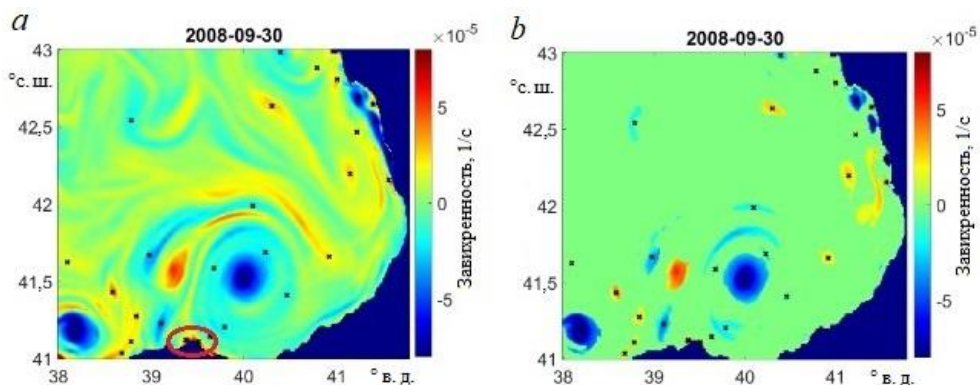
**F i g. 2.** Histograms of distribution of the core radius (a) and the Rossby number ( $Ro = \zeta_{\max}/f$ ) (b) of the identified eddies in the southeastern part of the Black Sea

С динамической точки зрения могут считаться синоптическими вихри, которые находятся в квазигеострофическом балансе ( $Ro \ll 1$ , где  $Ro$  – число Россби, равно  $\zeta/f$ ;  $\zeta$  – относительная завихренность, а  $f$  – планетарная). В субмезомасштабной динамике число Россби составляет порядка единицы и вклад нелинейных членов в уравнении движения, которые соответствуют центробежному ускорению ( $V^2/R$ ), сопоставим с вкладом силы Кориолиса ( $V^2/R > fV$ ).

В настоящей работе к субмезомасштабным вихрям будем относить образования с  $Ro > 0,5$ . Анализ показал, что антициклонические вихри (АВ) в среднем характеризовались более высокими значениями завихренности и  $Ro$  в их ядрах (рис. 2, b). За исследуемый период около 37 % идентифицированных АВ и 17 % циклонических вихрей (ЦВ) имели значения  $Ro > 0,5$ , т. е. относились к субмезомасштабным. При этом около 5 % АВ и 2 % ЦВ имели  $Ro > 1$ . Некоторые вихри (~0,4 % АВ и 0,01 % ЦВ) достигали высоких значений  $Ro$  (больше 2,5).

Стоит отметить, что большинство СЦВ расположено вблизи больших антициклонов и вдоль береговой зоны. На рис. 3 показано распределение поля завихренности на 30 сентября 2008 г. На этом примере заметно скопление вихрей на внешней и внутренней периферии БА, а также меньшего Анатолийского

антициклона, находящегося западнее БА. Большое количество вихрей наблюдается также у восточного побережья исследуемого района, в прибрежной зоне высоких градиентов завихренности.



**Р и с. 3.** Распределение поля завихренности (*a*) и выбранных областей в поле завихренности (*b*) на основе критических значений параметра ОВ ( $W > W_{kr}$ ) за 30.09.2008. Крестиками отмечены центры вихрей с радиусом менее 10 км; красным овалом – мыс Фенер

**Fig. 3.** Distribution of the vorticity field (*a*) and the selected areas in the vorticity field (*b*) based on the critical values of the OB parameter ( $W > W_{kr}$ ) for 30.09.2008. Crosses mark the centers of the eddies whose radius is less than 10 km; red oval is the Cape Fener

### 3.2. Образование циклонических вихрей на периферии Батумского антициклона

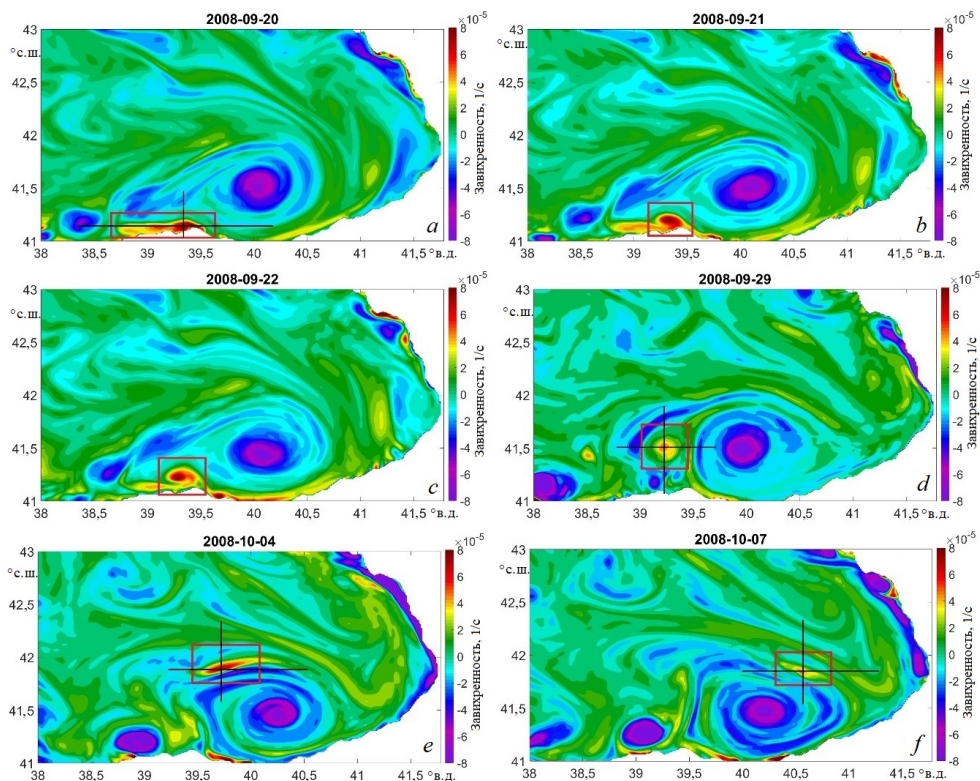
За исследуемый период наиболее долгоживущий БА в прибрежной зоне исследуемого района наблюдался с конца марта 2008 г. по середину марта 2009 г. (с 29.03.2008 по 16.03.2009). БА образовался из меньшего Анатолийского антициклона, который в начале апреля 2008 г. вошел в исследуемую зону с западного направления. К концу апреля его положение стабилизировалось в прибрежной зоне около 40° в. д. восточнее турецкого мыса Фенер, отмеченного на рис. 3, *a* красным овалом. В последующий период до конца декабря 2008 г. БА располагался восточнее данного мыса, а после этого времени начал перемещаться вдоль берега по направлению Основного Черноморского течения.

За период нахождения БА в прибрежной юго-восточной части Черного моря на его периферии зафиксировано семь выраженных устойчивых СЦВ округлой формы, которые формировались с периодичностью от одной недели до двух месяцев: 04.08.2008, 19.09.2008, 16.11.2008, 26.11.2008, 02.12.2008, 11.12.2008, 10.02.2009. При этом, помимо устойчивых СЦВ, около БА намного чаще наблюдалось образование короткоживущих областей большой циклонической завихренности, имеющих вытянутую форму в виде полос.

Анализ показал, что большая часть СЦВ образуется в районе взаимодействия вод БА с мысом Фенер, находящимся в его юго-западной части (квадрат на рис. 4, *a*). Детальный процесс генерации одного из таких СЦВ представлен на рис. 4 (отмечен красными прямоугольниками). Хорошо видно, что при обтекании мыса западными течениями на периферии БА за мысом Фенер образуется полоса высоких значений циклонической завихренности



(рис. 4, *a*). Через определенное время из этой области формируется выраженный циклонический вихрь радиусом около 7 км (рис. 4, *b – c*).



**Р и с. 4.** Распределения завихренности скорости течений за 20 сентября (*a*); 21 сентября (*b*); 22 сентября (*c*); 29 сентября (*d*); 4 октября (*e*); 7 октября (*f*) 2008 г. Вихрь выделен красным прямоугольником; крест обозначает место разреза

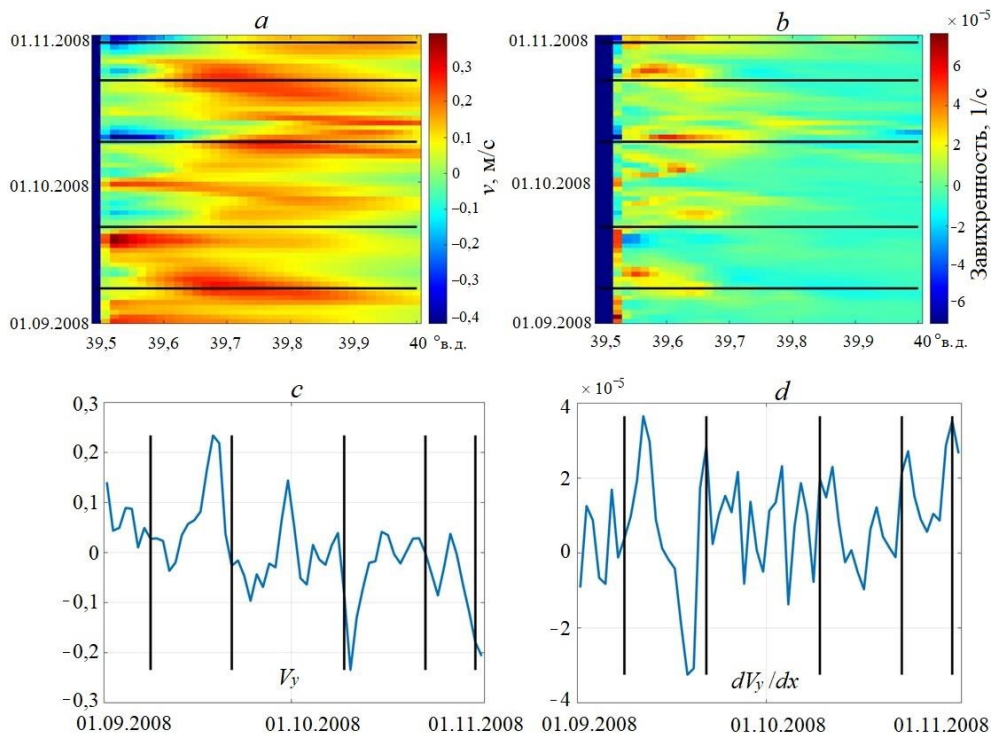
**F i g. 4.** Distributions of the current velocity vorticity on September, 20 (*a*); September, 21 (*b*); September, 22 (*c*); September, 29 (*d*); October, 4 (*e*) and October, 7 (*f*), 2008. The eddy is denoted by a red rectangle, the section location – by a cross

Таким образом, важной причиной генерации СЦВ выступало взаимодействие вод БА, имеющих высокие орбитальные скорости, с топографическим препятствием – мысом. За этим мысом формировались СЦВ, затем отрывались от берега, вовлекались в орбитальное движение БА и двигались вдоль его периферии на север. Аналогичные процессы образования СЦВ за мысами на периферии антициклонов у берегов Крыма по спутниковым данным и измерениям беспилотных летательных аппаратов наблюдались в работах [4, 6].

Образование подобных СЦВ происходило с некоторой периодичностью. Для исследования причин генерации СЦВ были проанализированы изменчивости меридиональной скорости  $v$  и ее сдвига  $\frac{\partial v}{\partial x}$  на зональном разрезе, проходящем от мыса Фенер на восток. Пространственно-временная диаграмма этой изменчивости изображена на рис. 5, *a, b*, а черными линиями на рис. 5 изображены моменты образования СЦВ у мыса. Генерация СЦВ происходила после



периода увеличения орбитальной скорости  $v$  БА и его приближения непосредственно к мысу (рис. 5, *c*). Рост скорости в прибрежной части вызывает увеличение сдвига непосредственно у берега в прибрежных ячейках модели (рис. 5, *d*).

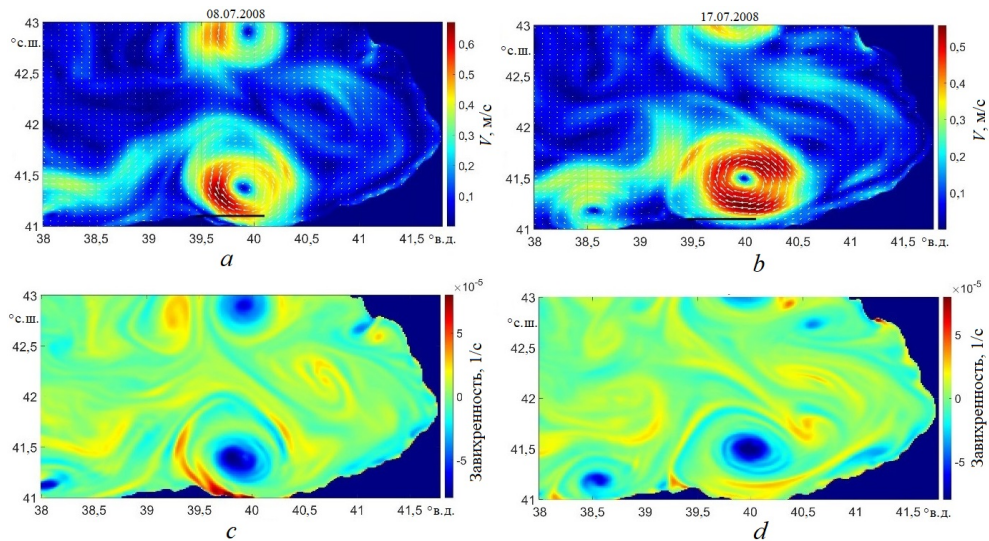


**Рис. 5.** Пространственно-временная диаграмма меридиональной скорости  $v$  (*a*) и градиента  $\frac{\partial v}{\partial x}$  (*b*) на зональном разрезе поперек мыса Фенер на глубине 20 м за 01.09.2008–01.11.2008; изменчивость средних значений  $v$  (*c*) и  $\frac{\partial v}{\partial x}$  (*d*) в трех ближайших к мысу точках разреза (на расстоянии 1–3 км). Черные линии отмечают моменты образования субмезомасштабных вихрей, выделенные на основе визуального анализа

**Fig. 5.** Spatial-temporal diagram of meridional velocity  $v$  (*a*) and gradient  $\frac{\partial v}{\partial x}$  (*b*) at the zonal section across the Cape Fener at the 20 m depth for 01.09.2008–01.11.2008; variability of mean values  $v$  (*c*) and  $\frac{\partial v}{\partial x}$  (*d*) at three points of the section which are the closest to the cape (at a distance 1–3 km). Black lines show the moments of forming the submesoscale eddies identified by visual analysis

Вслед за прижатием струи к берегу на диаграмме (рис. 5) появляется область отрицательных скоростей  $v$ , т. е. противотечения, направленного на юг. Рис. 5, *b* демонстрирует, что в этот момент вблизи мыса происходит образование зоны циклонической завихренности  $\frac{\partial v}{\partial x} < 0$ . При этом значение циклонического сдвига достигает  $(5–10) \cdot 10^{-5}$  1/с, т. е.  $0,5–1 f$ . Такой сдвиг приводит к резкому поднятию изопикнических поверхностей и росту доступной потенциальной энергии вод. Генерация присоединенных циклонов наблюдалась в начальный момент увеличения сдвига скорости. Исключением из этой закономерности является пик 1 октября 2008 г., когда образование вихря не наблюдалось.

Одной из причин увеличения/уменьшения скорости течений возле мыса является перемещение БА. В процессе своей эволюции БА двигался по циклонической траектории, периодически прижимаясь к берегу или смещаясь от него (рис. 6). Так, 08.07.2008 (рис. 6, *a*), центр БА находится западнее  $40^\circ$  в. д., а самые большие скорости БА отмечаются на расстоянии менее 10 км от мыса. При этом (рис. 6, *c*) наблюдается полоса циклонической завихренности к юго-западу от БА, которая впоследствии может трансформироваться в СЦВ (см. рис. 4). Через несколько дней, 17.07.2008, (рис. 6, *b*) БА смещается на восток, его центр находится западнее  $40^\circ$  с. ш., а расстояние от мыса до максимума орбитальной скорости составляет 20–30 км. При этом области циклонической завихренности (рис. 6, *d*) расположены относительно равномерно вокруг БА, их значения намного ниже, и образования присоединенных СЦВ не происходит.



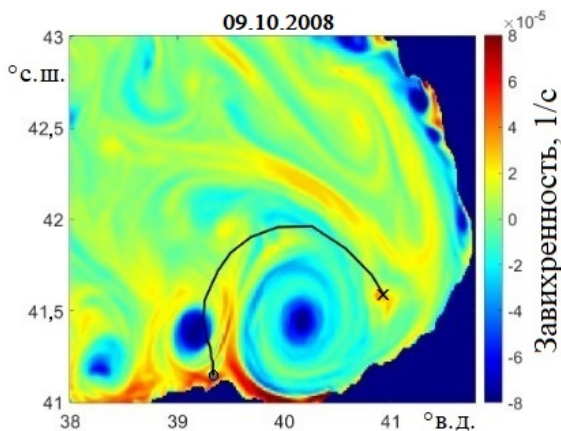
**Рис. 6.** Карты скорости (*a, b*) и завихренности (*c, d*) течений на горизонте 10 м за 8 июля 2008 г. (*a, c*) и 17 июля 2008 г. (*b, d*), демонстрирующие увеличение циклонической завихренности на западной периферии БА при его прижатии к берегу (*a, c*) и ее уменьшение при удалении БА от берега (*c, d*). Черной линией обозначено положение разреза (см. рис. 5)

**F i g. 6.** Maps of the currents' velocity (*a, b*) and vorticity (*c, d*) at the 10 m horizon for July 8, 2008 (*a, c*) and July 17, 2008 (*b, d*) demonstrating an increase in cyclonic vorticity at the BA western periphery when it is pressed to the coast (*a, c*) and its decrease when the BA moves off the coast (*c, d*). Black line indicates the section position (see Fig. 5)

Отметим, что причиной пульсации скорости у берега может также выступать неоднородность орбитальной скорости БА. На рис. 6, *a* заметно, что орбитальная скорость БА в его западной части была намного выше, чем в восточной.

### 3.3. Развитие присоединенных субмезомасштабных вихрей на примере вихря в сентябре – октябре 2008 г.

Рассмотрим эволюцию СЦВ на примере вихря, образовавшегося в сентябре 2008 г. (далее – Ц1). Трекинг вихря здесь осуществлялся с помощью разработанного алгоритма. Траектория исследуемого вихря нанесена на поле завихренности течений на момент последней фиксации вихря Ц1 (рис. 7). Как видно, вихрь Ц1 двигался вдоль периферии вихря по антициклонической траектории. Вихрь существовал 20 дней и за это время прошел расстояние около 220 км.

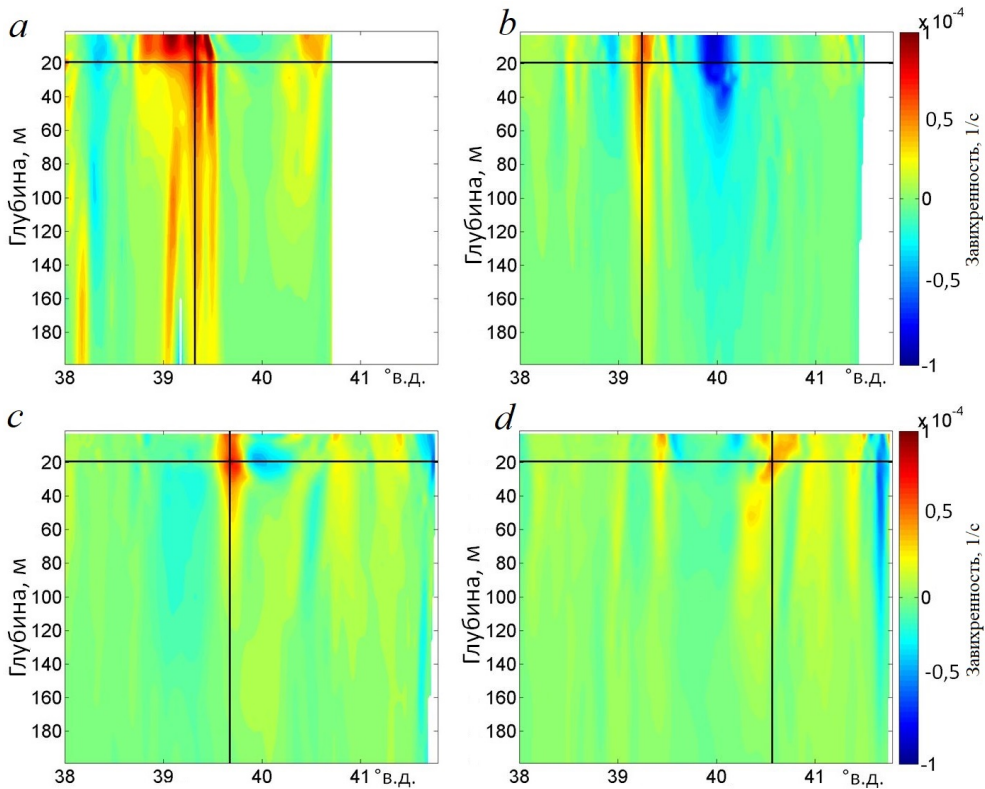


**Р и с. 7.** Траектория одного из присоединенных СЦВ. Кружком обозначено место его первой идентификации (19.09.2008), а крестиком – положение в последний момент его идентификации (09.10.2008). Цветовая шкала – распределение завихренности поля скоростей течений на глубине 20 м 09.10.2008

**F i g. 7.** Trajectory of one of the attached SCEs. Circle indicates the place of its first identification (19.09. 2008), and cross – position at the last moment of its identification (9.10. 2008). Color scale shows distribution of the current velocity field vorticity at the 20 m depth on 09.10.2008

Детальная эволюция этого вихря в поле завихренности изображена на рис. 4. Вихрь Ц1 образовался 19 сентября после прохождения части БА с максимальной орбитальной скоростью в прибрежной зоне мыса Фенер. На момент, представленный на рис. 7, вихрь не имеет четкой локальной структуры. Он находится в узкой (шириной около 10 км), вытянутой вдоль берега на расстояние приблизительно 90–100 км полосе высоких значений завихренности (см. рис. 4, *a*).

Образовавшись за мысом, вихрь начинает двигаться на север. Затем 23 сентября полоса с высокими значениями завихренности оторвалась от берега и из нее сформировался круглый циклон радиусом 15 км (см. рис. 4, *b, c*). Далее с 23 по 30 сентября вихрь Ц1, увлекаемый в движение водами БА с орбитальной скоростью  $\sim 0,5$  м/с, перемещается антициклонически в северную часть БА со средней скоростью 0,05 м/с. На 10-й день своего существования (29.09.2008) вихрь Ц1 хорошо выражен и выглядит как круглое пятно повышенной завихренности диаметром около 20 км (см. рис. 4, *d*). Орбитальная скорость Ц1 составляет 0,2 м/с.

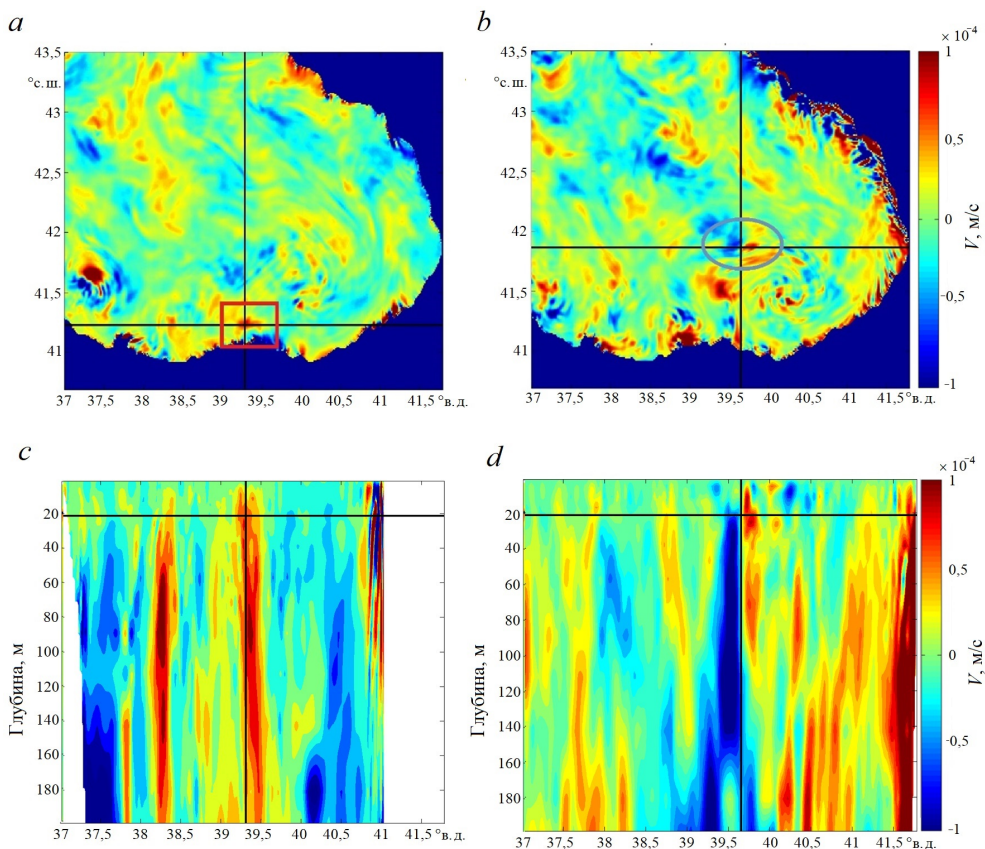


**Рис. 8.** Меридиональные разрезы завихренности через центр вихря за 20 сентября (*a*), 29 сентября (*b*), 4 октября (*c*), 7 октября (*d*) 2008 г. (см. рис. 4)

**Fig. 8.** Vorticity meridional sections through the eddy center for September, 20 (*a*), September, 29 (*b*), October, 4 (*c*) and October, 7 (*d*), 2008 (see Fig. 4)

Представленный на рис. 8, *a* вертикальный разрез через центр вихря Ц1 в момент его образования (20.09.2008) показывает, что образовавшийся вихрь занимает большую толщу вод и вызывает значительное увеличение завихренности в слое 0–200 м. В верхнем 0–20-метровом слое его диаметр составляет около 25 км, ниже горизонта 20 м – ~ 10–15 км. Завихренность в присоединенном СЦВ достигает больших значений (до  $1,2 \cdot 10^{-4}$  1/с), которые сопоставимы со значениями завихренности в центре БА в слое 0–50 м (рис. 8, *b*). На больших глубинах завихренность вихря Ц1 превосходит завихренность БА в несколько раз. В этом же слое 0–200 м наблюдается резкий рост значения вертикальной скорости (рис. 9, *c*, *d*). Таким образом, присоединенные СЦВ (рис. 8) вызывают значительные изменения динамической структуры вод в глубинных слоях. Эти изменения намного более значительны, чем в родительском БА. Значения вертикальных скоростей (рис. 9, *c*) превышают  $10^{-4}$  м/с, т. е. составляют более чем 10 м/сут, что на порядок больше, чем в БА.





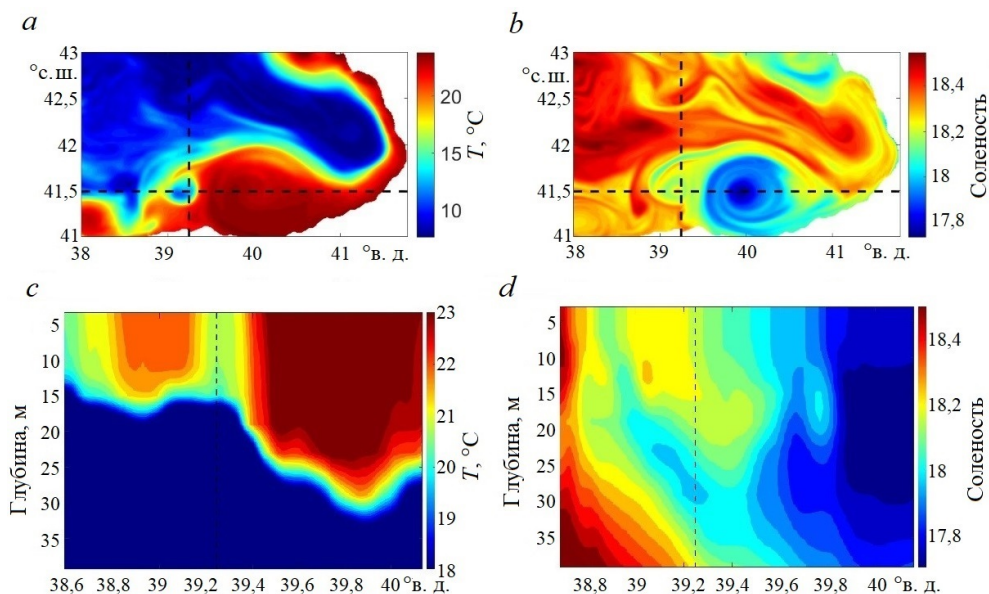
**Рис. 9.** Распределение вертикальных скоростей на глубине 20 м (*a, b*) и их разрезы через центр вихря Ц1 (*c, d*) в период его интенсификации (21 сентября 2008 г.) (*a, c*) и в фазе ослабления (04 октября 2008) (*b, d*)

**Fig. 9.** Distribution of vertical velocities at the 20 m depth (*a, b*) and their sections through the eddy center C1 (*c, d*) during its intensification (September 21, 2008) (*a, c*) and weakening (October 04, 2008) (*b, d*)

Такие большие вертикальные скорости существенно влияют на термохалинную структуру вод. На рис. 10 представлены карты температуры и солёности на глубине 20 м за 29 сентября. Вихрь Ц1 четко выделяется как круглое холодное пятно (рис. 10, *a*) на периферии теплого БА. Температура на глубине 20 м составляет около 12 °С, что на ~ 10 °С ниже, чем в БА (24 °С). Вертикальный разрез температуры показывает, что в области СЦВ сезонный термоклин приподнят (рис. 10, *c*). В результате интенсивного перемешивания в верхнем слое 0–20 м температура в вихре Ц1 на 4 °С ниже, чем в окружающих водах.

На карте солёности хорошо видна резкая положительная аномалия в ядре ЦВ, окруженная более пресными водами, оторвавшимися от БА (рис. 10, *b*). Солёность в центре ЦВ составляет 18,2, что на 0,2 выше, чем в окружающих водах, и на 0,4, чем в области даунвеллинга в БА. Положительная аномалия солёности на рис. 10, *d* заметна в верхнем 25-метровом слое. При этом область повышенной солёности шире, чем область пониженной температуры, что, вероятно, связано с более консервативным характером изменений солёности.

Анализ показывает, что холодная и соленая аномалии сформировались в начальный период генерации вихря, после чего происходит их постепенное ослабление.



**Рис. 10.** Распределение температуры (*a*) и солёности (*b*) за 29 сентября 2008 г. на глубине 20 м; разрезы температуры (*c*) и солёности (*d*) через центр вихря Ц1 в поле солёности за 29.09.2008 и 7.10.2008

**Fig. 10.** Distribution of temperature (*a*) and salinity (*b*) at the 20 m depth for September 29, 2008; the temperature (*c*) and salinity (*d*) sections through the eddy center C1 in the salinity field for 29.09 and 7.10., 2008

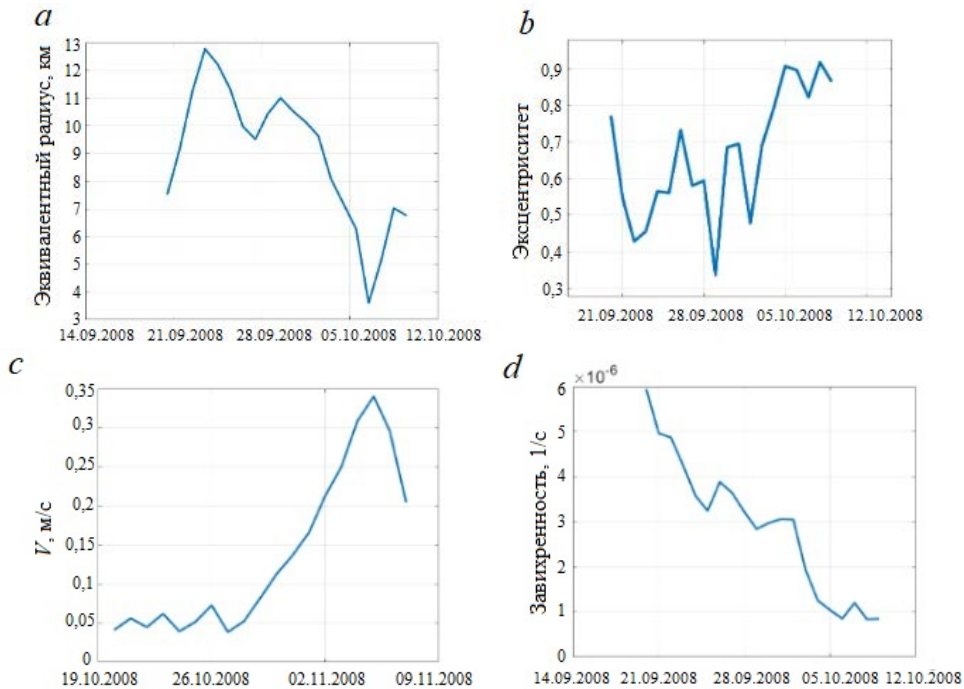
### 3.4. Диссипация присоединенных субмезомасштабных вихрей на примере вихря Ц1 в сентябре – октябре 2008 г.

30 сентября (см. рис. 4, *e*) вихрь Ц1 начинает вытягиваться вдоль периметра БА. Вытягивание подразумевает собой стремительное увеличение области положительной завихренности вдоль периметра БА. На карте за 4 октября 2008 г. хорошо видно, что размер этой области вдоль периферии БА вырастает до ~ 120 км, а поперечные размеры сокращаются до 10 км.

В процессе эволюции вихря радиус его ядра (радиус области высоких значений параметра ОВ) снижается от максимальных значений 12 км в период его развития до 3–7 км в конце существования (рис. 11, *a*). При этом его эксцентриситет растет от 0,4 до 0,9, т. е. отношение большой и малой полуоси изменяется от 0,7 до 0,3 (рис. 11, *b*). Таким образом, первоначально округлый и достаточно крупный вихрь вытягивается, его ядро уменьшается в размере и приобретает сильно эллиптическую форму.

В этот момент также значительно – в шесть раз (от 0,05 до 0,3 м/с) – увеличивается скорость перемещения вихря Ц1 вдоль БА (рис. 11, *c*). При этом передний фронт зоны высоких значений завихренности в результате растягивания движется со скоростью 0,7 м/с, а задний – со скоростью 0,3 м/с, что соответствует скорости фоновых течений на периферии БА, которые составляют

от 0,3 до 0,7 м/с (см. рис. 6, *a*, *b*). С началом процесса вытягивания вихря, 30 сентября, структура вертикальной скорости (см. рис. 9, *c*, *d*) приобретает дипольный вид: на переднем фронте циклона доминируют положительные вертикальные скорости, а на заднем – отрицательные.



**Рис. 11.** Характеристики циклона Ц1 в процессе эволюции 19 сентября – 9 октября 2008 г.: *a* – эквивалентный радиус вихря; *b* – эксцентриситет вихря; *c* – скорость перемещения; *d* – средняя завихренность вихря в слое 0–100 м

**Fig. 11.** Characteristics of the cyclone C1 in the process of its evolution in September 19 – October 9, 2008: *a* – the eddy equivalent radius; *b* – the eddy eccentricity; *c* – the movement velocity; *d* – the eddy average vorticity in the 0–100 m layer

Причиной растягивания вихря, вероятно, является резкий горизонтальный сдвиг скорости между периферией БА и окружающими водами. Анализ поля скорости показывает, что начало этого процесса наблюдается в зоне интенсификации скоростей БА. Сдвиг скорости фоновых течений приводит к тому, что аномалии плотности на его южной периферии двигаются с большей скоростью на восток, а на северной – на юг.

Детально процесс уменьшения энергии вихря при его вытягивании рассмотрен в [22]. Из закона сохранения завихренности следует, что объем вихря и произведение его полуосей должны сохраняться постоянными. Такой процесс приводит к вытягиванию вихря – последовательному увеличению площади зоны аномалии плотности и уменьшению толщины вихря. Это вызывает уменьшение скорости и энергии вихря, которая пропорциональна интегралу от аномалии плотности вихря по вертикали. В результате, в отличие от 29 сен-



тября, на 16-й день жизни (04.10.2008) область высоких значений завихренности ( $\zeta > 5 \cdot 10^{-5}$ ) занимает не 200 м, а лишь верхние 40 м (см. рис. 8, *c*). На 19-й день существования Ц1 достигает северо-восточной периферии БА. Он еще более вытягивается вдоль периферии БА (см. рис. 4, *f*), превращаясь в вихревую нить [22]. Рис. 8, *d* показывает, что Ц1 теряет свою стройную структуру, его ось наклоняется по направлению движения, завихренность значительно уменьшается и наблюдается только в верхнем 20-метровом слое. Эта структура сохраняется до полной диссипации вихря, которая происходит 10 октября 2008 г.

Автором [22] показано, что вытягивание усиливается при ослаблении вихря относительно скорости фонового течения. График средней в слое 0–100 м завихренности (рис. 11, *d*) Ц1 показывает, что вихрь обладает наибольшей завихренностью ( $\sim 6 \cdot 10^{-6}$  1/с) в момент его генерации. В процессе эволюции его завихренность постоянно падает, уменьшаясь в два раза через 10 дней после образования вихря. Таким образом, в начале своего образования вихрь обладает наибольшей нелинейностью, которая убывает по мере его движения. Это свидетельствует о том, что потенциальная энергия вихря в первую очередь связана с вынуждающей силой, действующей в момент его образования, при возникновении резкой области поднятия вод за мысом. После образования вихря энергия начинает медленно диссипировать, вихрь ослабевает, в результате чего его устойчивость к растяжению уменьшается [22]. Скорость растяжения вытянутого вихря увеличивается, что приводит к его полной диссипации и трансформации в вихревую нить.

### Выводы

В настоящей работе на основе расчетов численной модели с высоким разрешением проведено детальное исследование развития, эволюции и диссипации субмезомасштабных циклонов на периферии БА. Результаты показывают следующее:

1. СЦВ образуются при интенсификации Батумского антициклона и смещении его на запад к мысу Фенер. В результате увеличения сдвига скорости при взаимодействии вод Батумского антициклона с мысом формируется область положительной завихренности, в ряде случаев трансформирующаяся в СЦВ, который отрывается от берега и движется вдоль периферии БА в антициклоническом направлении. В момент образования вихрь характеризуется наибольшей завихренностью, энергией и аномалиями солёности и температуры. Некоторые СЦВ способны существовать более 20 дней и перемещаться на расстояние более 100 км, достигая северо-восточной периферии БА, что подтверждается и данными спутниковых измерений.

2. Анализ вертикальной структуры СЦВ показывает, что они занимают большую толщу вод, достигая глубины 200 м. При этом значения завихренности в них могут составлять до  $1 f$ , а вертикальной скорости во всем слое 0–200 м – более чем 10 м/сут. Таким образом, СЦВ оказывают существенное локальное влияние на вертикальную структуру и динамические характеристики вод всего верхнего 200-метрового слоя. Их влияние хорошо проявляется в полях температуры и солёности, так как эти вихри вызывают подъем холодных солёных вод.

3. Диссипация СЦВ связана с их растяжением вдоль направления движения. Растяжение инициируется значительным сдвигом скорости на периферии родительского антициклона. При этом процесс вытягивания начинается в середине времени жизни вихря после его ослабления. Сдвиг приводит к расширению слоя повышенной аномалии плотности и уменьшению его толщины, что вызывает дальнейшее ослабление СЦВ. Последующее растяжение вихря приводит к его полной диссипации и трансформации в вытянутую зону положительной завихренности – вихревую линию.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *McWilliams J. C.* Submesoscale currents in the ocean // *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2016. Vol. 472, iss. 2189. 20160117. doi:10.1098/rspa.2016.0117
2. *Коротяев Г. К., Шутяев В. П.* Численное моделирование циркуляции океана со сверхвысоким пространственным разрешением // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2020. Т. 56, № 3. С. 334–346. EDN SNQGGC. doi:10.31857/S0002351520030104
3. Примеры мезомасштабного и субмезомасштабного численного вихререшающего моделирования океана / Е. В. Станев [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2020. Т. 36, № 6. С. 691–719. EDN EZPKUK. doi:10.22449/0233-7584-2020-6-691-719
4. *Пузина О. С., Кубряков А. А., Мизюк А. И.* Сезонная и вертикальная изменчивость энергии течений в субмезомасштабном диапазоне на шельфе и в центральной части Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37, № 1. С. 41–56. EDN СОЕНРО. doi:10.22449/0233-7584-2021-1-41-56
5. Влияние субмезомасштабных вихрей на перенос взвешенного вещества в прибрежной зоне Крыма по данным БПЛА, спутниковых и контактных измерений / А. А. Кубряков [и др.] // *Океанология*. 2021. Т. 61, № 2. С. 182–197. EDN VZKVBX. doi:10.31857/S0030157421020106
6. Characteristics of topographic submesoscale eddies off the Crimea coast from high-resolution satellite optical measurements / A. Aleskerova [et al.] // *Ocean Dynamics*. 2021. Vol. 71. P. 655–677. <https://doi.org/10.1007/s10236-021-01458-9>
7. *Mahadevan A.* The impact of submesoscale physics on primary productivity of plankton // *Annual Review of Marine Science*. 2016. Vol. 8. P. 161–184. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015912>
8. *Микаэлян А. С., Зацепин А. Г., Кубряков А. А.* Воздействие мезомасштабной вихревой динамики на биопродуктивность морских экосистем (обзор) // *Морской гидрофизический журнал*. 2020. Т. 36, № 6. С. 646–675. EDN ВОHNKV. doi:10.22449/0233-7584-2020-6-646-675
9. *Демьшев С. Г., Евстигнеева Н. А.* Моделирование мезо- и субмезомасштабных особенностей циркуляции у восточного берега Крыма на основе численного расчета // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2016. Т. 52, № 5. С. 628–638. EDN WORWMR. doi:10.7868/S0002351516050047
10. Субмезомасштабные вихри на Кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы / А. Г. Зацепин [и др.] // *Океанология*. 2011. Т. 51, № 4. С. 592–605. EDN NXXEQF.
11. Physical mechanisms of submesoscale eddies generation: evidences from laboratory modeling and satellite data in the Black Sea / A. Zatsepin [et al.] // *Ocean Dynamics*. 2019. Vol. 69, iss. 2. P. 253–266. doi:10.1007/s10236-018-1239-4
12. *Brannigan L.* Intense submesoscale upwelling in anticyclonic eddies // *Geophysical Research Letters*. 2016. Vol. 43, iss. 7. P. 3360–3369. <https://doi.org/10.1002/2016GL067926>

13. Submesoscale instabilities in mesoscale eddies / L. Brannigan [et al.] // Journal of Physical Oceanography. 2017. Vol. 47, iss. 12. P. 3061–3085. doi:10.1175/JPO-D-16-0178.1
14. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с. EDN XPERZR.
15. *Кубряков А. А., Станичный С. В.* Динамика Батумского антициклона по спутниковым данным // Морской гидрофизический журнал. 2015. № 2 (182). С. 67–78. EDN VDVDDX. doi:10.22449/0233-7584-2015-2-67-78
16. *Кубряков А. А., Станичный С. В.* Синоптические вихри в Черном море по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. 2015. Т. 55, № 1. С. 65–77. EDN TGWBIX. doi:10.7868/S0030157415010104
17. NEMO ocean engine / G. Madec [et al.]. IPSL, 2016. 386 p. (Note du pôle de modélisation IPSL ; no. 27). URL: <http://www.nemo-ocean.eu/doc/> (date of access: 10.09.2019).
18. Долгопериодная изменчивость термохалинных характеристик Азовского моря на основе численной вихреразрешающей модели / А. И. Мизюк [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 5. С. 496–510. EDN XHZXAR. doi:10.22449/0233-7584-2019-5-496-510
19. *Мизюк А. И., Кортаев Г. К.* Черноморские внутритропикночные линзы по результатам численного моделирования циркуляции бассейна // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56, № 1. С. 112–122. EDN MHXSSO. doi:10.31857/S0002351520010101
20. *Weiss J.* The dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics // Physica D: Nonlinear Phenomena. 1991. Vol. 48, iss. 2–3. P. 273–294. [https://doi.org/10.1016/0167-2789\(91\)90088-Q](https://doi.org/10.1016/0167-2789(91)90088-Q)
21. *Белоненко Т. В., Шоленинова П. В.* Об идентификации синоптических вихрей по спутниковым данным на примере акватории северо-западной части Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13, № 5. С. 79–90. EDN XAEWOB. doi:10.21046/2070-7401-2016-13-5-79-90
22. *Жмур В. В.* Мезомасштабные вихри океана. М. : ГЕОС, 2010. 290 с. EDN QKJWVV.

*Об авторах:*

**Богданов Артем Андреевич**, старший инженер-исследователь, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), ORCID ID: 0000-0001-9890-3854, artem96.96@bk.ru

**Кубряков Арсений Александрович**, старший научный сотрудник, отдел дистанционных методов исследования, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, ORCID ID: 0000-0003-3561-5913, arskubr@mhi-ras.ru

**Мизюк Артем Игоревич**, старший научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, ORCID ID: 0000-0003-4885-354X, ResearcherID: C-6125-2016, artem.mizyuk@mhi-ras.ru