


Научная статья

УДК 551.46.02
EDN: JGUGTQ

Численное моделирование прибрежных апвеллингов у Южного берега Крыма в весенне-летний период 2010 года

Д. А. Яровая , В. В. Ефимов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
 darik777mhi-ras@mail.ru

Поступила в редакцию 05.06.2025; одобрена после рецензирования 03.11.2025;
принята к публикации 28.01.2026.

Аннотация

Цель. Цель работы – исследовать с помощью совместного мезомасштабного моделирования реальные случаи апвеллинга, которые наблюдались в конце мая 2010 г. вблизи Южного берега Крыма.

Методы и результаты. Использовалась совместная мезомасштабная модель море – атмосфера NEMO-OASIS-WRF (NOW) с разрешением 1 км. Воспроизведено наблюдаемое на спутниковых снимках появление трех областей с пониженной температурой поверхности моря – вблизи Ялты, Феодосии и в Керченском проливе в конце мая 2010 г. Обнаружено, что на глубине 10 м пониженные температуры воды не ограничилось этими тремя областями, а произошло вдоль всего побережья от Севастополя до Керчи. По результатам моделирования подробно рассмотрены два апвеллинга – в районах Ялты и Феодосии. Продемонстрировано основное преимущество динамической регионализации при совместном моделировании: показано, что атмосферный блок совместной модели воспроизвел мелкомасштабную структуру поля приводного ветра в районе Ялты, в частности усиление прибрежного ветра над морем до значительных скоростей, 12–15 м/с, которое отсутствует в данных атмосферного реанализа.

Выводы. Установлено, что прибрежный апвеллинг вблизи Ялты можно отнести к сгонному типу, так как его развитие сопровождалось ветром, направленным с берега на море. Феодосийский апвеллинг – экмановского типа, вызван вдольбереговым юго-западным ветром. Показана вертикальная структура двух апвеллингов на разрезах, проведенных по нормали к береговой линии. Выявлено главное различие в их структуре: в ялтинском апвеллинге подъем вод был сосредоточен в более узкой зоне, непосредственно примыкавшей к берегу, в феодосийском основной подъем имел место на некотором удалении от берега и скорость подъема не достигала таких больших значений, как в ялтинском апвеллинге. Показано, что понижение температуры поверхности моря вблизи Ялты и Феодосии произошло именно вследствие апвеллинга, так как уменьшение температуры поверхностных вод сопровождалось одновременным увеличением их солености и совпало по времени с усилением соответствующей компоненты скорости прибрежного ветра – направленной по нормали к берегу в районе Ялты и вдольбереговой компоненты в районе Феодосии. Показано, что мезомасштабное моделирование с помощью современной модели море – атмосфера позволяет воспроизвести и детально рассмотреть структуру и развитие реального апвеллинга возле Южного берега Крыма, что было бы невозможно сделать с использованием только данных наблюдений.

Ключевые слова: мезомасштабное совместное моделирование, апвеллинги в Черном море, Южный берег Крыма

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0014.

© Яровая Д. А., Ефимов В. В., 2026

Для цитирования: Яровая Д. А., Ефимов В. В. Численное моделирование прибрежных апвеллингов у Южного берега Крыма в весенне-летний период 2010 года // Морской гидрофизический журнал. 2026. Т. 42, № 2. С. 294–306. EDN JGUGTQ.

Original article

Numerical Modeling of Coastal Upwellings off the Southern Coast of Crimea in Spring-Summer Period, 2010

D. A. Yarovaya ✉, V. V. Efimov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ darik777mhi-ras@mail.ru

Abstract

Purpose. The aim of the work is to investigate real cases of upwelling observed off the southern coast of Crimea in late May, 2010 using coupled mesoscale modeling.

Methods and Results. The coupled mesoscale sea-atmosphere model *NEMO-OASIS-WRF (NOW)* with the 1 km resolution was used. The observed on satellite images appearance of three areas with the reduced sea surface temperature near Yalta, near Feodosia, and in the Kerch Strait in late May, 2010 was reproduced. It was found that at the 10 m depth, the decrease in water temperature was not limited to these three areas, but also took place along the whole coast from Sevastopol to Kerch. The modeling results made it possible to examine in detail two upwellings, namely in the Yalta and Feodosia areas. The main advantage of dynamic regionalization in the coupled modeling has been demonstrated: the atmospheric block of the coupled model reproduces the fine-scale structure of surface wind field in the Yalta area, in particular, the intensification of coastal wind over the sea up to the significant values – 12–15 m/s, that is absent in the atmospheric reanalysis data.

Conclusions. It is established that the coastal upwelling near Yalta can be classified as a wind-driven type, as its development was accompanied by the coast-to-sea directed wind. The Feodosia upwelling is of the Ekman type and caused by the south-westerly along-coastal wind. The vertical structure of both upwellings on the sections normal to the coastline is shown. The revealed main difference in the upwelling structures is as follows: in the Yalta upwelling, the water uplift was concentrated in the narrower zone directly adjacent to the coast, whereas in the Feodosia upwelling, the main water uplift took place at some distance from the coast, and the uplift velocity did not reach such high values as in the Yalta case. It is shown that the SST decrease near Yalta and Feodosia occurred precisely due to upwelling, as a decrease in surface water temperature was accompanied by a simultaneous increase in its salinity and coincided in time with the intensification of corresponding coastal wind velocity component directed normally to the coast in the Yalta area and along the coast in the Feodosia region. The obtained results have demonstrated that application of the modern sea-atmosphere model in mesoscale simulation makes it possible to reproduce and examine in detail the structure and development of a real upwelling near the southern coast of Crimea that would be impossible using only the observational data.

Keywords: mesoscale coupled modeling, Black Sea upwellings, southern coast of Crimea

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of theme of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0014.

For citation: Yarovaya, D.A. and Efimov, V.V., 2026. Numerical Modeling of Coastal Upwellings off the Southern Coast of Crimea in Spring-Summer Period, 2010. *Physical Oceanography*, 33(2), pp. 339-351.

Введение

Распространенный тип прибрежного апвеллинга можно объяснить в рамках простой экмановской модели: в достаточно глубоком море (глубина превышает толщину слоя Экмана) вдольбереговой ветер вызывает экмановский

перенос вод от берега в сторону моря и, как следствие, подъем вод вблизи берега. Помимо экмановского, может наблюдаться также сгонный апвеллинг, вызываемый ветром, направленным с суши на море¹ [1]. В открытом море возникновение апвеллинга может быть связано с большой положительной завихренностью приводного ветра. Такой апвеллинг развился, например, в юго-западной части Черного моря под аномально интенсивным мезомасштабным циклоном 25–29 сентября 2005 г. В этом циклоне приводная завихренность достигала $(1-2) \cdot 10^{-3}$ 1/с, что вызвало выход вод на поверхность с глубины ~ 30 м [2, 3].

Известно, что появление апвеллинга может быть и не связано непосредственно с действием приводного ветра. Другой важной причиной является динамика морских течений, например изменение скорости и направления вдоль береговых струйных течений, проникновение меандров Основного Черноморского течения (ОЧТ) в прибрежную зону [4].

Климатологические исследования прибрежного апвеллинга в Черном море по данным контактных и дистанционных наблюдений проводились многократно [4–12]. Обнаружено, что сильный прибрежный ветер благоприятного направления не всегда приводит к выходу холодных глубинных вод на поверхность. Так, в работе [11] отмечены два случая так называемого неполного апвеллинга у Южного берега Крыма (ЮБК) в июне 2013 г., когда подъем холодных глубинных вод не достиг поверхности моря и не проявился в поле температуры поверхности моря (ТПМ). На интенсивность апвеллинга влияет вертикальная термическая структура верхнего слоя моря в конкретный период. Например, по данным многолетних измерений в Каламитском заливе и на прибрежных станциях ЮБК установлено, что наиболее часто апвеллинг в этих районах наблюдается в июне и июле, когда вертикальный градиент температуры в верхнем 20-метровом слое достигает наибольших значений [5, 6, 9]. Обнаружено, что адвекция вод из области апвеллинга может стать причиной появления холодных аномалий ТПМ в соседних областях. В работе [9] описан случай значительного, более чем на 7 °С за сутки, понижения ТПМ в районе Евпатории 17 июля 2008 г., который произошел в результате горизонтального переноса холодных вод с северо-запада, из района Тарханкута, где возник интенсивный апвеллинг под действием сильного западного ветра. В работе [13] описан механизм понижения ТПМ в южной части Каркинитского залива за счет адвекции более холодных апвеллинговых вод из северной части залива.

Ряд работ посвящен исследованию апвеллинга с помощью численного моделирования [13–16]. Однако в этих работах использовались либо упрощенные модели морской циркуляции (например с применением приближения «твердой крышки» на поверхности моря), либо климатические поля температуры и солености в качестве начальных условий.

Стоит отметить, что ширина прибрежной зоны апвеллинга для Черного моря составляет ~ 6 км, что соответствует характерному значению локального бароклинного радиуса деформации Россби вблизи берега [4]. Таким образом,

¹ Апвеллинг в пограничных областях океана / В. С. Архипкин [и др.]. Севастополь, 1987. 46 с. (Препринт/МГИ).
296

изучение этого мелкомасштабного явления требует повышенного пространственного разрешения в модели. В нашей предыдущей работе [17] на примере эпизода 24–25 сентября 2013 г. было показано, что совместная мезомасштабная модель *NOW* с разрешением 1 км способна воспроизводить апвеллинг вблизи ЮБК.

Цель настоящей работы – исследование реальных случаев апвеллинга, которые наблюдались вблизи Крымского побережья, с помощью современного инструмента – совместной мезомасштабной модели море – атмосфера.

Описание модели

Совместная мезомасштабная модель море – атмосфера *NEMO-OASIS-WRF (NOW)* [18] состоит из морской модели *NEMO* [19], атмосферной модели *WRF*² и модуля сопряжения *OASIS* [20] – программы, которая обеспечивает обмен данными между моделями.

При моделировании использовались две вложенные расчетные сетки с разрешением 3 и 1 км. Сетка с шагом 3 км покрывала Черное и Азовское моря, сетка с шагом 1 км – район Крымского п-ова (32–40° в. д., 43,6–47,7° с. ш.). Горизонтальные сетки в *NEMO* и *WRF* были идентичными, чтобы избежать пространственной интерполяции при обмене данными, которая увеличивает вычислительные затраты. В атмосферной модели использовалось 38 вертикальных уровней, в морской – 75, причем 42 уровня были сосредоточены в верхнем 100-метровом слое.

Моделирование было начато 1 мая 2010 г. и продолжалось два месяца. Поскольку расчет был непродолжительным, в морской модели не учитывался речной сток, а также водообмен с Мраморным морем (в проливе Босфор использовалась твердая боковая граница).

В качестве начальных и боковых граничных условий для атмосферной модели применялись данные реанализа *ERA5*. Начальные условия для морской модели были взяты из данных реанализа *Copernicus*. Граничные условия на поверхности моря в морской модели задавались по данным атмосферной модели. Во время совместного моделирования с помощью модуля *OASIS* от *WRF* к *NEMO* передаются следующие поля: напряжения трения ветра на поверхности, потоков явного и скрытого тепла, радиационных потоков тепла на поверхности (коротковолновой и длинноволновой), а также разности между испарением и осадками. От *NEMO* к *WRF* передаются поля температуры поверхности моря и скорости поверхностного течения.

Отметим основное преимущество совместного моделирования перед стандартным подходом с использованием только морской модели. В совместной модели *NOW* поля, которые используются в качестве поверхностных граничных условий для морской модели, получены с помощью так называемой динамической регионализации – *downscaling*. Мезомасштабная атмосферная модель пересчитывает (*downscales*) данные глобального реанализа для ограниченной области на более мелкую сетку с разрешением до нескольких километров, при этом учитываются мелкомасштабные неоднородности подстилающей

² A description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR / W. C. Skamarock [et al.]. USA, Colorado, Boulder : National Center for Atmospheric Research, 2008. 113 p.

поверхности (рельеф, тип поверхности, растительный покров) и изрезанность береговой линии. Как будет показано ниже, это позволяет получить более детальную информацию об атмосферных полях, недоступную в исходных данных реанализа.

Результаты моделирования и обсуждение

На рис. 1, *a* показано поле ТПМ за 25 мая 2010 г. по данным спутниковых наблюдений³. Вблизи Крымского побережья четко выделяются три области с пониженной ТПМ: в районах Ялты, Феодосии и в Керченском проливе. В этих областях ТПМ составляет ~ 11–12 °С, что на 3–4 °С ниже температуры окружающих вод. Не приводя иллюстраций, укажем, что эти холодные аномалии начали формироваться в полях ТПМ 22–23 мая и прослеживались на спутниковых снимках вплоть до 26–27 мая. На рис. 1, *b*, *c* показаны поля температуры, полученные с помощью совместного моделирования, для срока, близкого к указанному на рис. 1, *a*.

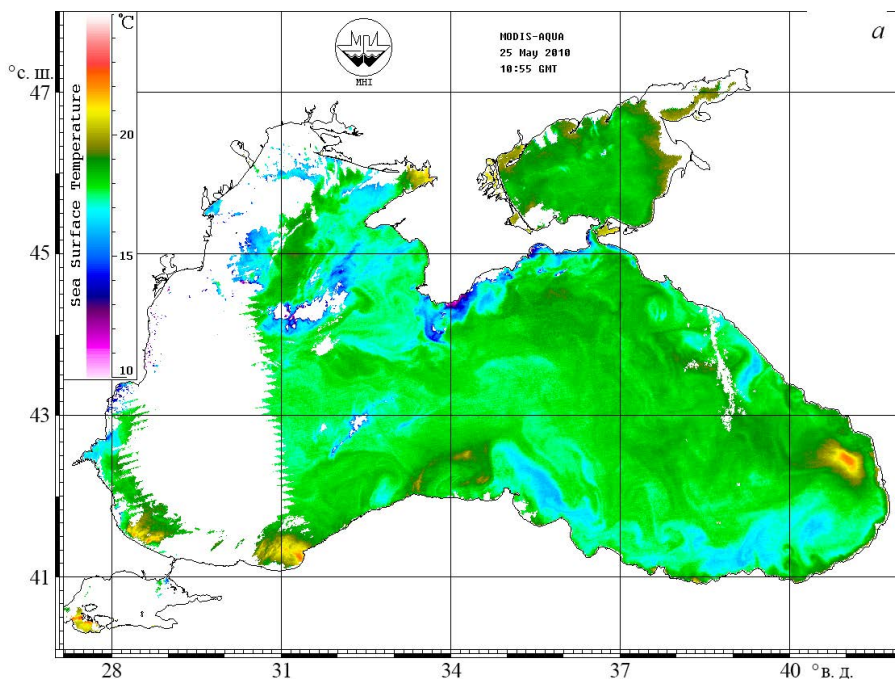
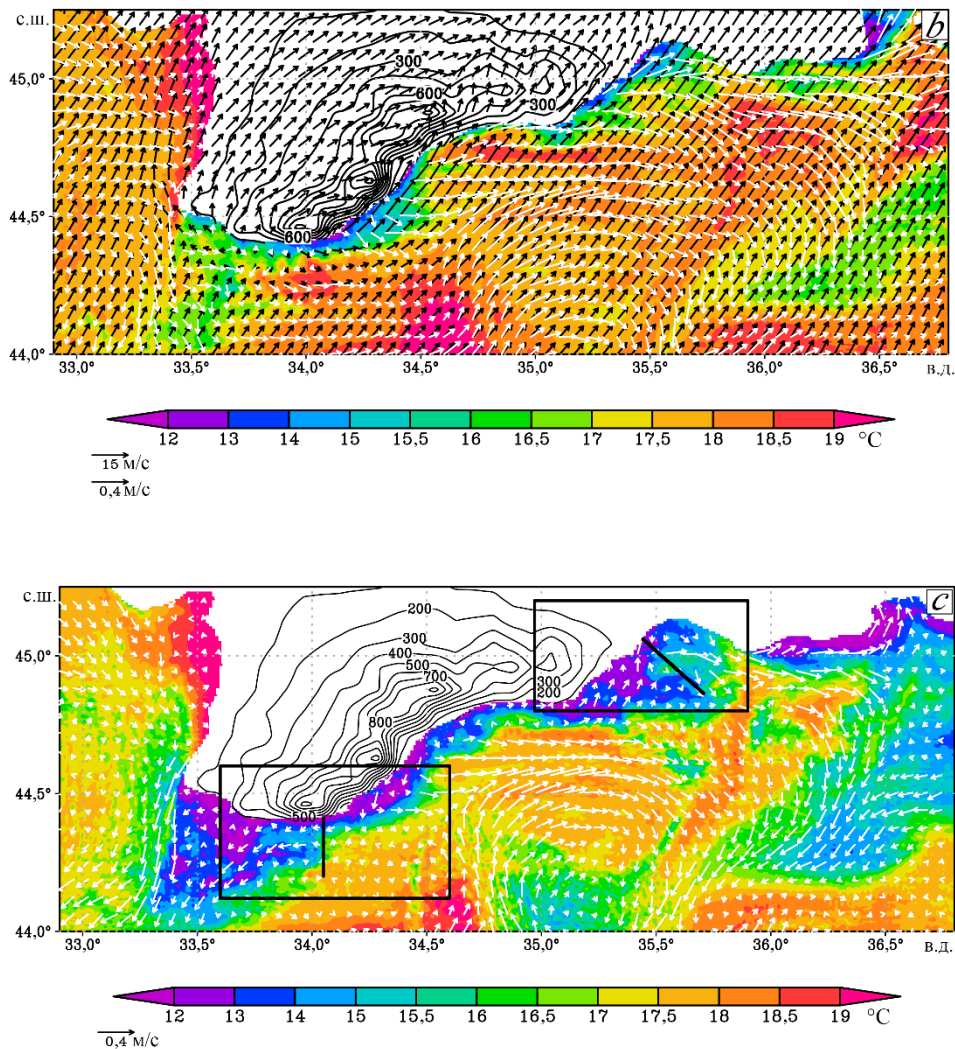


Рис. 1. Температура поверхности моря (°С) 25 мая 2010 г.: *a* – по спутниковым данным, *b* – по модели *NOW*; *c* – температура воды (°С) на глубине 10 м по модели *NOW*. Изолиниями показана высота рельефа (м), черными стрелками – приповерхностная скорость ветра, белыми стрелками – скорость течения на поверхности; черными прямоугольниками выделены области, показанные крупно на рис. 2; черными линиями внутри прямоугольников обозначены разрезы, показанные на рис. 3

Fig. 1. Sea surface temperature (°C) on May 25, 2010: *a* – satellite data, *b* – the *NOW* model; *c* – water temperature (°C) at the 10 m depth based on the *NOW* model. Isolines show relief height (m), black arrows – near-surface wind speed, white arrows – current velocity on the surface; black rectangles highlight the areas shown in large detail in Fig. 2; black lines inside the rectangles indicate the sections shown in Fig. 3

³ <http://dvs.net.ru/mp/data/modis/1005/100525bt.gif> (date of access: 24.03.2026).



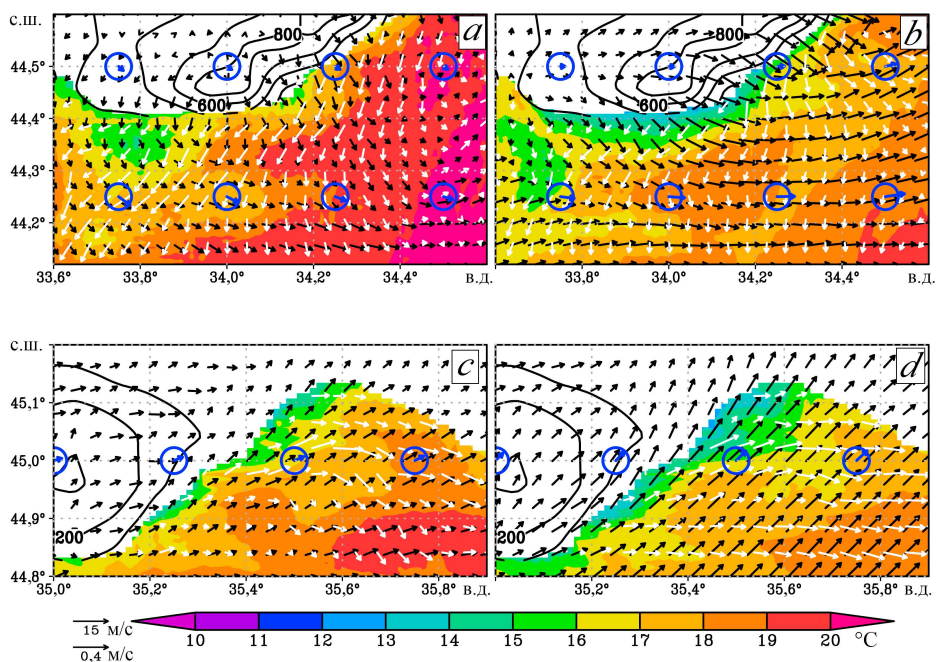
Как видно из рис. 1, *b*, модель успешно воспроизвела появление холодных аномалий ТПМ вблизи Крымского побережья. Важно подчеркнуть, что в начальных условиях для морской модели (на 1 мая 2010 г.) эти холодные аномалии отсутствовали, они появились 24–25 мая как реакция верхнего слоя моря на соответствующее ветровое воздействие. На рис. 1, *a*, *b* также виден протяженный «язык» пониженной (на $\sim 2\text{--}3$ °C) ТПМ, направленный от южной оконечности полуострова на юг. Вероятно, он возник в результате горизонтального переноса холодных вод из ялтинского апвеллинга. Причиной такого переноса могут служить прибрежные вихри, возникающие на периферии ОЧТ, которые захватывают холодную воду апвеллинга и, перемещаясь вместе с ОЧТ, переносят ее в юго-западном направлении в открытую часть моря [10].

Кроме того, на рис. 1, *a, b* видно, что модель *NEMO* воспроизвела повышенные значения ТПМ в Каламитском заливе, где температура воды составляет 19 °С, что на ~ 1–2 °С больше, чем в прилегающей акватории. Каламитский залив мелководный, его глубина уменьшается от ~ 30 м на внешней стороне до ~ 15 м вблизи берега. Это, очевидно, способствует быстрому прогреву всей толщи воды в заливе во время сезонного увеличения потоков тепла из атмосферы.

Помимо поля ТПМ на рис. 1, *b* представлены поля приповерхностного течения и приповерхностной скорости ветра. В поле течения хорошо виден отток воды от берега в районе Ялты, где течение направлено на юго-восток, по нормали к берегу, и в районе Феодосии, где скорость течения направлена преимущественно на восток. Более подробно эти особенности поля скорости течения будут рассмотрены ниже. Кроме того, в полях течения (рис. 1, *b, c*) хорошо выражен Ялтинский антициклонический вихрь к юго-востоку от Крыма с центром в точке 35,2° в. д., 44° с. ш., который является частью общей циркуляции вод Черного моря (на рисунках видна северная половина вихря). В поле ветра видно, что 25 мая во всем регионе дует сильный юго-западный ветер и набегающий с юго-запада на Крымские горы воздушный поток над морем разделяется, обтекая горы с двух сторон. Отметим, что такое однородное поле ветра сформировалось 25 мая, уже после развития апвеллингов. Во время развития апвеллингов, 23 и 24 мая, картина была иной (рис. 2). Ветер имел юго-западное направление только над восточным побережьем Крыма, над западным побережьем направление ветра было преимущественно западное, а непосредственно над Крымскими горами – северо-западное.

Из рис. 1, *c* видно, что вблизи берега на глубине 10 м понижение температуры воды не ограничилось указанными выше тремя областями, а произошло вдоль всего побережья от Севастополя до Керчи. Здесь возникла полоса холодной воды шириной ~ 10 км с температурой на 5–6 °С ниже температуры окружающих вод. Сопоставление рис. 1, *b, c* позволяет заключить, что на тех участках побережья, где понижение температуры не проявилось в поле ТПМ, имел место неполный апвеллинг, не достигший поверхности моря.

Рассмотрим более подробно развитие двух апвеллингов вблизи ЮБК. На рис. 2 показаны поля ТПМ и скорости ветра в районах Ялты и Феодосии для двух моментов времени – до начала и во время развития апвеллинга. На основании рис. 2, *a, b* можно сделать вывод, что ялтинский апвеллинг был сгонного типа, поскольку произошел в результате резкого усиления северо-западного ветра, дующего с Крымских гор в сторону моря. Согласно результатам моделирования, скорость приводного ветра в прибрежной области на подветренной стороне гор увеличилась за сутки с 6–7 до 12–15 м/с. Хотя глубина моря в этой области составляет ~ 60 м и существенно превышает толщину Экмана (~ 15 м), сгонные апвеллинги могут наблюдаться не только на мелководье, но и у приглубых берегов [7].



Р и с. 2. Температура поверхности моря ($^{\circ}\text{C}$) и поле приповерхностного ветра: *a, b* – в районе Ялты в 18:00 23 мая и 24 мая соответственно; *c, d* – в районе Феодосии в 18:00 24 мая и в 06:00 25 мая 2010 г. Изолиниями показана высота рельефа (м), черными стрелками – скорость приповерхностного ветра, белыми стрелками – скорость течения на поверхности (для наглядности векторы скорости прорежены); синими стрелками в кружочках показана скорость приводного ветра по данным реанализа *ERA5* (масштаб тот же, что для черных стрелок)

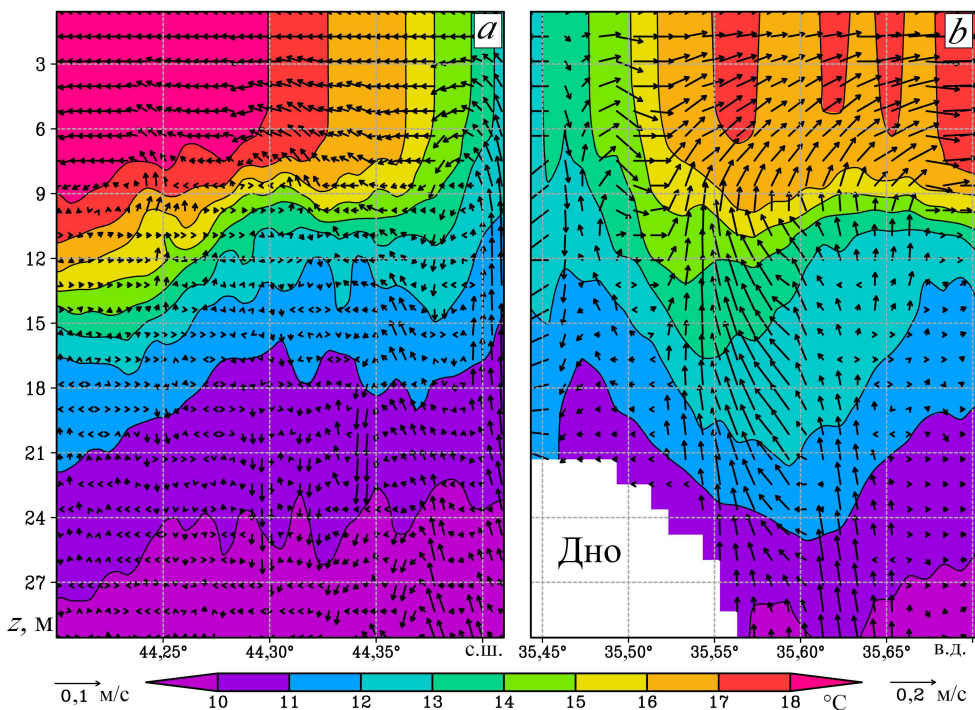
F i g. 2. Sea surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) and near-surface wind field: *a, b* – in the Yalta region at 18:00 on May 23 and May 24, respectively; *c, d* – in the Feodosia region at 18:00 on May 24 and at 06:00 on May 25, 2010. Isolines show relief height (m), black arrows – near-surface wind speed, white arrows – current velocity on the surface (for clarity, the velocity vectors are thinned out); blue arrows in the circles indicate surface wind velocity based on the *ERA5* reanalysis data (scale is the same as for the black arrows)

Из рис. 2, *c, d* видно, что апвеллинг возле Феодосии произошел в результате усиления вдольберегового юго-западного ветра, т. е. он может быть отнесен к экмановскому типу. Полученный результат согласуется с известными представлениями: по данным измерений на прибрежных станциях установлено, что на ЮБК развитию апвеллинга благоприятствуют ветры западных направлений (северо-западный, западный и юго-западный) [5].

На рис. 2 для демонстрации того, как динамическая регионализация улучшает качество атмосферных полей, также показано поле приводного ветра по данным реанализа *ERA5*, которые использовались в качестве начальных и граничных условий для атмосферного блока совместной модели. Видно, что скорость приводного ветра в районах Ялты и Феодосии по данным *ERA5* была заметно меньше, чем по модели *WRF*, и не превышала 8 м/с. Модель *WRF* воспроизвела не только более высокие скорости приводного ветра в прибрежной области, но и его правильное направление (северо-западное) в районе Ялты.

Таким образом, динамическая регионализация позволила воспроизвести мелкомасштабные особенности приводных полей, которые невозможно получить простой интерполяцией данных глобального реанализа на расчетную сетку морской модели.

На рис. 3 представлена вертикальная структура ялтинского и феодосийского апвеллингов на разрезах, проведенных по нормали к берегу (берег на рис. 3, *a* расположен справа, на рис. 3, *b* – слева). Стрелками показано направление скорости течения в плоскости разреза; для наглядности вертикальная компонента скорости увеличена в 10^3 раз.



Р и с. 3. Температура воды ($^{\circ}\text{C}$) на вертикальных разрезах, проведенных по нормали к берегу: *a* – в районе Ялты в 18:00 24 мая; *b* – в районе Феодосии в 06:00 25 мая. Стрелками показано направление скорости течения в плоскости разреза (вертикальная компонента скорости для наглядности увеличена в 10^3 раз). Положение разрезов см. на рис. 1, *c*

F i g. 3. Water temperature ($^{\circ}\text{C}$) on vertical sections performed normal to the coast: *a* – in the Yalta region at 18:00 on May 24; *b* – in the Feodosia region at 06:00 on May 25. Arrows show direction of current velocity in the section plane (for clarity, the velocity vertical component is enlarged by 10^3 times). Section locations are shown in Fig. 1, *c*

Видно, что на двух разрезах течение в верхнем 10-метровом слое было направлено от берега. Скорость сгона достигала 0,2 м/с в ялтинском апвеллинге и 0,3 м/с в феодосийском. Вертикальная структура течений на рис. 3, *a*, *b*, существенно различается. В ялтинском апвеллинге подъем вод был сосредоточен в непосредственной близости от берега, в узкой зоне шириной несколько километров, а скорость восходящих движений достигала 0,05 см/с. В феодо-

сийском апвеллинге основной подъем происходил на расстоянии ~ 15 км от берега, в районе свала глубин, где ширина области, охваченной восходящими движениями, составляла ~ 13 км, а скорость подъема достигала $0,03$ см/с.

На рис. 3, *b* видна интересная особенность вертикальной циркуляции вод в феодосийском апвеллинге: на глубинах ниже 10 м в зоне $35,5$ – $35,6^\circ$ в. д. отчетливо выделяется поток, направленный к берегу. Не приводя иллюстраций, укажем, что это направленное к берегу течение – проявление небольшого глубинного антициклонического вихря в Феодосийском заливе, который хорошо виден в полях течения ниже 10 м. Разрез на рис. 3, *b* проходит через западную периферию этого вихря.

На рис. 4 показано развитие апвеллинга во времени в двух точках – вблизи Ялты и Феодосии. На верхних графиках видно, как изменялась компонента скорости приводного ветра, ответственная за генерацию апвеллинга: для Ялты это нормальная к берегу компонента, для Феодосии – вдольбереговая. На нижних графиках показано, как изменялась глубина залегания изотермы 11°C и изохалины 18. Рассматриваемые точки являются ближайшими к берегу на разрезах, показанных на рис. 1, *c*.

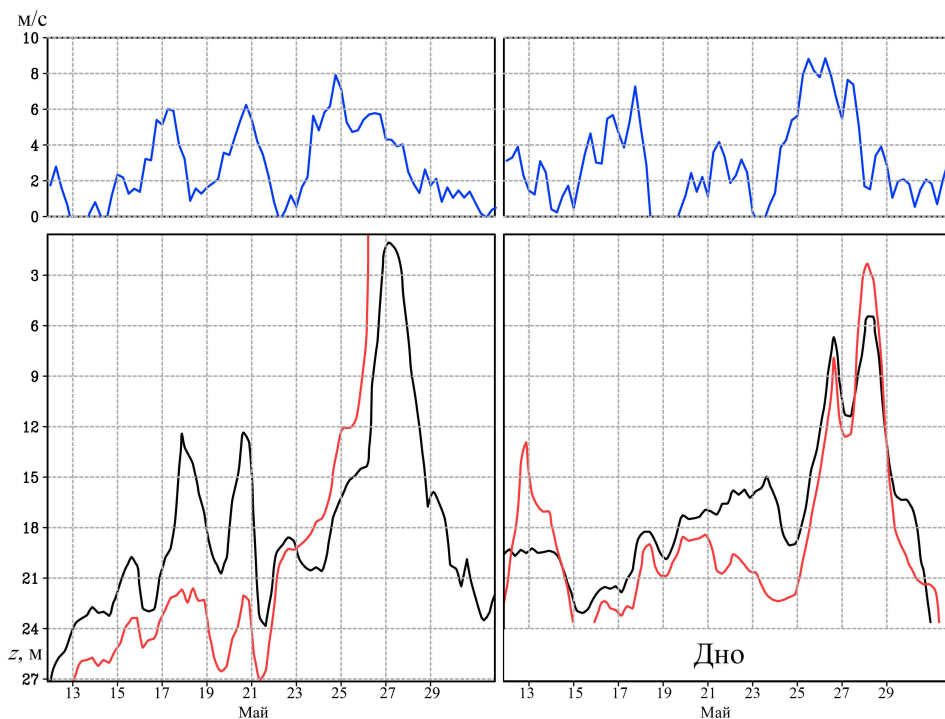


Рис. 4. Изменение компонент скорости ветра (м/с) и глубины залегания (м) изолиний в двух точках: *слева* – направленная по нормали к берегу компонента в точке $34,05^\circ$ в. д., $44,41^\circ$ с. ш.; *справа* – вдольбереговая компонента в точке $35,42^\circ$ в. д., 45° с. ш. Черной линией показана глубина залегания изотермы 11°C , красной – изохалины 18. Для наглядности графики сглажены скользящим осреднением по трем точкам

Fig. 4. Change of wind velocity components (m/s) and depth of isolines (m) at two points: *on the left* – component directed normal to the coast at point 34.05° E, 44.41° N; *to the right* – along-coastal component at point 35.42° E, 45° N. Black line shows the depth of 11°C isotherm, red line – the depth of 18 psu isohaline. For clarity, the graphs are smoothed by a three-point moving average

Как видно, в период 24–27 мая в этих точках скорость приводного ветра резко возросла, что сопровождалось подъемом обеих изолиний с глубины ~ 20 м почти до поверхности моря. Следует отметить, что в районе Ялты 17 и 21 мая произошло кратковременное усиление ветра, хотя и не такое значительное, как 24–25 мая. Эти два эпизода также сопровождались одновременным подъемом изолиний температуры и солёности (рис. 4, *слева*).

Коэффициенты временной корреляции между скоростью ветра и глубиной залегания изолиний оказались невысокими ($< 0,5$), что указывает на нелинейный характер связи между этими величинами. Вероятно, это вызвано тем, что на термохалинную структуру верхнего слоя моря влияют и другие факторы, в первую очередь горизонтальный перенос. Тем не менее в отдельных случаях усиление ветра в рассматриваемых точках однозначно приводило к понижению температуры и повышению солёности в верхнем слое.

Не приводя иллюстраций, укажем, что, согласно данным морского реанализа *Copernicus*, в 2010 г. майские профили температуры в районе ЮБК характеризовались ее монотонным убыванием с глубиной, так как верхний квазиоднородный слой еще не сформировался. Можно сделать вывод, что наблюдаемое на спутниковых снимках понижение ТПМ в конце мая 2010 г. связано именно с подъемом более холодной и солёной воды из глубинных слоев в результате апвеллинга.

Заключение

В работе с помощью совместной модели море – атмосфера с высоким пространственным разрешением (1 км) исследованы случаи развития апвеллинга у побережья Крыма в конце мая 2010 г. Показано, что модель воспроизвела наблюдаемые на спутниковых снимках области пониженной температуры поверхности моря – вблизи Ялты, вблизи Феодосии и в Керченском проливе. Выявлено, что на глубине 10 м понижение температуры воды не ограничилось этими тремя областями, а произошло вдоль всего побережья от Севастополя до Керчи.

По результатам моделирования подробно рассмотрены два апвеллинга – ялтинский и феодосийский. Установлено, что ялтинский апвеллинг относился к сгонному типу, так как его развитие сопровождалось ветром, направленным от берега в открытое море. Феодосийский апвеллинг являлся экмановским и был вызван вдольбереговым юго-западным ветром. Продемонстрировано основное преимущество динамической регионализации при совместном моделировании: атмосферный блок совместной модели воспроизвел мелкомасштабную структуру поля приводного ветра в районах Ялты и Феодосии, в частности усиление прибрежного ветра над морем до значительных скоростей, 12–15 м/с, которое отсутствует в данных атмосферного реанализа.

На вертикальных разрезах, проведенных по нормали к берегу, изучена структура двух апвеллингов, отмечено главное различие: в ялтинском апвеллинге подъем вод был сосредоточен в узкой зоне, непосредственно примыкавшей к берегу, в феодосийском основной подъем происходил на некотором удалении от берега и его скорость не достигала таких больших значений, как в ялтинском апвеллинге. Показано, что понижение температуры поверхности моря вблизи указанных районов произошло именно вследствие апвеллинга, так как

уменьшение температуры поверхностных вод сопровождалось одновременным увеличением их солёности и совпало по времени с усилением соответствующей компоненты скорости прибрежного ветра (нормальной к берегу у Ялты и вдольбереговой у Феодосии).

Таким образом, проведенное мезомасштабное совместное моделирование позволило воспроизвести и детально изучить структуру и развитие двух реально наблюдавшихся у Южного берега Крыма апвеллингов, что было бы затруднительно сделать с использованием исключительно данных наблюдений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Блатов А. С., Иванов В. А.* Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря (на примере Южного берега Крыма). Киев : Наукова думка, 1992. 244 с.
2. Наблюдение квазитропического циклона над Черным морем / В. В. Ефимов [и др.] // Метеорология и гидрология. 2008. № 4. С. 53–62. EDN NXKQOX.
3. Реакция верхнего слоя Черного моря на прохождение циклона 25–29 сентября 2005 г. / Д. А. Яровая [и др.] // Метеорология и гидрология. 2020. № 10. С. 38–52. EDN CTZUFK.
4. Наблюдение цикла интенсивного прибрежного апвеллинга и даунвеллинга на гидрофизическом полигоне ИО РАН в Черном море / А. Г. Зацепин [и др.] // Океанология. 2016. Т. 56, № 2. С. 203–214. EDN VRYSTZ. <https://doi.org/10.7868/S0030157416020222>
5. *Ловенкова Е. А., Полонский А. Б.* Климатические характеристики апвеллинга у побережья Крыма и их изменчивость // Метеорология и гидрология. 2005. № 5. С. 44–52. EDN KUHLCST.
6. *Джиганшин Г. Ф., Полонский А. Б., Музылева М. А.* Апвеллинг в северо-западной части Черного моря в конце летнего сезона и его причины // Морской гидрофизический журнал. 2010. № 4. С. 45–57. EDN TOERUP.
7. *Горячкин Ю. Н., Иванов В. А.* Термохалинная структура и динамика вод на Черноморском подспутниковом полигоне // Мониторинг прибрежной зоны на Черноморском экспериментальном подспутниковом полигоне. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2014. С. 311–334. EDN TZMZJT.
8. *Полонский А. Б., Музылева М. А.* Современная пространственно-временная изменчивость апвеллинга в северо-западной части Черного моря и у побережья Крыма // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2016. № 4. С. 96–108. EDN UBAWLH. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2016-4-96-108>
9. *Горячкин Ю. Н.* Апвеллинг у берегов Западного Крыма // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34, № 5. С. 399–411. EDN YMQLYL. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-5-399-411>
10. *Станичная Р. Р., Станичный С. В.* Апвеллинги Черного моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18, № 4. С. 195–207. EDN BNEFXX. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-4-195-207>
11. Ветровые условия возникновения апвеллингов в районе Южного берега Крыма / И. Г. Шокурова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 4. С. 435–447. EDN HWSWUX.
12. *Толстошеев А. П., Мотыжев С. В., Лунев Е. Г.* Результаты долговременного мониторинга вертикальной термической структуры шельфовых вод на Черноморском гидрофизическом полигоне РАН // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 1. С. 75–87. EDN JOHOWF. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-1-75-87>
13. *Михайлова Э. Н., Полонский А. Б., Музылёва М. А.* О причинах понижения температуры поверхности воды в Каркинитском заливе Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2011. № 6. С. 28–35. EDN TOESDB.
14. *Осычнин В. И., Шапиро Н. Б.* Моделирование апвеллинга и даунвеллинга в океане // Морской гидрофизический журнал. 1993. №6. С. 3–16.

15. *Иванов В. А., Михайлова Э. Н., Шапиро Н. Б.* Моделирование ветровых апвеллингов на северо-западном шельфе Черного моря в окрестностях локальных особенностей рельефа дна // Морской гидрофизический журнал. 2008. № 3. С. 68–80. EDN YORKDZ.
16. *Коснырев В. К., Михайлова Э. Н., Шапиро Н. Б.* Численное моделирование апвеллинга в северо-западной части Черного моря // Метеорология и гидрология. 1996. № 12. С. 65–72.
17. *Ефимов В. В., Яровая Д. А., Барабанов В. С.* Численное моделирование апвеллинга у Южного берега Крыма 24–25 сентября 2013 года // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2023. № 1. С. 6–19. EDN SSUZYG. <https://doi.org/10.29039/2413-5577-2023-1-6-19>
18. The NOW regional coupled model: Application to the tropical Indian Ocean climate and tropical cyclone activity / G. Samson [et al.] // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2014. Vol. 6, iss. 3. P. 700–722. EDN UOMYNV. <https://doi.org/10.1002/2014MS000324>
19. *Madec G.* NEMO Ocean Engine. Notes du Pôle de Modélisation. Technical Report, No 27. 2008. Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France. 300 p.
20. *Valcke S.* The OASIS3 coupler: A European climate modelling community software // Geoscientific Model Development. 2013. Vol. 6, iss. 2. P. 373–388. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-373-2013>

Об авторах:

Яровая Дарья Александровна, ведущий научный сотрудник, отдел взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **SPIN-код: 9569-5642**, **ResearcherID: Q-4144-2016**, **ORCID ID: 0000-0003-0949-2040**, **Scopus Author ID: 57205741734**, darik777mhi-ras@mail.ru

Ефимов Владимир Васильевич, заведующий отделом взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, профессор, **SPIN-код: 4902-8602**, **ResearcherID: P-2063-2017**, **Scopus Author ID: 6602381894**, vefim38@mail.ru