

УДК 551.46 574

СОВРЕМЕННАЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ АПВЕЛЛИНГА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ И У ПОБЕРЕЖЬЯ КРЫМА

© 2016 г. А.Б. Полонский, М.А. Музылёва

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
e-mail: apolonsky5@mail.ru*

Поступила в редакцию 22.01.2013 г.

Процессы развития и трансформации зон ветрового апвеллинга в северо-западной части Черного моря и у берегов Крыма в теплый период года (май–октябрь) анализируются на основе многолетних данных о поле ветра и температуре поверхности воды, спутниковых наблюдений и результатов численного моделирования. Подтверждено наличие семи зон апвеллинга, каждая из которых характеризуется специфической пространственно-временной изменчивостью температуры поверхности воды. Прибрежный апвеллинг, сопровождаемый понижением температуры более чем на 5 °C за 12 час., чаще всего наблюдается в северо-западной части Черного моря (в среднем 3–4 случая за теплый сезон). У южного берега Крыма апвеллинг такого типа наблюдается 1–2 раза за сезон. Наибольшее количество апвеллингов фиксируется в июне. За последние 30 лет вследствие ослабления ветра общее количество случаев сгонного апвеллинга в северо-западной части Черного моря уменьшилось приблизительно на 23%, а у юго-западного побережья Крыма – почти втрое. В целом это благоприятствует развитию рекреационной инфраструктуры в регионе. Вместе с тем уменьшение повторяемости апвеллингов сопровождается существенным повышением температуры поверхностного слоя в теплый сезон, что приводит к обострению вертикальных градиентов плотности в верхней слое моря, может провоцировать эвтрофикацию прибрежных поверхностных вод и придонную гипоксию. Проанализирован редкий случай понижения температуры, охватывающего всю северо-западную часть Черного моря и прибрежные районы Крыма. На этом примере показано, что в некоторых районах горизонтальная адвекция (а не апвеллинг) может служить главной причиной резкого понижения температуры верхнего слоя прибрежной части моря.

Ключевые слова: прибрежный апвеллинг в Черном море, горизонтальная адвекция, региональные климатические тенденции.

Введение. Как известно, апвеллинг – это упорядоченное восходящее движение вод в Мировом океане. Интенсивный апвеллинг регулярно формируется в прибрежных районах вследствие сгона поверхностных вод. Влияние апвеллинга на процессы, происходящие в океанах и морях, чрезвычайно велико. В результате интенсивных восходящих движений поверхностные воды обогащаются биогенными веществами и, как следствие, в узкой прибрежной зоне создается богатая питательная среда для фито- и зоопланктона. На эти районы, занимающие менее 1% площади Мирового океана, приходится почти половина мирового улова рыбы [17, 18]. В то же время имеются отдельные водоемы, например Черное море, где интенсивный подъем вод может вызвать негативный эффект – поступление в поверхностные слои вод, за-

раженных сероводородом [6, 7]. В последнее время возросла необходимость детального изучения апвеллинга не только в связи с его промысловой значимостью, но и из-за влияния апвеллинга на климат интенсивно развивающихся морских рекреационных зон.

В Черном море прибрежный апвеллинг интенсифицируется в зимние месяцы, так как в холодное время наблюдается наибольшая интенсивность сгонных ветров [5]. Однако из-за небольших вертикальных градиентов температуры идентифицировать процесс в этот период по температуре поверхности практически невозможно. Летом, при интенсивном прогреве поверхностных вод,

апвеллинг сопровождается резким понижением температуры, что позволяет легко его идентифицировать.

В настоящей работе с целью изучения общих характеристик пространственно-временной изменчивости параметров летнего апвеллинга используются данные долговременных наблюдений за температурой верхнего слоя морской воды. Северо-западная часть Черного моря и берега Крыма относятся к международно-признанным курортам, а апвеллинг негативно влияет на их рекреационные качества. При наблюдаемых климатических тенденциях в Черноморском регионе [7, 15, 20] естественно ожидать изменения повторяемости и интенсивности апвеллинга.

Структура и динамика вод прибрежного апвеллинга в северо-западной части Черного моря и у побережья Крыма до сих пор недостаточно полно исследованы в связи с отсутствием здесь продолжительных синхронных наблюдений за полями течений и термохалинных характеристик. Кроме того, долговременные ряды данных наблюдений за температурой воды и соленостью, а также за характеристиками ветра представлены далеко не для каждой гидрометеорологической станции (ГМС). Недостаток этих данных может компенсировать атмосферный ре-анализ. Однако опубликованные данные показывают, что особенности усвоения метеорологических данных в различных спектральных моделях, используемых для ре-анализа, приводят к заметным отличиям результатов расчетов от данных контактных измерений [3]. Еще один источник данных для исследуемой акватории – спутниковые наблюдения. Как известно [12], они дают уникальную возможность единовременной фиксации температуры поверхности на больших акваториях, но в сравнительно тонком слое. Это не дает возможности изучить трехмерную структуру апвеллинга. Кроме этого, надежные спутниковые данные за длительный период отсутствуют. Поэтому для исследования динамики апвеллинга широко используются результаты численного моделирования. При этом возникает вопрос об адекватности задаваемых граничных условий реально наблюдаемым на поверхности моря характеристикам (особенно для поля ветра).

Несмотря на то, что опубликовано несколько работ по описанию и классификации апвеллинга в северо-западной части Черного моря и у берегов Крыма [5, 7–9, 12, 16], *комплексные исследования апвеллинга на основе анализа долговременных рядов данных и ре-анализа, результатов спутниковых наблюдений и численного моделирования не проводились*. В настоящей работе приведены результаты такого исследования. *Главная цель ра-*

боты – выявить основные закономерности формирования и изменчивости зон пониженной температуры поверхности воды в северо-западной части Черного моря и у берегов Крыма в теплый период года в связи с наблюдаемыми климатическими изменениями в регионе.

Материалы и методы исследований. Для комплексного анализа апвеллинга изученного региона были привлечены несколько типов данных:

- долговременные ряды данных стандартных гидрометеорологических наблюдений и атмосферных ре-анализов;
- спутниковые наблюдения за температурой поверхности;
- результаты численного эксперимента.

Для анализа полей ветра и характеристики апвеллинга использованы данные наблюдений следующих береговых ГМС: Очаков, Приморское, Одесса, Усть-Дунайск, Скадовск, Хорлы, Цареградское Гирло, Стерегиущий, Черноморское, м. Херсонес, Севастополь, м. Сарыч, м. Ай-Тодор, Евпатория, Алушта, Судак. В период с 1948 по 2008 г. данные наблюдений присутствуют на всех станциях (за исключением нескольких пропусков, обсуждаемых ниже). Этот же период охвачен ре-анализом американского центра прогнозов (NCEP). Важно, что временной отрезок с 1948 по 2008 г. содержит два климатических (30-летних) интервала, что позволяет оценить региональные последствия изменений климата. В работе использовались стандартные наблюдения, проводимые четыре раза в сутки (в синоптические сроки 3, 9, 15 и 21 час). Данные за 1964–1979 гг. на ГМС Алушта и Цареградское Гирло отсутствуют. Наиболее полный ряд наблюдений имеется на ГМС “Одесса-порт” (с 1930 г. с пропусками в военные годы). Анализ для всех отмеченных пунктов выполнен отдельно от других станций.

На основе стандартных наблюдений рассчитывались следующие характеристики ветра: средняя скорость, годовой ход среднемесячной скорости, повторяемость разных градаций скорости и направления. Кроме того, для анализа климатической изменчивости ветрового режима в Одесском заливе массивы срочных измерений скорости и направления ветра были разделены на два тридцатилетних периода (1945–1975 и 1975–2005 гг.). Апвеллинг идентифицировался по изменениям температуры поверхности с использованием методики [10]. В соответствии с ней, за апвеллинги принимались случаи, при которых температура поверхности понижалась более чем на 5 °C за 12 часов и такая холодная аномалия существовала более



Рис. 1. Расположение гидрометеорологических станций в регионе. Серые пронумерованные кружки – узлы регулярной сетки ре-анализа NCEP.

суток. Таким образом, случаи кратковременных и малоинтенсивных апвеллингов исключались из рассмотрения.

Помимо данных ГМС для характеристики режима ветра на северо-западной части Черного моря и у берегов Крыма использованы срочные данные ре-анализа NCEP о приводном поле ветра с 1948 г. (пространственное разрешение 2.5°) и ре-анализа японского метеорологического общества (JRA-25) с 1979 г. (разрешение 1.25°). На рис. 1 показано расположение ГМС и узлов регулярной сетки ре-анализа NCEP. Анализ качества данных проведен в работе [3]. Сделан вывод о приемлемом качестве данных, но занижении скорости ветра (на 25–30%).

Данные ре-анализа JRA-25 по ветру и приземному давлению использовались для характеристики синоптической ситуации в период развития апвеллинга. Для каждого случая длительного и интенсивного понижения температуры поверхности строились поля приводного ветра и давления в синоптические сроки. Эти поля затем использовались для анализа синоптической ситуации в период, непосредственно предшествующий апвеллингу, и при его развитии. Кроме того, данные ре-анализа использовались для построения роз ветров, соответствующих периодам апвеллинга в различных структурных зонах. Розы ветров строились в узлах регулярной сетки в открытом море, там, где данные стандартных гидрометеорологических наблюдений отсутствуют.

Для характеристики температуры поверхности в северо-западной части Черного моря и у берегов

Крыма привлечены данные спутниковых наблюдений [19]. Поскольку исследуемый район довольно часто закрыт облачностью, для анализа температуры воды выбирались несколько спутниковых снимков в сутки (обычно от одного до трех) за теплый период 1996–2011 гг. За случаи апвеллинга принимались понижения температуры более чем на 5°C между двумя последовательными наблюдениями. По данным спутниковых наблюдений выделялись структурные области прибрежного апвеллинга. Критерием для их выделения служили отрицательные аномалии температуры величиной $>5^\circ\text{C}$ [12].

Для анализа характеристик апвеллинга использовались также результаты численного эксперимента на основе численной многоуровневой модели [1]. Разрешение модели вдоль параллели и меридиана – $2.5' \times 1.25'$ (3.36×2.31 км). По вертикали сетка неравномерная. Шаг сетки изменяется от 0.5 м (у поверхности) до 45 м (в придонном слое). Максимальное число уровней в модели – 11. Минимальная глубина в прибрежной зоне моря задается равной 7 м. Используется приближение “твердой крышки”. Для описания процессов горизонтального обмена применены бигармонические операторы. На поверхности моря задаются тангенциальное напряжение трения ветра и равные нулю потоки тепла и солей. На жидкой границе ставятся условия свободного протекания. На дне принимается условие обтекания. На боковых твердых границах задаются условия прилипания, а также дополнительные условия, связанные с введением бигармонического оператора для диссипатив-

ного слагаемого (скорость и вторая производная принимаются равными нулю). Рассматривается северо-западный шельф с реальной топографией дна и береговой линией с учетом Днепро-Бугского лимана, Кинбурнской косы, Ягорлыцкого и Тендровского заливов, Тендровской и Джагарлычской кос, Джагарлыцкого залива.

Численный эксперимент проводился следующим образом. В начальный момент времени скорости течения во всей области принимались равными нулю, температура и соленость – горизонтально-однородными и стратифицированными по вертикали. В верхнем 4-метровом слое соленость равнялась 18, на более глубоких горизонтах – 18.5‰. Температура воды в этом слое задавалась равной 25 °С, на горизонтах 6.5 и 13.5 м – 19 и 12 °С, а глубже – равной 8 °С. На поверхности задавался северо-западный ветер. Расчет проводился на срок 2 суток.

Результаты и их анализ. Пространственно-временная изменчивость поля температуры поверхности моря в зоне прибрежного апвеллинга определяется пространственно-временной структурой поля ветра, региональными геоморфологическими и гидрологическими особенностями. Один и тот же ветер сгонного направления может приводить к различному понижению температуры воды верхнего слоя моря в зависимости от рельефа дна прибрежной зоны и вертикальной термической структуры вод в регионе, характеристика которых кратко описана ниже.

Геоморфологические особенности региона, вертикальная структура вод и типы апвеллинга. Северо-западная часть Черного моря и прибрежная зона Крыма характеризуются рядом существенных физико-географических различий. Акватория является наиболее обширным и мелководным шельфовым районом Черного моря (рис. 1). Ширина шельфа севернее линии Калиакра – Севастополь достигает 200 км. У южного берега Крыма имеет ширину, изменяющуюся в пределах 6–10 км на западе и 20–30 км на востоке. Причем изобата 50 м располагается в 500 м от берега, а изобата 20 м подходит к берегу уже на расстоянии до 200 м. Восточнее шельф еще больше расширяется – до 36 км в районе Феодосийского залива.

Такие географические особенности определяют возникновение того или иного типа апвеллинга. Прибрежный ветровой апвеллинг обычно подразделяют на три типа в зависимости от глубины прибрежных частей моря: сгонный, экмановский и смешанный [2]. Толщина экмановского слоя в северо-западной части Черного моря и у побережья Крыма составляет около 20 м. При глубинах, существенно превышающих толщину слоя Экмана,

наблюдается экмановский апвеллинг, характеризующийся тем, что полный поток дрейфовых течений направлен вправо под углом 90° к направлению ветра (т.е. апвеллинг возникает при вдольбереговом ветре). Он характерен для района южного берега Крыма. При глубинах, существенно меньших, чем толщина слоя Экмана (≤ 10 м, как, например, в Одесском заливе), формируется сгонный апвеллинг, который характеризуется дрейфовым переносом поверхностных вод от берега при ветре, дующим с берега. Смешанный апвеллинг наблюдается на глубинах, сравнимых с толщиной слоя Экмана, и характерен для остальной части акватории. При этом типе апвеллинга наблюдается отклонение полного потока дрейфовых течений вправо от направления ветра в несколько десятков градусов.

Понижение температуры поверхности моря при развитии апвеллинга в Черном море ограничено температурой холодного промежуточного слоя, которая изменяется в различные климатические периоды приблизительно в диапазоне 6–8 °С. Максимальные падения температуры поверхности при развитии апвеллинга, превышающие 20 °С, наблюдались за последние 75 лет в районе южного берега Крыма в те периоды, когда температура холодного промежуточного слоя была минимальной [21].

Характеристика регионального ветрового режима. На основе данных ре-анализа NCEP и стандартных гидрометеорологических наблюдений за весь исследуемый период выявлено, что для района южного берега Крыма характерна наибольшая повторяемость ветров западных и юго-западных направлений (рис. 2). На западном побережье Крыма в одних пунктах преобладают северо-западные ветры, а в других – западные и юго-западные (рис. 3). Это свидетельствует о значительной пространственной неоднородности поля ветра в данном районе. Можно отметить, что на береговых ГМС, расположенных на открытых равнинных участках побережья, преобладают те же направления ветра, что и в открытом море. Но на станциях, расположенных на участках побережья со сложной конфигурацией береговой черты и рельефом речных долин, формируются неоднородности поля ветра, которые могут вызывать локальный апвеллинг.

Наряду с пространственной выявлена значительная временная изменчивость поля ветра (рис. 4, 5). Например, в Одесском заливе преобладающими являются ветры западного и северо-западного направлений. На их долю (вместе с северными ветрами) приходится более 40% общего числа наблюдений. Вместе с тем данные ГМС “Одесса-порт” указывают на существенную кли-

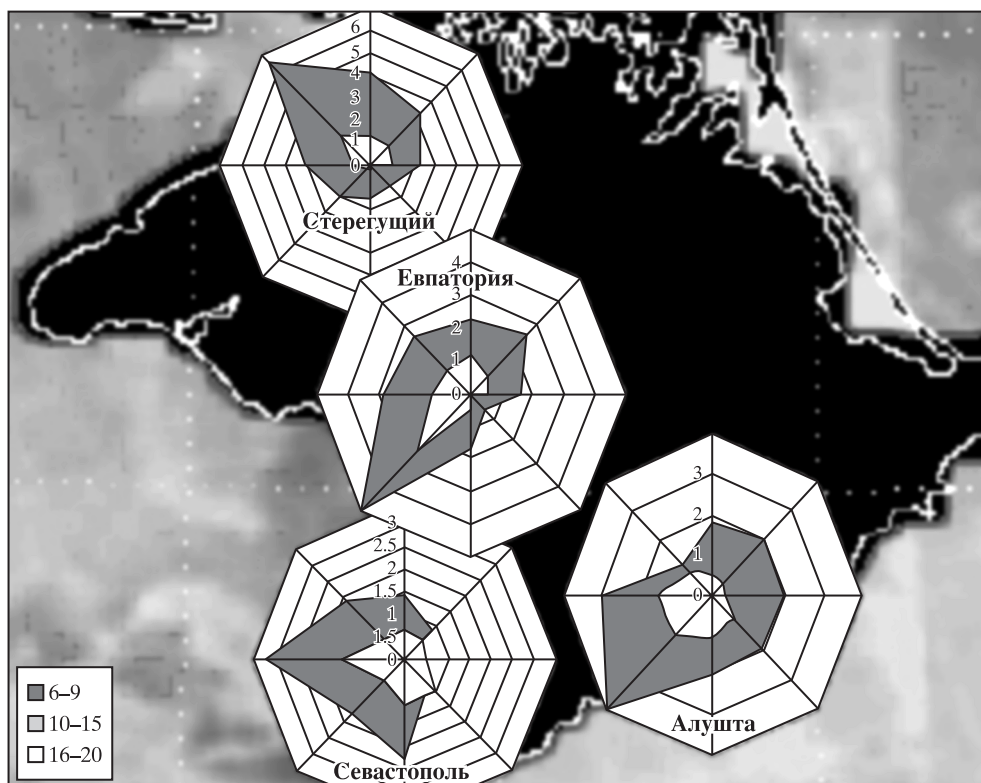


Рис. 2. Розы ветров по градациям скоростей от 6 до 20 м/с для некоторых ГМС Крыма в период с мая по сентябрь (1948–2008 гг.).

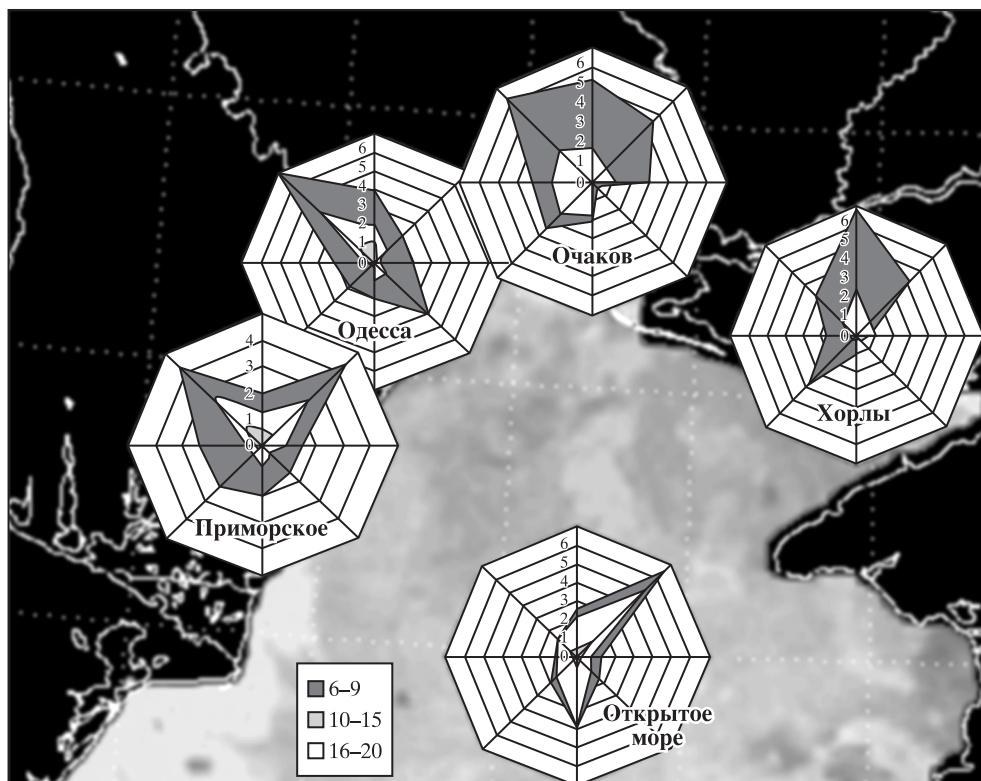


Рис. 3. Розы ветров по градациям скоростей от 6 до 20 м/с для некоторых ГМС северо-западной части Черного моря и по данным ре-анализа NCEP в период с мая по сентябрь (1948–2008 гг.).

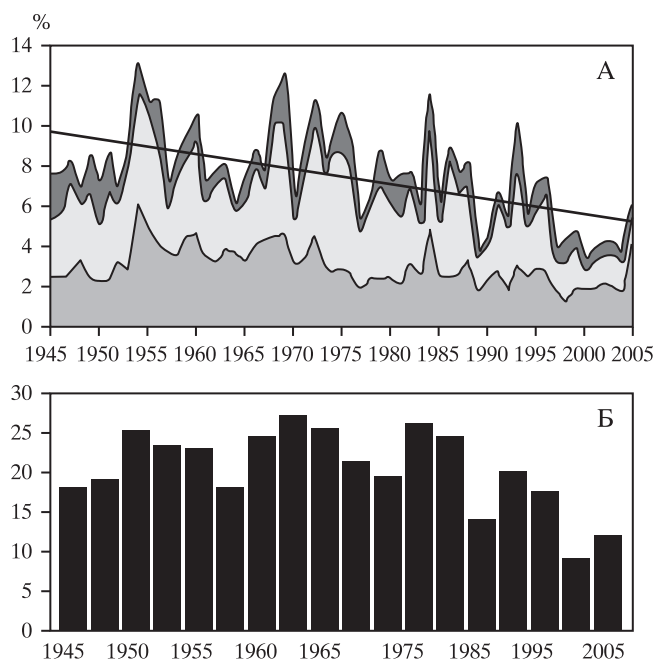


Рис. 4. Межгодовая изменчивость повторяемости (%) градаций скорости ветра северо-западного (показано темным цветом), западного (дано светлым) и северного (показано серым) направлений в районе ГМС Одесса (А) и повторяемости ветров сгонных направлений на ГМС Одесса (1945–2005 гг.) (Б). По оси ординат отложено общее количество случаев.

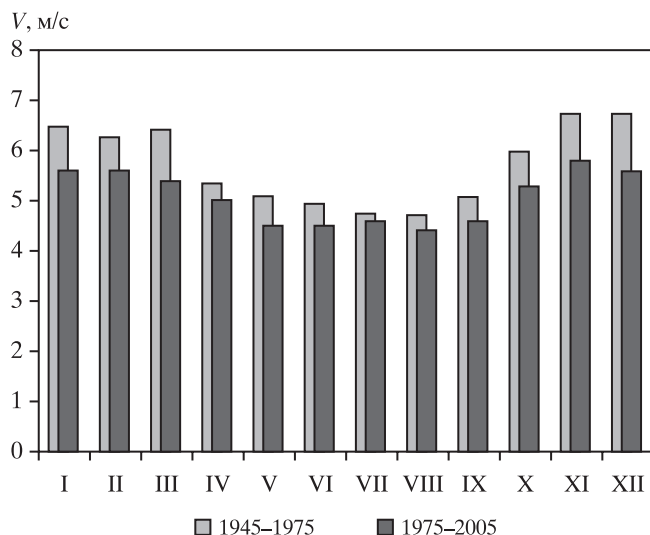


Рис. 5. Годовой ход среднемесячной скорости ветра (V) в Одессе в 1945–1975 и 1975–2005 гг.

матическую изменчивость ветра. Так, в период с 1975 по 2005 г. повторяемость ветров западного и северо-западного направлений составляла 37%, а ранее эта повторяемость достигала 57% [13]. Кроме этого наблюдается ослабление скорости ветра. Отрицательный тренд составляет около -0.1 м/с в год. Аналогичное ослабление отмечалось и на других региональных ГМС [20]. Значительная

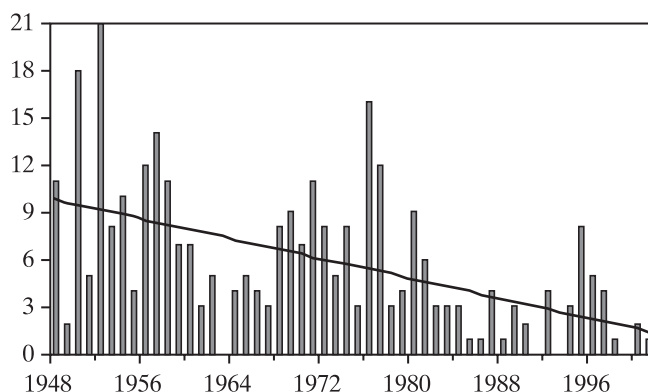


Рис. 6. Общее количество ежегодных летних понижений температуры, превышающих 5°C за 12 час., рассчитанных по данным ГМС м. Херсонес.

пространственно-временная изменчивость поля ветра на климатическом масштабе подтверждается сравнением полученных нами роз ветров с розами ветров, опубликованными более 40 лет тому назад [14]. В 1945–1975 гг. число сгонов превышало количество апвеллингов в последующее тридцатилетие, а максимальное количество апвеллингов наблюдалось в 1960-е годы. В течение последних 20 лет произошло резкое уменьшение сгонов, вызванное изменением ветрового режима (рис. 4). За период 1975–2005 гг. общее количество сгонов в Одесском заливе при северо-западном ветре в целом уменьшилось на 23.4% из-за ослабления скорости ветра, на что впервые обращено внимание в работе [13]. У м. Херсонес количество летних апвеллингов уменьшилось во второй половине XX в. втрое (рис. 6). Это привело к существенному увеличению летней температуры в регионе, превышающему $3^{\circ}\text{C}/50$ лет. Наибольшей повторяемостью характеризуются июньские апвеллинги из-за неглубокого залегания термоклина в этот период. Долговременное потепление поверхностного слоя сопровождается обострением вертикальных градиентов плотности в верхней слое моря, что может спровоцировать эвтрофикацию прибрежных вод и придонную гипоксию [4, 20]. Таким образом, наблюдающаяся тенденция к уменьшению количества летних апвеллингов в регионе, с одной стороны, благоприятствует развитию здесь рекреации, а с другой – порождает экологические проблемы.

Общая характеристика зон апвеллинга по спутниковым данным о температуре поверхности. Пространственная структура апвеллинг в северо-западной части Черного моря и у побережья Крыма, типичная для конца XX – начала XXI в., изучалась на основе данных спутниковых наблюдений. За период 1996–2011 гг. (по аналогии с [12, 21]) было выявлено семь зон апвеллинга

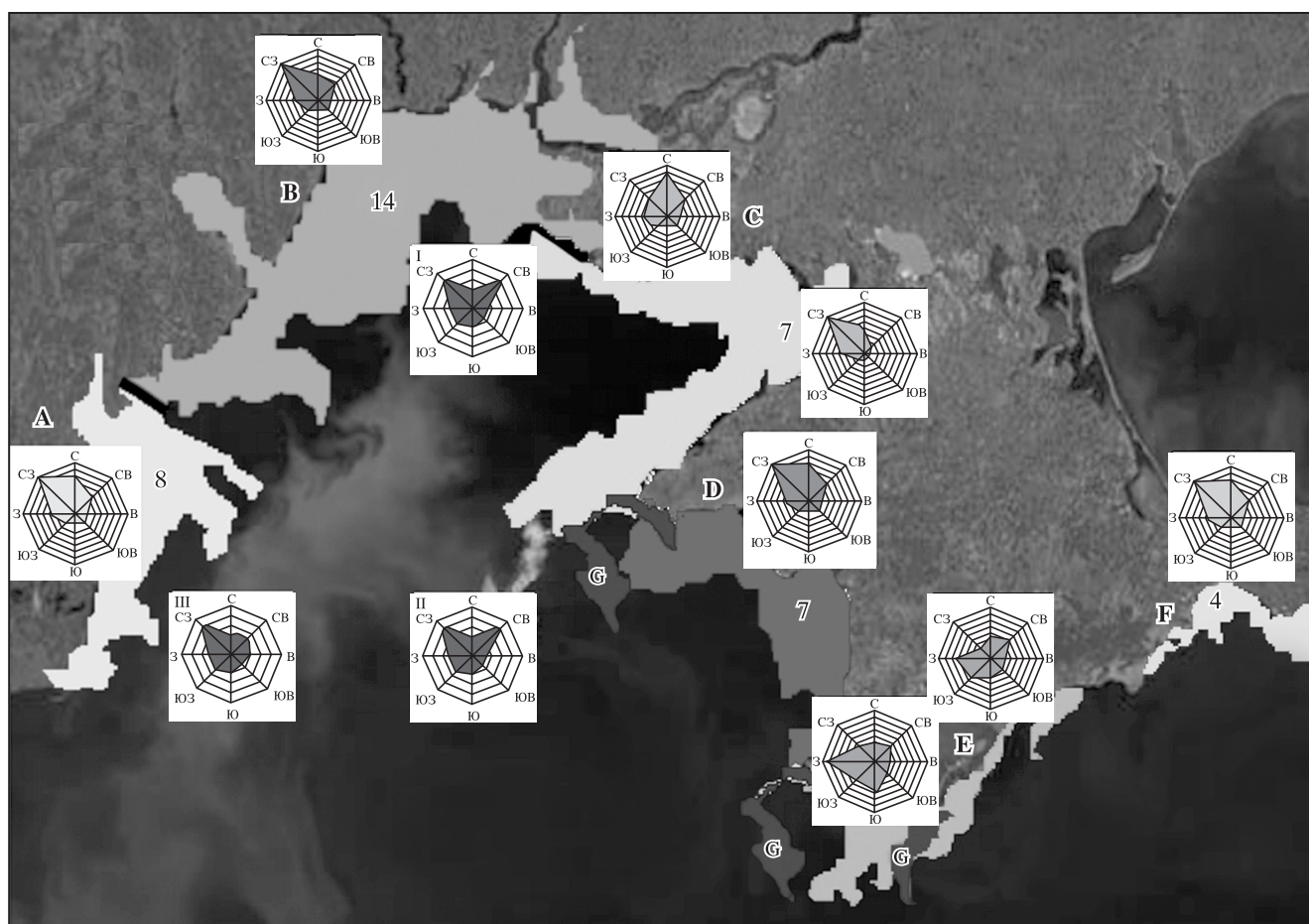


Рис. 7. Количество случаев апвеллинга в семи структурных зонах по данным спутниковых наблюдений (май–октябрь 1996–2011 гг.). Буквами А, В, С, D, E, F, G обозначены зоны, а арабскими цифрами внутри зоны – количество случаев апвеллинга за весь анализируемый период. Преобладающие направления ветров в период понижения температуры в семи структурных зонах показаны на розах ветров. Римскими цифрами обозначены три точки ре-анализа JRA-25.

(рис. 7). Все они характеризовались спецификой пространственно-временной изменчивости температуры поверхности моря. Анализ спутниковых снимков показал, что апвеллинг очень редко распространяется вдоль всего побережья северо-западной части Черного моря и Крыма. Чаще всего области пониженной температуры приурочены к отдельным участкам побережья, которые характеризуются особенностями конфигурации береговой линии, рельефа дна и ветрового режима, которые способствуют возникновению апвеллинга.

Апвеллинг от границы с Румынией до оз. Шагани (зона А) характеризуется средним временем существования – 2 сут. Общее количество апвеллингов, зафиксированных в теплый период 1996–2011 гг., – 43 случая. Типичные аномалии температуры 8–10 °С. Наблюдается апвеллинг смешанного типа (типичная глубина здесь – 13–26 м) при ветре северо-западного направления. Аномалии температуры распространяются до 50–52 км вглубь акватории.

Апвеллинг вдоль побережья от оз. Шагани до о. Долгий (зона В) наблюдается чаще всего, и он наиболее продолжителен. Северная часть зоны мелководна – типичные глубины 8–12 м. Поэтому здесь наблюдается апвеллинг сгонного типа при ветре северо-западного направления. Характерное время существования апвеллинга – до 6 суток, а типичные аномалии температуры – 5–8 °С. Всего в период 1996–2011 гг. в зоне В зафиксировано 57 случаев апвеллинга. Дальность распространения отрицательных аномалий температуры самая большая во всем исследуемом районе – до 100 км. Это является следствием наибольшей ширины шельфа в рассматриваемой зоне.

Вдоль побережья от о. Долгий до м. Тарханкут выделена структурная зона С. Акватория здесь характеризуется глубинами 20–26 м, поэтому наблюдается апвеллинг смешанного типа. Время существования апвеллинга – 2–3 суток, типичные аномалии температуры – 5–7 °С. За исследуемый период тут наблюдалось 48 случаев апвеллинга.

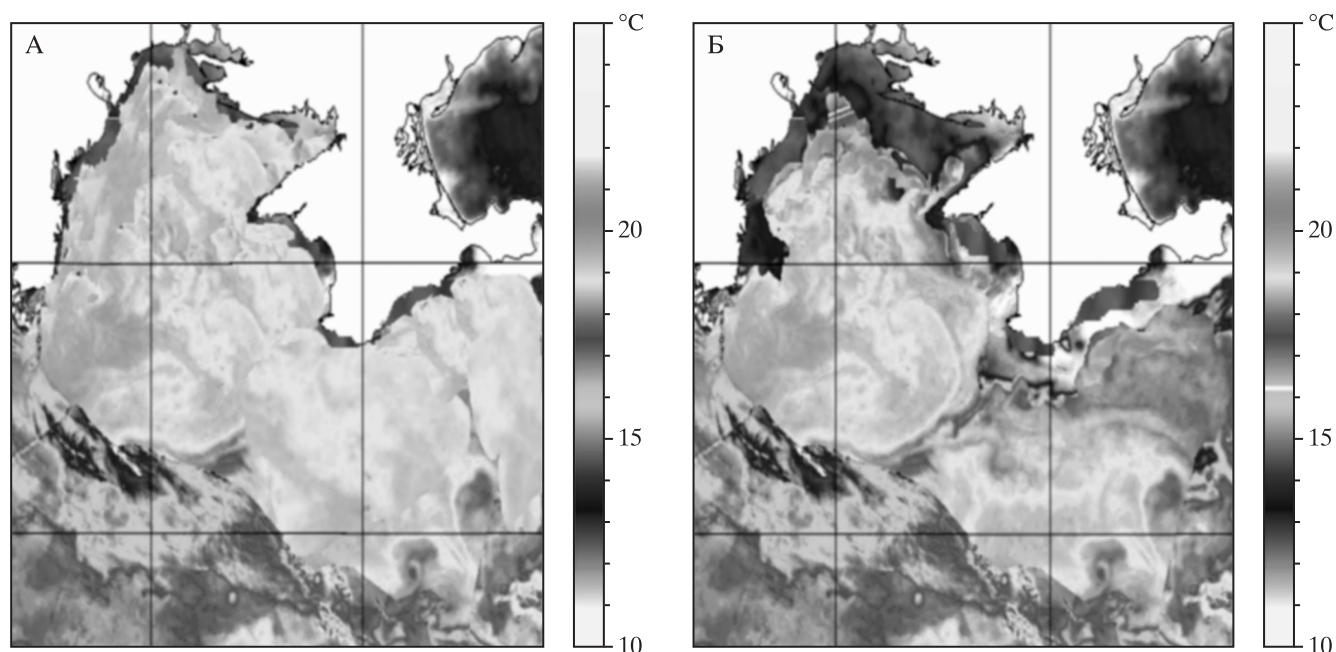


Рис. 8. Температура поверхности моря по данным спутниковых наблюдений: А – 12.06.2005 г. (21 час.), Б – 13.06.2005 г. (3 час.).

Для северной части *зоны С* сгонным является ветер северного направления. На начальной стадии развития апвеллинга при воздействии сгонного ветра понижения температуры приурочены к северной части этой зоны. В дальнейшем область пониженной температуры распространяется на весь Каркинитский залив. Как будет показано ниже, это – следствие горизонтальной адвекции.

Апвеллинг в Каламитском заливе выделен в структурную *зону D*. Типичная глубина акватории – 50 м, в южной части залива достигает 70 м. Поэтому здесь наблюдается экмановский апвеллинг, образующийся при воздействии ветра северо-западного направления. Характерное время существования – 3–4 суток, типичные аномалии температуры достигают 10 °С. За весь период исследований в *зоне D* наблюдалось 34 случая апвеллинга. Наибольшей площади апвеллинг достигает, когда он распространяется на весь Каламитский залив.

Апвеллинг вдоль свала глубин от м. Херсонес до м. Меганом (*зона E*) является экмановским, поскольку типичная глубина тут составляет 75 м. Он образуется при воздействии ветра юго-западного направления. Характерное время существования – до 4 суток, типичные аномалии температуры – до 15 °С. В период 1996–2011 гг. в *зоне E* зафиксировано 39 случаев апвеллинга. Из-за того, что свал глубин находится недалеко от берега, ширина распространения аномалий температуры не превышает 50 км.

Вдоль побережья от м. Меганом до Керченского пролива выделена *зона F*. Глубина в западной

части *зоны* порядка 10 м, поэтому здесь апвеллинг является сгонным и наблюдается при ветре северо-западного направления. В центральной и восточной частях *зоны F* глубина увеличивается, достигая 35 м. Поэтому апвеллинг тут смешанного типа. Причина квазисинхронного возникновения аномалий температуры во всей *зоне F* заключается в конфигурации береговой черты и рельефе дна. Действительно, северо-западный ветер – сгонный не только для западной и центральной, но и для восточной частей *зоны F*. Характерное время существования аномалий температуры – 3–4 суток, типичные величины аномалий – 5–6 °С. Количество зафиксированных апвеллингов за 1996–2011 гг. – 29 случаев. Граница распространения аномалий температуры вглубь акватории – 45 км.

В *зоне G* выделен специфический вид апвеллинга. Понижение температуры в этом районе может быть вызвано двумя причинами. Как показано в работе [9], апвеллинг является следствием перестройки полей плотности и температуры при приближении меандров Основного Черноморского течения к берегу. Другие исследования [5] свидетельствуют о том, что понижение температуры в этой *зоне* может быть следствием адвекции холодных вод при воздействии северного ветра. Апвеллинг в *зоне G* наблюдался за исследуемый период 11 раз. Аномалии температуры достигают 10 °С. Характерное время апвеллинга – до 3 суток. В дальнейшем языки пониженной температуры либо сливаются с апвеллингом в *зоне E* (2 случая), либо исчезают.

Таким образом, типичное число случаев понижения температуры поверхности в северо-западной части моря и у побережья Крыма в теплое время года, превышающее 5°C за период менее суток, изменяется от 1 до 4. Подчеркнем еще раз, что такая повторяемость типична именно для современного климатического периода. Для предыдущего климатического периода (30–60 л. н.) она была существенно больше. Кроме этого отмечается высокоамплитудная межгодовая изменчивость

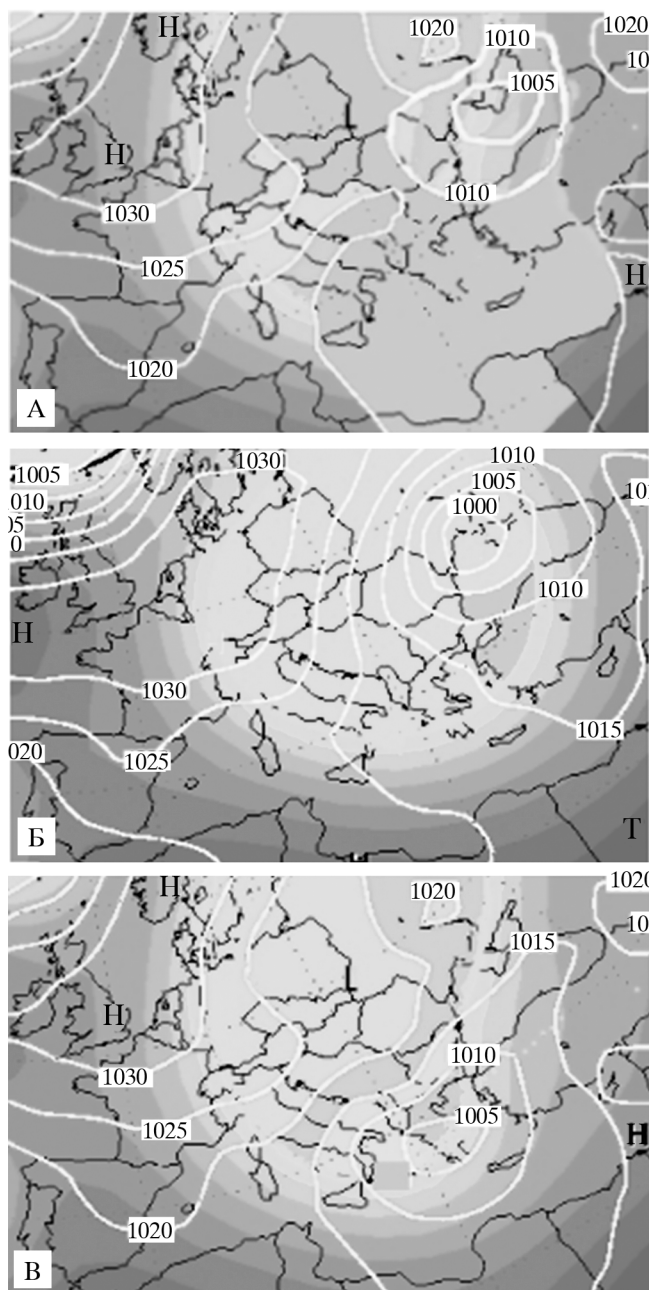


Рис. 9. Эволюция поля приводного давления по данным ре-анализа JRA-25: А – поле давления 12.06.2005 г. (21 час.), Б – поле давления 14.06.2005 г. (9 час.), В – поле давления 14.06.2005 г. (21 час.).

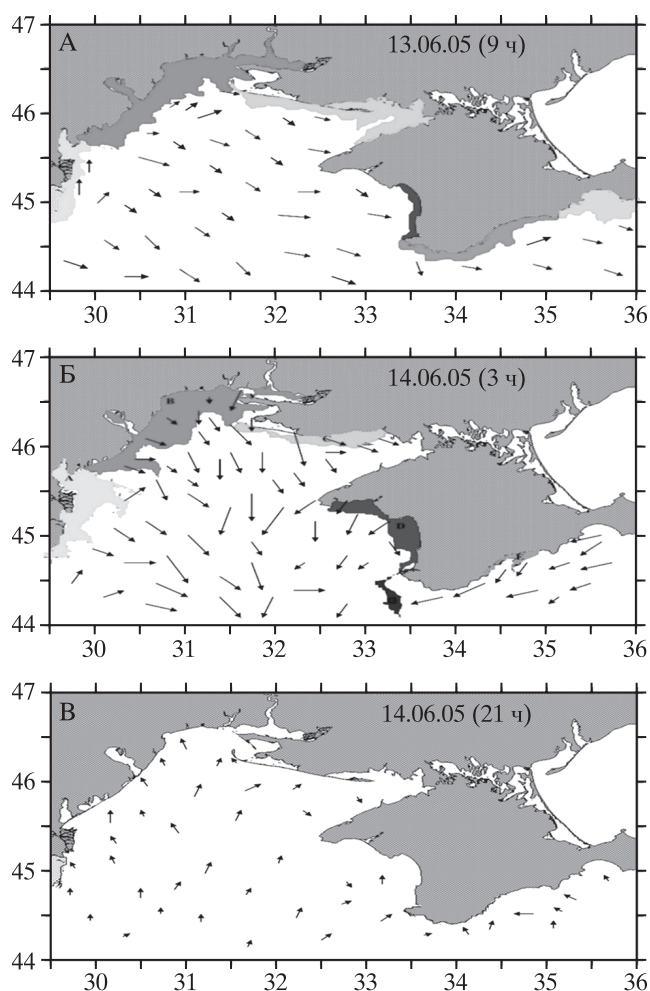


Рис. 10. Поле приводного ветра и области пониженной температуры поверхности моря: А – 12.06.2005 г. (21 час.), Б – 14.06.2005 г. (9 час.), В – 14.06.2005 г. (21 час.).

(рис. 6). Как показано в работе [21], в настоящее время ежегодное количество апвеллингов в теплый период изменяется в выделенных зонах от 0 до 6 на протяжении нескольких лет.

Анализ условий формирования интенсивного понижения температуры, наблюдавшегося во всех выделенных структурных зонах. Как уже отмечалось, чаще всего апвеллинг наблюдался в каждой из выделенных зон независимо друг от друга при определенных ветровых условиях. Однако в редких случаях резкое понижение температуры может быть во всех выделенных районах практически одновременно. За период 1996–2011 гг. таких случаев отмечалось два: 12.06 – 14.06.2005 г. (аномалии температуры -5 – -11°C) и 6.08 – 7.08.2008 г. (аномалии температуры -5 – -7°C). Рассмотрим более подробно первый, более интенсивный случай подъема вод (рис. 8–10).

За 12 час. до появления выраженных горизонтальных неоднородностей температуры поверхно-

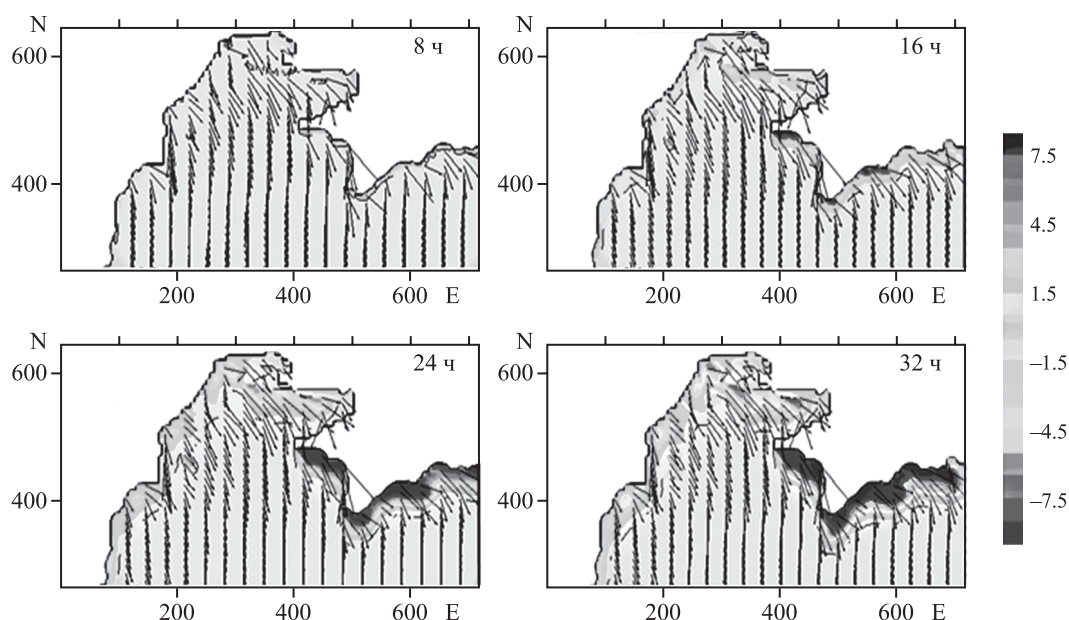


Рис. 11. Аномалий температуры поверхности моря (шкала дана справа в °C) и дрейфовые течения на поверхности по результатам численного эксперимента через 8, 16, 24 и 32 час. после начала действия ветра. Максимальная скорость течения – 20 см/с.

сти над северо-западной частью моря преобладал ветер южного, а над Крымом – юго-восточного направления. За 6 час. до понижения температуры ветер сменил свое направление на северо-западное. Скорость ветра в этот период составляла 15 м/с. Двое суток ветер сохранял свое направление. Причем максимальная скорость ветра (25–27 м/с) была зарегистрирована 13.06.2005 г. в 3 час. Затем интенсивность ветра снизилась до 17–19 м/с (в 9 час. 14.06.2005 г.), однако направление оставалось северо-западным. В 15 час. 14.06.2006 г. отмечены резкое уменьшение скорости ветра (до 10–11 м/с) и изменение его направления на южное.

Понижение температуры (с 24 до 17 °C) вдоль всего побережья от о. Змеиный до Алушты было отмечено 12.06.2005 г. в 21 час. Как видно из рис. 8, область пониженной температуры наблюдалась во всех структурных зонах уже в 3 час. 13.06.2005 г. Однако в зоне С апвеллинг достигает своего полного развития только в 21 час. 13.06.2005 г., когда температура у берега понизилась до 13–15 °C, что (как будет показано ниже) связано с горизонтальной адвекцией холодных вод. Своего максимального развития апвеллинг во всех семи структурных зонах достиг 14.06.2005 г. (в срок 9 час.), причем максимальная ширина апвеллинга (до 90 км) наблюдалась в северо-западной части моря. Затем области отрицательных аномалий температуры стали быстро сужаться и 14.06.2005 г. в 21 час. уже практически не наблюдались.

Такой сценарий был вызван редкой синоптической ситуацией. На рис. 9 и 10 представлены поля приземного давления и приводного ветра период с 12 по 14.06.2005 г., когда над Крымом медленно эволюционировал циклон. В центральной его части давление составляло около 1005 мбар. Увеличение скорости ветра до 27 м/с отмечается на вторые сутки. Северо-западный ветер сохраняет свою однородность только в северо-западной части моря. Вдоль побережья от Керченского пролива до м. Херсонес ветер (вследствие медленного движения циклона) меняет свое направление на северо-восточное со скоростью до 20 м/с. Северо-западнее наблюдался обширный малоподвижный антициклон (давление в центральной части более 1030 мбар), который оказывал блокирующее воздействие на перемещение циклона с центром над Крымом. Это привело к формированию больших горизонтальных градиентов давления в исследуемом регионе и явилось причиной сильного и устойчивого северо-западного ветра, что и привело к понижению температуры поверхности во всех анализируемых зонах.

Для анализа механизма развития апвеллинга и горизонтальной адвекции холодных вод в Каркинитском заливе были привлечены результаты численного моделирования, кратко описанные в работе [11]. При этом на поверхности задавался внезапно возникший северо-западный однородный стационарный ветер (тангенциальное напряжение принималось равным $4 \text{ см}^2/\text{с}^2$, что примерно соответствует скорости 15 м/с), поскольку именно та-

кой ветер наблюдался в период, когда устойчивое понижение температуры поверхности отмечалось во всех выделенных зонах, включая Каркинитский залив (в июне 2005 г.). Расчет проводился на срок 2 сут.

Качественный анализ результатов моделирования показал, что апвеллинг развивается равномерно вдоль всего побережья северо-западной части моря и Крыма, аномалии температуры максимальны у приглубого берега Крыма (рис. 11). Это в целом согласуется с реально наблюдавшимся случаем апвеллинга 12–14.06.2005 г. В обоих случаях понижение температуры в зоне С развивалось с небольшим запаздыванием по сравнению с остальными структурными зонами. Кроме этого визуально прослеживается перемещение области пониженной температуры от северной части Каркинитского залива к югу, что свидетельствует об адвективном происхождении отрицательных аномалий температуры в южной части Каркинитского залива. Аномалии температуры у побережья Крыма и в северо-западной части Каркинитского залива достигают 7.5 °C через 16–32 час. после начала действия ветра. Ясно, что это происходит вследствие развития апвеллинга в той части прибрежной зоны (от границы с Румынией до Керченского пролива), для которой северо-западный ветер является сгонным. Апвеллинг в зоне С развивается вдоль северного побережья Каркинитского залива. Однако в этой зоне области пониженной температуры занимают не только северную часть Каркинитского залива, находящуюся под действием сгонного северо-западного ветра, но и южную его часть, для которой ветер этого направления является, наоборот, нагонным.

Для подтверждения качественного вывода о механизме понижения температуры воды в зоне С был проведен анализ баланса слагаемых в уравнении температуропроводности для верхнего перемешанного слоя на основе данных численного эксперимента. Рассматривался баланс слагаемых в уравнении температуропроводности для верхнего слоя вод Каркинитского залива. Оказалось, что в северной части Каркинитского залива нестационарность температуры в верхнем слое моря балансируется вертикальной адвекцией тепла, что свидетельствует о преимущественно апвеллинговом происхождении холодных вод. В южной же части Каркинитского залива понижение температуры почти полностью связано с горизонтальной адвекцией в меридиональном направлении. Апвеллинг здесь отсутствует. Наблюдается слабый даунвеллинг, что видно по знаку вертикальной скорости. По данным численного эксперимента, генерируемые ветром скорости дрейфового те-

чения в северо-западной части моря достигают 20 см/с, что подтверждает важную роль горизонтальной адвекции тепла в регионе. Горизонтальная адвекция вносит вклад в изменение температуры при развитии апвеллинга (до 40% от вертикальной адвекции).

Таким образом, результаты численного эксперимента подтвердили ранее сделанный вывод об адвективном характере понижения температуры в южной части Каркинитского залива при северо-западном ветре.

Выводы. В результате комплексного анализа характеристик поля ветра и апвеллинга в северо-западной части моря и у побережья Крыма выявлено

- на протяжении почти всего теплого периода года (май–октябрь) наблюдаемое поле ветров способствуют регулярному возникновению апвеллинга в различных частях северо-западной части моря и у побережья Крыма. Наблюдается существенная пространственная неоднородность поля ветра, вызывающая в отдельных пунктах локальный апвеллинг;

- в теплый период года прибрежный апвеллинг, сопровождаемый понижением температуры более чем на 5 °C за 12 час., чаще всего наблюдается в северо-западной части моря (в среднем 3–4 случая за теплый сезон). У южного берега Крыма апвеллинг наблюдается 1–2 раза за теплый сезон. Наибольшее количество апвеллингов фиксируется в июне. Общее количество случаев сгонного апвеллинга в северо-западной части моря снизилось приблизительно на 23% за последние 30 лет вследствие ослабления ветра. У юго-западного побережья Крыма уменьшение повторяемости апвеллингов достигло почти 300%. Тенденция к уменьшению количества летних апвеллингов в регионе, с одной стороны, благоприятствует развитию здесь рекреации, а с другой – порождает экологические проблемы;

- в результате анализа данных спутниковых наблюдений подтверждено наличие семи зон апвеллинга в северо-западной части моря и у берегов Крыма. Все они характеризуются спецификой пространственно-временной изменчивости температуры при развитии апвеллинга. В большинстве случаев апвеллинг возникает в каждой из выделенных зон независимо друг от друга при определенных ветровых условиях, характеризующихся значительной пространственно-временной неоднородностью;

- анализ спутниковых данных за 1996–2011 гг. выявил два случая понижения температуры, ох-

ватывающего все исследуемые зоны. На примере одного из них, наблюдавшегося 12–14.06.2005 г., показано, что причина такого понижения заключалась в устойчивом северо-западном ветре, действовавшем над всем регионом. Он привел к развитию апвеллинга в большинстве анализируемых районах (для которых он является сгонным) и дальнейшему распространению сформировавшихся отрицательных аномалий температуры на прилегающие районы за счет горизонтальной адвекции.

Благодарность. В заключение выражаем благодарность двум анонимным рецензентам за ценные замечания и предложения по улучшению качества рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андросович А.И., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Численная модель и расчеты циркуляции вод северо-западной части Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 1994. № 5. С. 28–42.
2. Архипкин В.С., Еремеев В.Н., Иванов В.А. Апвеллинг в пограничных областях океана. Севастополь: МГИ НАН Украины, 1987. 46 с. Препринт.
3. Белоусов В.В., Воскресенская Е.Н., Гармашов А.В. Сравнительный анализ характеристик ветра по модельным расчетам с помощью GFDL, по данным ре-анализа JRA-25 и стандартным наблюдениям // Системы контроля окружающей среды. Средства, информ. технологии и мониторинг. 2010. Вып. 14. С. 164–167.
4. Берлинский Н.А. Механизм формирования придонной гипоксии в шельфовых экосистемах // Водные ресурсы. 1989. № 4. С. 112–121.
5. Блатов А.С., Иванов В.А. Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря (на примере южного берега Крыма). Киев: Наукова думка, 1992. С. 30–76.
6. Брянецев В.А., Фащук Д.Я. Причины черноморских заморов // 5-ая Всесоюзная конференция: “Вопросы промысловой океанологии Мирового океана”. Калининград. 1979. С. 23–26.
7. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР / Отв. ред. Ф.С. Терзиев. Т. 4. Гидрометеорологические условия. Вып. 1. Черное море. СПб.: Гидрометеоздат, 1991. 430 с.
8. Доценко С.А. Изменчивость термохалинной структуры и циркуляции вод в Одесском регионе // Гидрометеорология и охрана окружающей среды / Тез. докл. на юбилейной междунар. конф., посвященной 70-летию Одесского гос. экол. ун-та. Одесса. 2002. С. 248–249.
9. Иванов В.А., Михайлова Э.Н. Апвеллинг в Черном море. Севастополь: НПЦ “ЕКОСИ-Гидрофизика”, 2008. 92 с.
10. Ловенкова Е.А., Полонский А.Б. Климатические характеристики апвеллинга у побережья Крыма и их изменчивость // Метеор. и гидрол. 2005. № 5. С. 44–52.
11. Михайлова Э.Н., Музылёва М.А., Полонский А.Б. О причинах понижения температуры поверхности воды в Каркинитском заливе Черного моря // Морской гидрофиз. журнал. 2011. № 6. С. 28–35.
12. Михайлова Э.Н., Музылёва М.А., Полонский А.Б. и др. Пространственно-временная изменчивость характеристик апвеллинга в северо-западной части Черного моря и у побережья Крыма в 2005–2008 гг. // Системы контроля окружающей среды. Средства, информ. технологии и мониторинг. 2009. Вып. 12. С. 318–321.
13. Полонский А.Б., Музылева М.А. Характеристика межгодовой изменчивости ветрового режима и апвеллинга в Одесском заливе // Системы контроля окружающей среды. Средства, информационные технологии и мониторинг. 2008. Вып. 10. С. 333–336.
14. Справочник по климату Черного моря. М.: Гидрометеоздат, 1974. 405 с.
15. Титов В.Б. Сезонная и многолетняя изменчивость климатических условий над акваторией Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Под ред. А.Г. Зацепина, М.В. Флинта. М.: Наука, 2002. С. 9–20.
16. Толмазин Д.М., Шнайрман В.А., Ациховская Ж.М. Проблемы динамики вод северо-западной части Черного моря. Киев: Наукова думка, 1969. 130 с.
17. Allen J.S. Upwelling and Coastal Jets in a Continuously Stratified Ocean // J. Phys. Oceanogr. 1973. № 3. P. 245–257.
18. Govorushko S.M. Upwelling and Downwelling: Description, Mechanisms and Biological and Climatic Significance // Upwelling: Mechanisms, Ecological Effects and Treats to Biodiversity / Ed. by W.E. Fischer and A.B. Green. N.Y.: Nova Science Publ. Inc., 2013. P. 77–88.
19. <http://ds.data.jma.go.jp/>.
20. Ilyin Yu.P. Observed long-term changes in the Black sea physical system and their possible environmental impact // Towards a “Mediterraneanization” of the Black Sea. Physical and biological changes / CIESM Workshop 39. 3–6 June. Trobzon. Turkey. 2009. P. 27–43.
21. Polonsky A.B. Upwelling in the Northern Black Sea: Description, Mechanisms and Impact on the Chlorophyll-A Concentration // Upwelling: Mechanisms, Ecological Effects and Treats to Biodiversity / Ed. by W.E. Fischer and A.B. Green. N.Y.: Nova Science Publ. Inc., 2013. P. 59–76.

Modern Spatial-Temporal Variability of Upwelling in the North-Western Black Sea and off the Crimea Coast

A.B. Polonskii and M.A. Muzyleva

*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Science, Sevastopol, Russia
e-mail: apolonsky5@mail.ru*

The processes of development and transformation zones of the wind upwelling in the north-western Black Sea and off the coast of Crimea in the warm season (May-October) are analyzed on the basis of many years data on wind field and the water surface temperature, satellite observations and results of numerical simulation. The presence of seven of the upwelling zones is confirmed, each of which is characterized by a specific spatial-temporal variability of the surface temperature of the water. Coastal upwelling accompanied by lowering the temperature by more than 5 °C in 12 hours most often is observed in the north-western Black Sea (on average 3–4 cases per warm season). Off the southern coast of Crimea upwelling of this type is observed 1–2 times per season. The greatest number of upwellings is recorded in June. Over the past 30 years due to the weakening of the wind, the total number of cases of the wind upwelling in the northwestern part of the Black Sea decreased by about 23%, and in the south-western coast of the Crimea is almost three times. In principle, this favors the development of recreational infrastructure in the region. However, reducing the frequency of occurrence of upwelling is accompanied by a significant increase in temperature of the surface layer in the warm season that leads to an aggravation of the vertical density gradients in the upper layer of the sea and can cause eutrophication of coastal surface waters and near-bottom hypoxia. A rare case of lowering the temperature, covering the entire north-western part of the Black Sea and the coastal areas of the Crimea was analyzed. This example shows that in some areas the horizontal advection (not upwelling) can serve as the main reason for the sharp drop in temperature of the upper layer of the coastal part of the sea.

Keywords: coastal upwelling in the Black Sea, horizontal advection, regional climate trends.

doi:10.15356/0373-2444-2016-4-96-108