

Статистический анализ и численное моделирование осцилляций гидродинамических параметров моря в субинерционном диапазоне на шельфе Крыма

© 2015 В.А. Иванов, А.В. Багаев, О.А. Дымова, Т.В. Пластун

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
E-mail: andrei.bagaiev@yandex.ru*

Поступила 28.07.2015 г.

Проведено исследование результатов численных прогностических экспериментов по моделированию циркуляции Черного моря, выполненных на основе термогидродинамической вихререзающей модели МГИ. С помощью спектрального Фурье-анализа выделены спектральные максимумы в колебаниях компонент вектора скорости течений, температуры, солености и вертикальной скорости для выбранных станций. С использованием экспертных оценок и сопоставления с ранее выполненными исследованиями полученные энергонесущие осцилляции были интерпретированы. Приведено описание известных волновых процессов и показана их связь с характеристиками модели. Временной диапазон численного расчета определялся доступностью данных о внешних потоках массы и энергии (реанализ состояния атмосферы). Рассмотрены гидродинамические параметры за апрель 2006 г. и период с мая по сентябрь 2013 г. Отмечено, что сезонная изменчивость стратификации и высокая чувствительность модели к ветровому воздействию определяют спектральные характеристики волновых процессов на субинерционных масштабах и интенсивность перемешивания верхнего квазиоднородного слоя.

Ключевые слова: осцилляции, внутренние волны, шельф, Черное море, численное моделирование, спектры.

Введение. В акватории Черного моря шельф Крыма выделяется как район, подверженный наиболее интенсивной хозяйственной и рекреационной нагрузке. Как отмечалось в [1], для изучения антропогенного воздействия на шельф необходимо знать характер циркуляции вод и зависимость их термохалинной структуры от разнообразных гидрометеорологических факторов. Динамика моря на климатических масштабах изучена достаточно хорошо с помощью экспериментальных методов и численного моделирования. Новое поколение сенсоров и платформ, таких как дрейфующие профиломеры, глайдеры, оптические и инфракрасные спутники и высокочастотные радары, предоставляет доступ к информации о текущем состоянии океана с более высокой степенью точности и оперативности. Активное и повсеместное использование высокопроизводительных вычислений в моделировании порождает огромные массивы данных реанализа и прогноза состояния морской среды с высоким пространственно-временным разрешением. Лишь объединенные усилия ученых и государственных структур из разных стран сделали возможными комплексные системы мониторинга состояния океана как в глобальном, так и в региональном масштабах, что позволяет наполнять базы

данных информацией о явлениях и структурах, происходящих на субинерционных частотах и синоптических масштабах.

Целью данного этапа исследований было получение информации о параметрах волновой динамики, структуры колебаний циркуляции вод и вертикальной термохалинной структуры моря на шельфе Крыма. Для этого проведена серия численных расчетов по модели Морского гидрофизического института (МГИ) с высоким пространственным разрешением [2, 3], чтобы оценить вклад различных факторов, формирующих состояние моря в весенне-летний период в тестовых акваториях.

Объектом исследований являлась акватория Черного моря, расположенная вблизи берега и над шельфовым склоном в районе океанографической платформы напротив пгт Кацивели.

Методом исследования выбран пространственно-временной и статистический анализ рядов температуры, солености и течений на выбранных станциях с привлечением результатов предыдущих теоретических исследований и экспедиционных наблюдений.

Согласно принятой классификации изменчивости гидрофизических полей, основное внимание было уделено двум интервалам пространственно-временной изменчивости: мезомасштабным неоднородностям (от сотен метров до километров, периоды от часов до суток), проявляющимся в виде внутренних волн, топографических, инерционных и приливных колебаний, и синоптическим неоднородностям (десятки километров, периоды несколько суток), проявляющимся в виде волн Россби и синоптических вихрей. Эти формы изменчивости на фоне квазипериодической циркуляции вносят определяющий вклад в динамику распространения морских загрязнений. Кроме того, внутренние волны могут участвовать в захвате и распространении загрязнений на большие расстояния подобно течениям. Понимание механизмов такого воздействия невозможно без уточнения их характеристик, особенностей динамики при различных сочетаниях условий окружающей среды. В нашем исследовании мы в основном пытались решать задачу описания изменчивости на выбранных масштабах с помощью линейной волновой теории с использованием метода возмущений, что было начато еще в работе [4].

Наряду с экспериментальными и теоретическими исследованиями поля течений и термохалинной структуры Черного моря существует обширная научная литература, посвященная волновой динамике в шельфовых зонах [5 – 8]. Южный берег Крыма, рейд Севастополя, океанографическая платформа в пгт Кацивели и Керченский пролив традиционно являлись региональным полигоном наиболее интенсивного мониторинга волновых процессов на инерционных и субинерционных частотах. В частности, в 80-е годы прошлого века были обобщены [7] наиболее совершенные на то время данные измерений автономных буйковых станций (АБС). Комплексный анализ массивов, объединивших данные АБС, донных установок, измерений с океанографической платформы и гидрологических съемок на НИС «Профессор Колесников», до сих пор остается непревзойденным по плотности натурального эксперимента и широте энергетического спектра исследованных динамических процессов. Также опубликован ряд оригинальных работ по моделирова-

нию волновых движений [9 – 13], в которых формируется понимание роли шельфа как волновода, определяющего эти колебания; подчеркивается важное значение изменчивости ширины шельфа и формы береговой черты; описывается механизм энергообмена баротропных осцилляций с квазистационарным струйным течением, условно представляющим Основное Черноморское течение (ОЧТ).

Физике баротропных и бароклинных осцилляций в стратифицированном бассейне, взаимодействию волновых движений с полем крупномасштабных течений и их вкладу в водообмен между шельфом и открытым морем посвящены работы [14, 15]. При этом известный благодаря экспериментальным исследованиям [1] спектр колебаний на инерционных и субинерционных частотах удалось воспроизвести с помощью трехмерной численной модели циркуляции Черного моря *GHER* [14].

Описание модели. Уравнения модели в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды записаны в декартовой системе координат. Ось x направлена на восток, ось y – на север, ось z – вертикально вниз. Система уравнений имеет вид

$$u_t - (\zeta + f)v + wu_z = -g\zeta_x - \frac{1}{\rho_0}(P'+E)_x + (v_v u_z)_z - \nu_H \nabla^4 u, \quad (1)$$

$$v_t + (\zeta + f)u + wv_z = -g\zeta_y - \frac{1}{\rho_0}(P'+E)_y + (v_v v_z)_z - \nu_H \nabla^4 v, \quad (2)$$

$$u_x + v_y + w_z = 0, \quad (3)$$

$$\zeta_t + \int_0^H (u_x + v_y) dz = (Pr - Ev) / \rho_1, \quad (4)$$

$$P = g\rho_0\zeta + g \int_0^z \rho d\mu = g\rho_0\zeta + P', \quad (5)$$

$$T_t + (uT)_x + (vT)_y + (wT)_z = -\kappa^H \nabla^4 T + (\kappa^T T_z)_z - \frac{\partial I}{\partial z}, \quad (6)$$

$$S_t + (uS)_x + (vS)_y + (wS)_z = -\kappa^H \nabla^4 S + (\kappa^S S_z)_z, \quad (7)$$

$$\rho = \varphi(T, S), \quad (8)$$

где u, v, w – компоненты вектора скорости; ζ – возвышение свободной поверхности; f – параметр Кориолиса; g – ускорение свободного падения; P – давление; Pr – поток осадков; Ev – поток испарения; T – температура; S – соленость; ρ – плотность морской воды; $\rho_0 = 1 \text{ г/см}^3$; ρ_1 – отклонение плотности от ρ_0 ; ν_v, ν_H – коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной

вязкости соответственно; κ^H – коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии; κ^T – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии тепла; κ^S – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии соли;

$$\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}, \quad E = \rho_0 \frac{u^2 + v^2}{2}.$$

Уравнение (4) получено в предположении выполнения линейризованного кинематического условия $w = -\zeta_t + \frac{Pr - Ev}{\rho_1}$. Последнее слагаемое в (6) описывает изменение температуры с учетом влияния коротковолновой радиации. Здесь

$$I(z) = Swr(a \cdot \exp(-z/b_1) + (1-a)\exp(-z/b_2)), \quad (9)$$

где Swr – коротковолновая радиация на поверхности моря; a , b_1 , b_2 – эмпирические константы, которые подбираются на основе численных расчетов. Параметризация, используемая в уравнении (9), получена в работе [16].

Для описания вертикальной турбулентной вязкости и диффузии используется приближение Пагановски – Филандера [17].

Краевые условия для системы уравнений (1) – (8) запишем в следующем виде:

– на поверхности ($z = 0$)

$$\begin{aligned} v_v u_z = -\tau^x, \quad v_v v_z = -\tau^y, \\ \kappa^T T_z = Q^T, \quad \kappa^S S_z = \frac{Ev - Pr}{\rho_1} S_0 + \beta(S^{cl} - S_0), \end{aligned} \quad (10)$$

где (τ^x, τ^y) – компоненты касательного напряжения трения ветра; Q^T – поток тепла за вычетом коротковолновой радиации; S_0 – поверхностная соленость; S^{cl} – климатическая соленость; β – параметр релаксации;

– на дне ($z = H(x, y)$):

$$u = 0, \quad v = 0, \quad w = 0, \quad T_z = 0, \quad S_z = 0; \quad (11)$$

– на твердых боковых стенках:

– для меридиональных участков границы

$$\begin{aligned} u = 0, \quad \nabla^2 u = 0, \quad v_x = 0, \quad \nabla^2 v_x = 0, \\ T_x = 0, \quad (\nabla^2 T)_x = 0, \quad S_x = 0, \quad (\nabla^2 S)_x = 0, \end{aligned} \quad (12)$$

– для зональных участков границы

$$\begin{aligned}
v = 0, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \\
T_y = 0, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad S_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0;
\end{aligned}
\tag{13}$$

– на участках границы, где вода втекает, используются условия Дирихле:
– для меридиональных участков

$$\begin{aligned}
u = u^p, \quad \nabla^2 u = 0, \quad v_x = 0, \quad \nabla^2 v_x = 0, \\
T = T^p, \quad S = S^p, \quad (\nabla^2 T)_x = 0, \quad (\nabla^2 S)_x = 0,
\end{aligned}
\tag{14}$$

– для зональных участков

$$\begin{aligned}
v = v^p, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \\
T = T^p, \quad S = S^p, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0;
\end{aligned}
\tag{15}$$

– для верхнебосфорского течения и для обратного черноморского потока

$$\begin{aligned}
v = v^s, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \\
T_y = 0, \quad S_y = 0, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0.
\end{aligned}
\tag{16}$$

В формулах (14) – (16) введены следующие обозначения: u^p, v^p, v^s – скорость в устьях рек и проливах соответственно; T^p, S^p – температура и соленость в реках.

В качестве начальных при $t = t^0$ приняты следующие условия:

$$\begin{aligned}
u = u^0(x, y, z), \quad v = v^0(x, y, z), \quad \zeta = \zeta^0(x, y), \\
T = T^0(x, y, z), \quad S = S^0(x, y, z).
\end{aligned}
\tag{17}$$

Таким образом, решается система уравнений (1) – (8) с соответствующими краевыми условиями (10) – (16) и начальными условиями (17). Конечно-разностная дискретизация уравнений модели, начальных и граничных условий проведена на сетке C [18]. Дискретная модель с точностью до равномерного шага обладает вторым порядком аппроксимации по пространству и, в результате периодического использования схемы Матсуно, первым – по времени. Используемые разностные операторы и особенности аппроксимации уравнений модели подробно описаны в работе [19].

Численный эксперимент. Область расчета представляет собой весь Черноморский бассейн, ограниченный непрерывной береговой линией с внешним стоком рек Дунай, Днепр, Днестр, Буг, а также рек Кавказа и Турции, Босфором и Керченским проливом.

Расчеты проводились на равномерной сетке с шагом по пространству 1,6 км (698×390 точек), по вертикали использовалось 27 z -горизонтов, шаг по времени 1,5 мин.

Выполнено два численных эксперимента с различным атмосферным форсингом. Для расчета гидродинамических характеристик в 2006 г. на поверхности моря задавались полный поток тепла, потоки осадков, испарения и касательные напряжения трения ветра, полученные по данным региональной атмосферной модели *ALADIN* [20], также один раз в сутки усваивалась спутниковая температура поверхности моря. Последнее слагаемое в правой части уравнения (6) не учитывалось. Для мая – сентября 2013 г. задавались длинноволновая и коротковолновая компоненты потока тепла, потоки явного и скрытого тепла, осадки и испарение по данным реанализа *Era-Interim* [21]. Касательные напряжения трения ветра рассчитаны по формуле $\tau = \rho C_d |\mathbf{V}_{\text{wind}}|$ [22], где \mathbf{V}_{wind} – скорость ветра на высоте 10 м.

Для задания температуры и скорости в устьях рек и проливах использовались литературные данные [23]. Соленость рек равна 7‰. В расчете задавалось, что в верхнебосфорском течении температура и соленость те же, что и в море. В нижнебосфорском потоке соленость принималась равной 25‰, температура 12°C, что соответствует среднегодовым характеристикам вод Мраморного моря. Принималось также, что верхнее течение в Босфоре распространяется до глубины 27,5 м, нижнее – до 68,75 м.

Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена импульсом и горизонтальной турбулентной диффузии тепла и соли полагались следующими: $\nu_H = 10^{16}$ см⁴/с, $\kappa^H = 10^{16}$ см⁴/с.

В качестве начальных полей использовались поля температуры, солености, уровня и скоростей течений, полученные в рамках проектов «Оперативная океанография» [24] для первого численного эксперимента и *My Ocean 2* [25] – для второго. Значения эмпирических констант для учета коротковолновой радиации следующие: $a = 0,85$, $b_1 = 1,5$, $b_2 = 2$. Параметр релаксации β в формуле (10) принят равным $1,15 \times 10^3$ см/с. Начальные значения всех гидротермодинамических переменных получены в результате предшествовавшего длительного численного эксперимента, в ходе которого были рассчитаны согласованные значения полей плотности и векторного поля течений. Таким образом, можно весьма обоснованно полагать, что наблюдаемые осцилляции не будут являться ответом системы на возмущения, вызванные неравновесным состоянием, но будут рассматриваться как проявление отклика на внешнее атмосферное воздействие, а также на взаимодействие потока жидкости с особенностями рельефа дна и береговой черты.

В связи с ограниченностью объемов запоминающего устройства и для удобства обработки результаты расчетов фиксировались с дискретностью 30 мин на четырех станциях в узлах расчетной сетки. Расположение станций позволяет выделить на основании результатов численного моделирования основные направления и наиболее часто встречающиеся периоды проходящих волновых движений. Положение станций показано на рис. 1. Для детального анализа выбран регион Южного берега Крыма (ЮБК), ограниченный координатами 33,5 – 35° в. д. и 44,15 – 44,8° с. ш. Этот участок характеризуется узким, шириной в несколько километров, шельфом и крутым континентальным склоном. Стрежень ОЧТ в этой области подходит к берегу особенно близко (рис. 2), образуя своеобразный динамический источник энергии, при этом узкий шельф и континентальный склон выступают в

качестве волновода. Здесь также располагается океанографическая платформа (пгт Качивели), на которой выполняется мониторинг состояния моря и атмосферы. Станция 1 была размещена максимально близко к расположению океанографической платформы. В ходе численных расчетов были получены поля скорости течений, температуры и солёности за апрель 2006 г. и период с мая по сентябрь 2013 г.

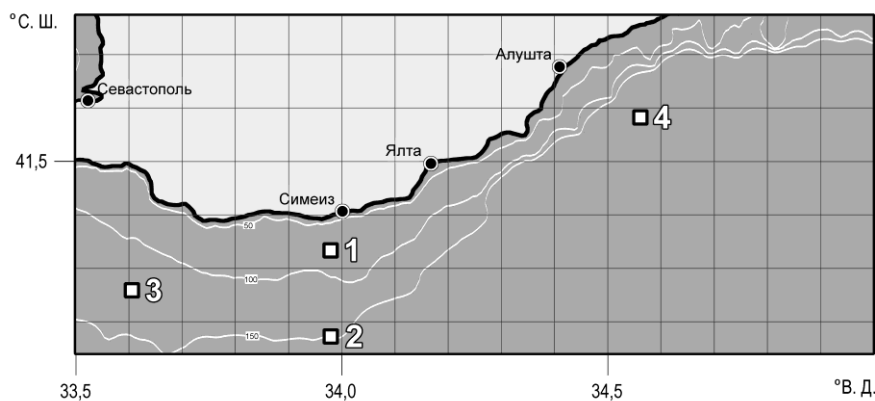


Рис. 1. Положение береговой черты, батиметрия и станции, на которых фиксировались результаты численного эксперимента. Изобаты на шельфе проведены через каждые 50 м

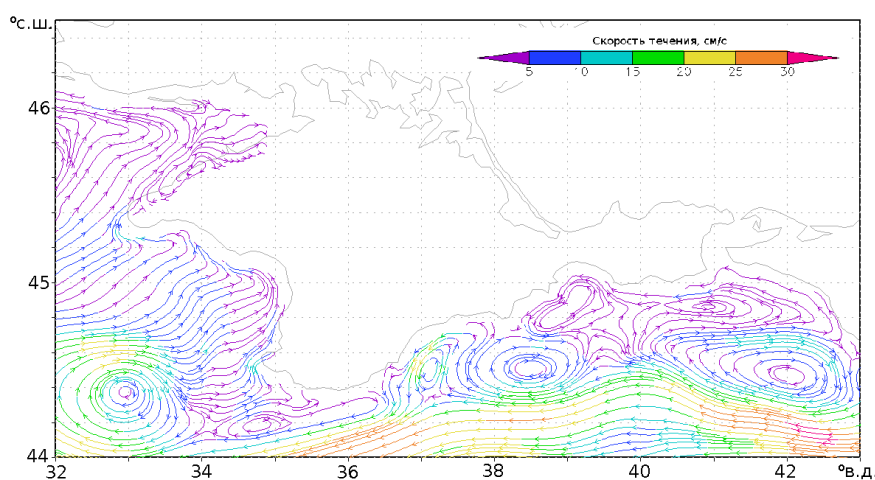


Рис. 2. Линии тока для векторного поля скорости течений на глубине 2,5 м в районе шельфа ЮБК по данным численного моделирования на 13 июня 2013 г.

Данные расчета обрабатывались с помощью специализированного программного обеспечения на языке программирования *Python* с использованием библиотек *numpy*, *scipy*, *mlab* и *matplotlib*. Спектральная плотность сигнала вычислялась с помощью функции *psd*, использующей быстрое Фурье-преобразование. Перекрытие между сегментами разбиения составляло 10%. Для сглаживания сегментов выборки использовалось окно Хана и вычитался линейный тренд.

Результаты. Отметим качественное совпадение модельных полей скорости течений, температуры и солёности с данными натурных наблюдений, характерными для исследуемого региона. Это позволяет обоснованно считать, что колебания, выделенные в данной работе, согласуются с полем плотности и течений, а значит, могут быть соотнесены с реальными физическими процессами. Из осредненных по пространству и времени профилей скалярных характеристик водных масс видно, что вертикальная структура соответствует данным [5, 26], включая вертикальные градиенты, сезонный термоклин и постоянный галоклин, а также холодный промежуточный слой.

В горизонтальной структуре поля солёности наблюдаются характерные перепады значений 1 – 1,5‰ между глубоководной и прибрежной водными массами. Горизонтальная пространственная структура поля солёности также совпадает с известной циркумконтинентальной конфигурацией изохалин.

Наиболее интенсивное поверхностное течение соответствует сгущению изолиний возвышения свободной поверхности. Вместе с тем в поле скорости отчетливо воспроизводятся синоптические вихри – Крымский и Севастопольский антициклоны. Интенсивность течений быстро убывает с глубиной. В среднем профиле плотности кинетической энергии хорошо прослеживается отклик на изменение напряжения трения ветра. Вдоль берега Крымского п-ова наблюдаются антициклонические вихри, что согласуется с выводами [5, 25].

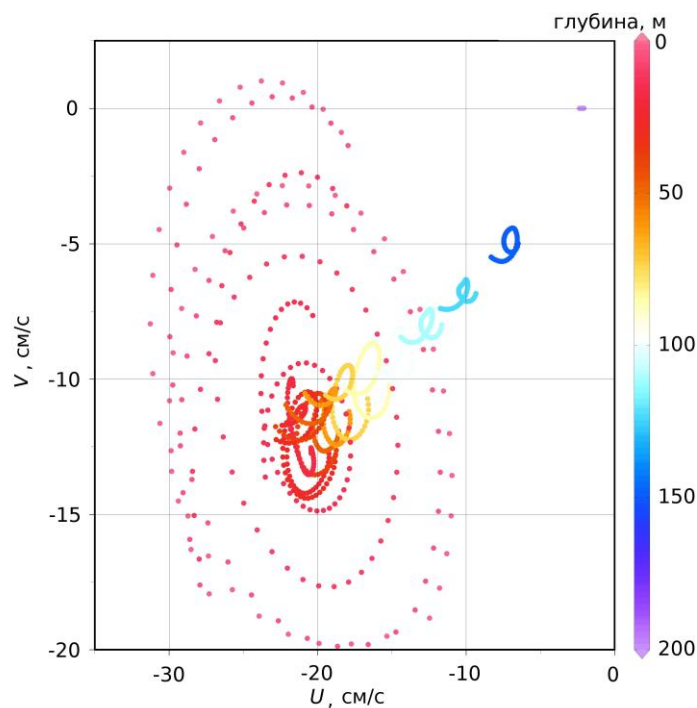


Рис. 3. Диаграмма рассеяния для компонент вектора скорости течения на ст. 2. Данные численного расчета, соответствующие временному отрезку в 1 сут на 13 июня 2013 г. Цветовой шкалой показана глубина расчетного горизонта измерений

Рассмотрим теперь осцилляции гидрофизических параметров в ходе расчета. При их анализе были проанализированы изменения всех переменных, описывающих термогидродинамику модели на отрезках времени в 1 сут. Диаграмма рассеяния для компонент вектора скорости течений (рис. 3) показывает две характерные особенности осцилляций – их затухание с глубиной и почти эллиптические орбиты, по которым движутся частицы. Результирующий вектор переноса направлен на юго-запад (вдоль ОЧТ). Подобные диаграммы существенно не менялись от станции к станции и от месяца к месяцу.

На рис. 4 показан пример диаграммы рассеяния для значений модуля скорости на ст. 2 в начале лета 2013 г. Будем далее приводить лишь различия в характере колебаний для других станций. Хорошо видно, что размах колебаний максимален в верхнем слое 0 – 30 м. Максимум частоты Вэйсяля – Брента ($N_{ВБ}$) на этой станции располагается на глубине ≈ 25 м (подповерхностный — на 100 – 150 м). Из диаграммы хорошо видно, как осциллирует модуль скорости в приповерхностных слоях. В летние месяцы преобладающий период осцилляции составил ≈ 17 ч, однако к сентябрю характер колебаний меняется, уменьшается интенсивность и становится более заметен период в 8 ч. Это можно объяснить увеличением вертикальной устойчивости вод по мере летнего прогрева и преобладанием локальных баротропных осцилляций над инерционными движениями ОЧТ.

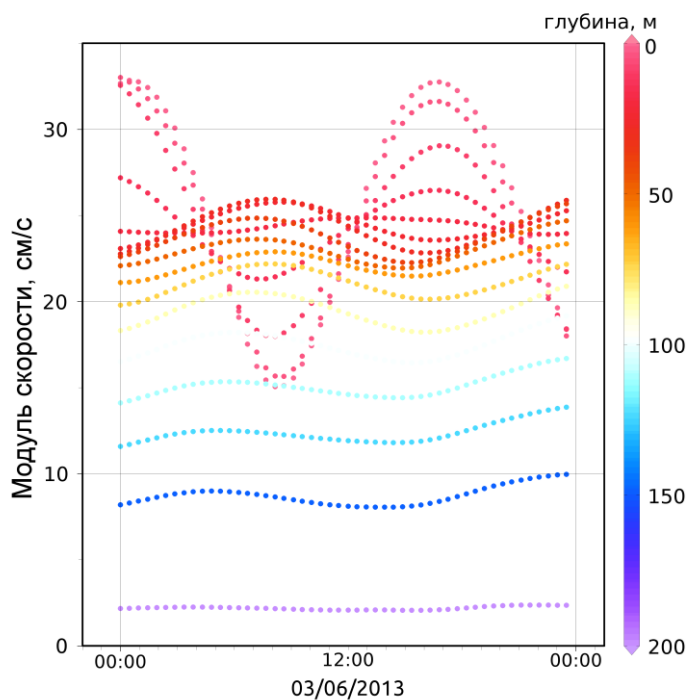


Рис. 4. Диаграмма рассеяния для модуля скорости течения на ст. 2. Данные численного расчета, соответствующие временному отрезку в 1 сут на 13 июня 2013 г. Цветовой шкалой показана глубина расчетного горизонта измерений

Станция 1 несколько отличается от ст. 2 прежде всего тем, что в силу особенностей граничных условий в модели меридиональная компонента скорости течений здесь равна нулю, поэтому построение диаграмм рассеяния, подобных приведенным на рис. 5, здесь невозможно, а следовательно, размах колебаний и кинетической энергии будет недооценен. С другой стороны, станция все равно находится мористее, чем реальная океанографическая платформа, а значит течения, наблюдаемые в модели, были несколько интенсивнее, чем измеренные в действительности. Колебания модуля скорости показали, что преобладающим периодом был 14-часовой и движениями была охвачена практически вся толща воды 0 – 40 м. Здесь интенсивность движений не изменяется к сентябрю, а период, напротив, увеличивается до 16 ч и более.

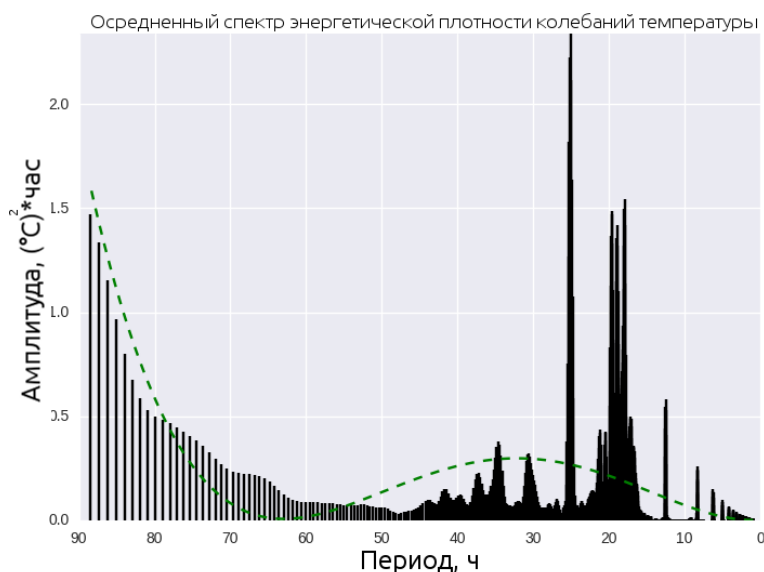


Рис. 5. Диаграмма плотности спектральной энергии, осредненной по пространству и времени, на шельфе ЮБК для колебаний температуры за май – сентябрь 2013 г. по данным численного моделирования. Штриховой линией отмечена верхняя граница 99%-ного доверительного интервала

На ст. 3, где устойчивость ОЧТ еще ниже (характерное положение максимума $N_{ВБ}$ 10 м) и происходит активное вихреобразование, подобная регулярность не наблюдается, часто колебаниями охвачены все слои жидкости (до 120 м), а период осцилляций может меняться от 12 до 6 ч.

На ст. 4 подповерхностный максимум $N_{ВБ}$ расположен на глубине 100 м и осцилляции там имеют период более 24 ч.

Перейдем к анализу *волновых процессов*. Как известно, одной из существенных причин изменчивости гидрофизических полей на мезо- и синоптическом пространственно-временном масштабах принято считать гравитационно-инерционные и градиентно-вихревые длинные волны. При этом генерация таких волн в Черном море происходит преимущественно в области шельфа и свала глубин, который характеризуется значительными боковыми потоками плавучести и максимальными значениями скорости течений. Од-

ними из основных длинноволновых движений, которые проявляются в колебаниях свободной поверхности моря, являются сейши – баротропные гравитационные среднепериодные стоячие волны, характерные для замкнутых бассейнов [9]. Другим видом собственных колебаний в замкнутом бассейне при наличии вращения являются волны Кельвина [4]. Наиболее интенсивный и разнообразный набор мезомасштабной изменчивости гидрофизических полей отмечается вблизи локальной инерционной частоты. Такие осцилляции до сих пор изучены недостаточно [4], поэтому в настоящей работе мы будем лишь указывать на имеющиеся признаки таких колебаний и постараемся охарактеризовать их качественно.

Сначала, средствами языка программирования *Python*, было построено ≈ 700 спектров: для каждого из параметров, на каждой станции, для каждого месяца и для каждого из первых семи горизонтов численной сетки. При анализе была установлена малая изменчивость спектров по пространству и времени. Далее были построены пять осредненных спектров, анализ которых показал, что спектральные максимумы, отмеченные на них, хорошо отражают характеристики спектров по отдельным отрезкам фазового пространства. Пример осредненного спектра для температуры приведен на рис. 5.

В ходе проведения серии тестовых расчетов, длительного численного эксперимента и анализа его результатов были выделены два основных энергонесущих интервала, колебания в которых достоверно воспроизводятся моделью: крупномасштабные относительно медленные смещения с периодами от 4 сут до недели и короткопериодные субинерционные осцилляции с периодами 10 – 40 ч. В длиннопериодном диапазоне отмечаются отдельные статистически значимые максимумы спектральной плотности для периодов 120, 260 и 300 ч, которые могут быть проявлением волн Кельвина или откликом на синоптическое ветровое воздействие на шельфовые воды. В целом низкочастотная часть спектра в теплое время года более сглажена, энергия равномерно растет с уменьшением частоты и на порядки превосходит высокочастотную часть спектра.

Для таманско-керченского шельфа в [9] приведены значения оценок периодов сейшеобразных колебаний вблизи крымского шельфа по данным наблюдений, а также отмечается, что суточные и полусуточные составляющие для Крыма выражены очень слабо. По результатам выполненного анализа на спектральных диаграммах было выделено несколько максимумов, соответствующих таким колебаниям.

Максимумы на периодах 4 – 10 ч соответствуют колебаниям, преобладающим в наблюдениях [9], однако их природа пока не нашла однозначного объяснения, так как в пунктах наблюдений часто фиксировались колебания, не имеющие аналогов в других районах моря. Подобные колебания были получены и по результатам численных экспериментов [9], что позволяет интерпретировать их как характерные для ЮБК высокочастотные колебания возвышений уровня (ВУ). Поскольку любая вынуждающая сила, отклоняющая изопикнические поверхности от геострофического равновесия, генерирует множество колебаний в диапазоне частот выше инерционной, эти движения могут быть связаны как с первой бароклинной модой внутренних волн, так и с ее обертонами. В данных нашего численного эксперимента такие колебания

присутствуют все время, но отмечаются на границе доверительного интервала и существенно ослабевают в летние месяцы.

Вблизи поверхности в высокочастотной части спектра зафиксированы колебания температуры, которые мы относим к сейшевым. Некоторое расхождение с данными анализа ВУ объясняется отчасти зашумленностью спектра, а отчасти – временной задержкой в деформации изотерм.

Характерные особенности полученных спектров в среднечастотной области состоят в следующем:

– статистически значимые максимумы периодов группируются в интервале 10 – 40 ч с наибольшим сгущением в области инерционного периода. Это свидетельствует о сложном сочетании колебаний вблизи инерционного периода и осложняет интерпретацию;

– в спектрах температуры и солёности разница между колебаниями с периодом более 70 ч в разы больше, чем для компонент скорости течений. Это говорит о том, что в численной модели преобладают более медленные осцилляции термохалинных параметров моря;

– спектральный максимум, соответствующий периоду 25 ч для температуры, по-видимому, показывает вклад усвоения граничных условий – температуры морской поверхности, которая задавалась с дискретностью 24 ч;

– также для температуры колебания с периодом менее 14 ч имеют плотность энергии, кратную плотности, соответствующей периоду 14 ч, что позволяет считать эти максимумы гармониками основного колебания;

– в целом низкое количество статистически достоверных максимумов говорит о высокой зашумленности колебаний в высокочастотной области.

Ниже перечислены основные энергонесущие периоды, определенные по диаграммам спектральной плотности в среднечастотном диапазоне за май – сентябрь 2013 г. по данным численного моделирования.

Период, ч	Параметр
14	T
17	u, v, w, T
19	u, v, w, T, S
26	T
35	T, S

Спектральный анализ изменений уровня, плотности кинетической энергии и температуры на ст. 1 и 2 позволил выделить максимумы энергонесущих периодов, приведенные далее в таблице. Эти данные интерпретированы на основе информации из предшествующих работ и дополнены характеристиками осцилляций. Амплитуды диаграмм для уровня совпадают со средними экспериментальными спектрами для Крымского побережья [1] с точностью до порядка. Энергия колебаний уменьшается в направлении от шельфа к открытому морю.

Спектральные максимумы с возможной интерпретацией для низкочастотных колебаний океанографических параметров моря на станциях 1 и 2

№ max	Период, ч	Частота, 1/ч	Параметр	Интерпретация
1	14,50	0,069	T	Бароклинная волна Пуанкаре (падающая)
2	16,30	0,061	T	Бароклинная волна Пуанкаре (отраженная)
3	17	0,059	$VУ, dE_k$	Локальный инерционный максимум
4	30	0,034	$VУ$	Захваченная топографическая/шельфовая волна
5	37,70	0,027	dE_k	
6	50	0,020	$VУ$	Волна Кельвина первой баротропной моды
7	52,70	0,019	dE_k	
8	65,90	0,015	dE_k	Захваченная топографическая/шельфовая волна второй моды
9	68	0,015	$VУ$	
10	120	0,005	T	Отклик на синоптическую изменчивость атмосферного форсинга
11	220	0,003	$VУ$	Захваченные берегом волны с источником вне шельфа ЮБК, вызванные приспособлением к геострофическому балансу
12	250	0,004	dE_k	

Примечание: T – температура, $VУ$ – возвышение уровня, dE_k – плотность кинетической энергии.

Максимумы 1 и 2 в таблице отнесены нами к падающей и отраженной волнам Пуанкаре, распространяющимся по нормали к ОЧТ. Измерения такой системы волн были выполнены на шельфе Крыма в 14-м рейсе НИС «Профессор Колесников» [8]. В связи с уменьшением интенсивности колебаний с глубиной на спектрах для горизонта 120 м эти максимумы не обнаружены.

Максимумы 4 и 5 соответствуют захваченным топографическим волнам. Характерные пространственные масштабы для первой моды баротропных шельфовых волн в Черном море составляют 20 – 100 км с периодом 20 – 40 ч [9].

Дисперсионные оценки для первой моды волны Кельвина длиной 50 – 300 км дают значения периодов 40 – 50 ч (максимумы 6 и 7) [9].

Максимумы 8 и 9 (68 ч) попадают в диапазон частот, связанных с распространением вдольбереговых топографических волн, согласно [6, 9]. В работе [8] по данным измерителей течений была зафиксирована волна с периодом 64 ч, длиной 360 км и фазовой скоростью 5,6 км/ч. Небольшое расхождение в периоде может быть объяснено как осреднением, выполненным в указанной работе, так и погрешностями интерполяции.

Максимумы 11 и 12 соответствуют распространению длинной захваченной волны и являются откликом на удаленное ветровое воздействие, согласно выводу о некогерентности отклика и ветрового воздействия [7]. Наш анализ

показал, что эти максимумы сильнее выражены в районе станций, приближенных к береговой черте, что может быть косвенным свидетельством прохождения захваченной топографической волны.

Заключение. В ходе исследования проведен статистический анализ колебаний океанографических характеристик и результатов численного моделирования морской динамики Черного моря на шельфе Южного берега Крыма (2013 г.).

Исторические натурные данные и идеализированные модельные расчеты в приближении двумерного канала в модели В.А. Иванова, А.С. Блатова и А.Е. Янковского [4 – 8] получили дальнейшее развитие в виде современных натурных наблюдений и постановки координированного численного эксперимента, дополняющего понимание физической природы внутренних волн и уточняющего сведения о способности трехмерной численной модели высокого разрешения воспроизводить широкий спектр колебаний.

В ходе анализа высокочастотной изменчивости термогидродинамических характеристик моря на шельфе ЮБК получен набор статистически достоверных энергонесущих максимумов спектральной плотности. Показана статистическая устойчивость этого набора частот в летние месяцы. Приведена интерпретация колебаний и получена оценка их пространственных характеристик.

В ходе проведения численного эксперимента выделены два основных энергонесущих интервала, колебания в которых достоверно воспроизводятся моделью (крупномасштабные относительно медленные смещения с периодами от 4 сут до недели и короткопериодные субинерционные осцилляции с периодами 10 – 40 ч).

Численная модель МГИ с высоким пространственным разрешением показала хорошую способность воспроизводить широкий диапазон колебаний как баротропной, так и бароклинической природы.

Вследствие сглаженности рельефа, задаваемого на сетке в 1,64 км, и особенностей граничных условий при моделировании всего бассейна, без акцента на конкретные области, не всегда удается отследить прохождение высокочастотных колебаний, отмечаемых при измерении с океанографической платформы.

Компоненты вектора скорости течений могут служить хорошим источником информации об отклике модели на модификацию граничных условий.

Результаты работы еще раз подчеркнули для нас необходимость учитывать характеристики основных источников энергии короткопериодных волновых движений: атмосферных потоков завихренности, массы и тепла. При постановке задачи необходимо тщательно подбирать атмосферные граничные условия или же сознательно обособить тот или иной вид воздействия, генерирующий колебания в море.

Авторы благодарят д-ра физ.-мат. наук С.Г. Демьшева за предоставленную численную модель Черного моря, канд. физ.-мат. наук А.И. Мизюка за консультации по продуктам реанализа атмосферы и А.В. Медведеву за помощь в подготовке иллюстративного материала.

Исследования проведены в Морском гидрофизическом институте РАН при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской

Федерации в рамках ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014 – 2020 годы» (уникальный идентификатор проекта RFMEFI57714X0110).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Блатов А.С., Иванов В.А.* Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря (на примере Южного берега Крыма). – К.: Наукова думка, 1992. – 242 с.
2. *Демьшиев С.Г., Дымова О.А.* Численный анализ мезомасштабных особенностей циркуляции в прибрежной зоне Черного моря // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2013. – 49, № 6. – С. 655 – 663.
3. *Демьшиев С.Г., Коротаев Г.К.* Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке C // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. – М.: ИВМ РАН, 1992. – С. 163 – 231.
4. *Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др.* Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 238 с.
5. *Иванов В.А., Янковский А.Е.* Характеристики захваченных волн в шельфовой зоне Южного берега Крыма // Океанология. – 1991. – 31, № 2. – С. 200 – 206.
6. *Блатов А.С., Иванов В.А.* Пространственно-временная структура внутренних инерционно-гравитационных и топографических волн в море на частотах, близких к инерционной частоте // Изв. АН СССР. ФАО. – 1983. – 19, № 8. – С. 868 – 877.
7. *Иванов В.А., Янковский А.Е.* Динамика вод на шельфе Крыма в летний сезон // Морской гидрофизический журнал. – 1994. – № 3. – С. 38 – 56.
8. *Иванов В.А., Янковский А.Е.* Длинноволновые движения в Черном море. – К.: Наукова думка, 1992. – 112 с.
9. *Иванов В.А.* Среднемасштабная динамика вод в южных морях: современное представление. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 1996. – 312 с.
10. *Demirov E.* Numerical modelling of the Black Sea eigen-oscillations on a curvilinear boundary fitted coordinate system // Dyn. Atmos. Ocean. – 1994. – 21, № 2 – 3. – P. 83 – 103.
11. *Rachev N.H., Stanev E.V.* Eddy processes in semi-enclosed seas. A case study for the Black Sea // J. Phys. Oceanogr. – 1997. – 27, № 8. – P. 1581 – 1601.
12. *Yankovsky A.E., Chapman D.C.* Anticyclonic eddies trapped on the continental shelf by topographic irregularities // J. Geophys. Res. – 1997. – 102, № C3. – P. 5625 – 5639.
13. *Stanev E.V., Rachev N.H.* Numerical study on the planetary Rossby modes in the Black Sea // J. Mar. Syst. – 1999. – 21, № 1 – 4. – P. 283 – 306.
14. *Stanev E.V., Beckers J.M.* Barotropic and baroclinic oscillations in strongly stratified ocean basins. Numerical study for the Black Sea // Ibid. – 1999. – 19, № 1 – 3. – P. 65 – 112.
15. *Stanev E.V., Beckers J.M., Lancelot C. et al.* Coastal-open ocean exchange in the Black Sea: Observations and modeling // Estuar. Coast Shelf Sci. – 2002. – 54, № 3. – P. 601 – 620.

16. *Paulson C.A., Simpson J.* Irradiance measurements in the upper ocean // *J. Phys. Oceanogr.* – 1977. – 7, № 6. – P. 952 – 956.
17. *Pacanowski R.C., Philander S.G.H.* Parameterization of vertical mixing in numerical models of Tropical Oceans // *Ibid.* – 1981. – 11, № 11. – P. 1443 – 1451.
18. *Arakawa A.* Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion: Two-dimensional incompressible flow // *J. Comput. Phys.* – 1966. – 1, № 1. – P. 119 – 143.
19. *Демьшев С.Г.* Численная модель оперативного прогноза течений в Черном море // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* – 2012. – 48, № 1. – С. 137 – 149.
20. *Farda A., Déué M., Somot S. et al.* Model ALADIN as regional climate model for Central and Eastern Europe // *Studia Geophysica et Geodaetica.* – 2010. – 54, № 2. – P. 313 – 332.
21. *Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* – 2011. – 137, № 656. – P. 553 – 597.
22. *Вольцингер Н.Е., Пясковский Р.В.* Основные океанологические задачи мелкой воды. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 300 с.
23. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия.* – СПб.: Гидрометеиздат, 1991. – 428 с.
24. *Кортаев Г.К., Еремеев В.Н.* Введение в оперативную океанографию Черного моря. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. – 382 с.
25. *Баянкина Т.М., Иванчик М.В., Кубряков А.И. и др.* Структура и результаты опытной эксплуатации многокомпонентной системы диагноза и прогноза динамики Черного моря // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* – Севастополь: МГИ НАН Украины: 2009. – С. 182 – 188.
26. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2011. – 212 с.

Statistical analysis and numerical modeling of the sea hydrodynamical parameters' oscillations in the sub-inertial range on the Crimean shelf

V.A. Ivanov, A.V. Bagaev, O.A. Dymova, T.V. Plastun

*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
e-mail: andrei.bagaev@yandex.ru*

Results of numerical prognostic experiments on modeling of the Black Sea circulation based on thermohydrodynamic eddy-resolving MHI model are studied. Spectral peaks in the oscillations of the current velocity components' vector, temperature, salinity and vertical velocity are identified for the selected stations by means of the Fourier spectral analysis. The obtained energy-transporting oscillations are interpreted using expert estimates and comparison with the previous research. Time range of numerical calculation is conditioned by availability of data on the mass and energy external flows (reanalysis of the atmosphere state). Hydrodynamic parameters for April, 2006 and May – September, 2013 are considered. It is noted that seasonal variability of stratification and the model high sensitivity to the wind effects condition spectral characteristics of the wave processes on sub-inertial scales and intensity of mixing of the upper mixed layer.

Keywords: oscillation, internal waves, shelf, Black Sea, numerical modeling, spectra.