

Возмущения уровня моря в полузамкнутом мелководном бассейне, вызванные перемещением атмосферного фронта

Выполнено исследование генерации пространственных баротропных колебаний уровня во вращающемся полуограниченном мелководном бассейне движущимся атмосферным фронтом. В качестве бассейна взят Каркинитский залив Черного моря. Фронт характеризуется как возмущениями атмосферного давления, так и согласованным с ними полем касательных напряжений ветра. Задача решается методом конечных разностей с учетом квадратичного по скорости придонного трения в рамках линейной теории поверхностных длинных волн. Найдены закономерности изменения полей возмущений уровня в зависимости от ширины и скорости перемещения атмосферного фронта. Проведено сопоставление реакций уровня на ветровые напряжения, рассчитанные по классическим и модифицированным формулам Акерблома, которые учитывают движение фронта. Учет перемещения поля ветровых напряжений приводит к значительному увеличению прогнозируемых амплитуд колебаний уровня по сравнению с чисто барическим воздействием атмосферы на морскую среду или использованием классических формул Акерблома.

Ключевые слова: колебания уровня моря, Черное море, Каркинитский залив, движущийся атмосферный фронт, вклад касательных напряжений ветра, уравнения длинных волн, численные решения.

Введение. Взаимодействие с атмосферой – одна из причин пространственной и временной изменчивости гидрофизических полей в Мировом океане [1]. На синоптических масштабах доминирующий вклад в передачу энергии из атмосферы в океан вносят касательные напряжения ветра [2]. Относительный вклад изменений атмосферного давления в колебания уровня океана зависит от масштабов процесса взаимодействия в системе океан – атмосфера. Изменение барического поля играет существенную роль в генерации неприливных колебаний уровня океана на периодах от десятков часов до десятка суток и на пространственных масштабах 200 – 1000 км [3]. По этой причине анализ возмущений уровня моря, вызванных изменениями атмосферного давления и сопутствующим полем касательных напряжений ветра, представляется весьма важным для физически правильного описания процессов взаимодействия океана и атмосферы.

Самыми распространенными причинами генерации интенсивных колебаний уровня в Черном и Азовском морях считаются проходящие над регионом циклоны. Для Черноморского региона выделены такие наиболее распространенные их типы: ныряющие циклоны, приходящие из северной части Европы и движущиеся в юго-восточном направлении; северные циклоны, зарождающиеся над северо-западным участком Черноморского побережья России и смещающиеся в южном направлении; южные циклоны, проходящие над морем в северо-восточном или северном направлениях. Для черноморских ци-

клонов характерны следующие параметры: радиус атмосферного образования 300 – 600 км, скорость перемещения $5 - 15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, перепад давления (глубина циклона) между центром и периферией 5 – 20 гПа.

В течение года в циклогенезе над Мировым океаном участвуют до 10^4 циклонов и антициклонов [3] с преобладанием более чем в два раза числа вихрей в Северном полушарии. Прохождение интенсивных атмосферных аномалий может сопровождаться смещениями уровня моря, в 3 – 4 раза превышающими его равновесные значения [3, 4]. При прохождении атмосферных аномалий над замкнутыми и полузамкнутыми бассейнами также возможна генерация баротропных и бароклинных сейш, что подтверждают как данные наблюдений [4 – 7], так и результаты численного моделирования для Черного и Азовского морей [8, 9]. Тем не менее физические закономерности процессов генерации интенсивных возмущений уровня моря движущимися атмосферными аномалиями в бассейнах переменной глубины изучены недостаточно глубоко.

Ниже представлены результаты численного анализа реакции уровня Черного моря в полузамкнутом бассейне (Каркинитский залив) на прохождение над ним плоского атмосферного фронта. Рассмотрена двумерная задача. Выполнен численный анализ эффективности генерации линейных возмущений свободной поверхности моря в зависимости от скорости движения и ширины фронта (поперечная ширина области изменения атмосферного давления от одного постоянного значения к другому). Фронт характеризуется изменениями барического поля и соответствующими ему касательными напряжениями ветра. Для нахождения ветровых напряжений использованы классические формулы Акерблома [10] и их модифицированный вариант, учитывающий перемещение метеорологических полей. В работе [11] авторы рассмотрели аналогичную нелинейную задачу для одномерного бассейна, распределение глубины которого соответствует меридиональному сечению Черноморского бассейна поперек его северо-западной части вдоль 31° в. д. Перемещение барического фронта без учета воздействия на жидкость касательных напряжений ветра рассмотрено в работе [12] для нелинейных одномерных колебаний жидкости в бассейне с распределением глубины вдоль зонального сечения Каркинитского залива.

Математическая постановка задачи. Рассмотрим полуограниченный бассейн переменной глубины, целиком расположенный внутри области $(x, y) \in (0, l_x) \times (0, l_y)$, где x и y – зональная и меридиональная декартовы координаты соответственно. В невозмущенном состоянии распределение глубины залива $H = H(x, y) > 0$. В начальный момент времени $t = 0$ жидкость неподвижна, ее свободная поверхность горизонтальна, а область возмущений атмосферного давления располагается вне зоны бассейна. Над акваторией залива с запада на восток (в положительном направлении оси x) с постоянной скоростью $U > 0$ движется барический фронт. Распределение возмущений атмосферного давления во фронте зададим в виде ступени

$$p = a_0 \rho g F(\xi), \quad \xi = x - Ut, \quad (1)$$

где a_0 – перепад атмосферного давления поперек фронта (в метрах водяного столба); ρ – плотность жидкости; g – ускорение свободного падения; $F(\zeta)$ – безразмерная функция ($F(\zeta) \rightarrow 0$ при $\zeta \rightarrow +\infty$ и $F(\zeta) \rightarrow +1$ при $\zeta \rightarrow -\infty$). Ширина барического фронта W равна протяженности зоны существенного изменения атмосферного давления поперек атмосферной аномалии от 0 до $a_0\rho g$.

Задача о движении жидкости в бассейне при прохождении над ним атмосферного фронта решалась в рамках линейной теории поверхностных длинных волн с учетом вращения Земли и квадратичного придонного трения.

Итак, имеем систему трех уравнений

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - g \frac{\partial \tilde{\zeta}}{\partial x} - k \frac{u\sqrt{u^2 + v^2}}{H(x, y)} + \frac{1}{\rho H(x, y)} \tau_x^w, \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} - g \frac{\partial \tilde{\zeta}}{\partial y} - k \frac{v\sqrt{u^2 + v^2}}{H(x, y)} + \frac{1}{\rho H(x, y)} \tau_y^w, \quad (3)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(uH)}{\partial x} + \frac{\partial(vH)}{\partial y} = 0 \quad (4)$$

с нулевыми начальными условиями

$$u = v = \zeta = 0 \quad (t = 0), \quad (5)$$

где $\{u, v\}(x, y, t)$ – проекции на оси x и y осредненной по глубине горизонтальной скорости течения; $\zeta(x, y, t)$ – смещение свободной поверхности от горизонтального положения $z = 0$; $\{\tau_x^w, \tau_y^w\}(x, y, t)$ – проекции на оси x и y связанных с барическим фронтом касательных напряжений ветра; $\tilde{\zeta} = a_0 F(x - Ut)$ – аномалия атмосферного давления в метрах водяного столба; $k = 2,6 \cdot 10^{-3}$ – коэффициент придонного трения; f – постоянный параметр Кориолиса.

Прямолинейная левая боковая граница $x = 0$ предполагается свободной (жидкой). На ней задается условие свободного выхода волновых возмущений на запад из расчетной области после входа фронта в область залива через жидкую границу

$$\frac{\partial u}{\partial t} - c \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{g}{c} \frac{\partial \tilde{\zeta}}{\partial t} = 0, \quad (6)$$

где $c = \sqrt{gH(0, y)}$ – скорость распространения длинных волн на жидкой границе бассейна. На твердых участках границы расчетной области, являющихся вертикальными стенками, принято условие непротекания жидкости, т. е. равенство нулю нормальной к стенке проекции горизонтальной скорости потока жидкости:

$$(u, v)_n = 0. \quad (7)$$

Численный алгоритм расчета движения жидкости в заливе. Для численного решения начально-краевой задачи (2) – (7) в области $(0, l_x) \times (0, l_y)$ при $t > 0$ применена явно- неявная конечно-разностная схема [11, 12]. Поля $u_{i,j}$, $v_{i,j}$ и $\zeta_{i,j}$ заданы на сетке Аракавы C (i, j – номера узлов равномерной сетки вдоль осей x и y), сетки для этих полей разнесены в пространстве. Глубина бассейна H задавалась в узлах сетки $H_{i,j} = H(x_i, y_j)$.

В численных расчетах безразмерная функция F , характеризующая изменение возмущений атмосферного давления в соотношении (1), задавалась в виде гладкой ступени по формулам

$$F = 1 \quad (\xi \leq -W), \quad F = \sin^2[\pi\xi/(2W)] \quad (-W < \xi < 0), \quad F = 0 \quad (\xi \geq 0). \quad (8)$$

Целью численных экспериментов являлось исследование процесса генерации возмущений уровня моря в полуограниченном бассейне, а также вклада барического поля и поля касательных напряжений ветра в развитие волнового процесса. Для этого необходимо располагать соотношениями, связывающими атмосферное давление и касательные напряжения ветра, которые действуют на поверхность жидкости. Для неподвижной аномалии барического поля касательные напряжения ветра могут быть рассчитаны по формулам Акерблома [10]

$$\tau_x^w = -\sqrt{\frac{\nu_a}{2f}} \left(\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial p}{\partial y} \right), \quad \tau_y^w = \sqrt{\frac{\nu_a}{2f}} \left(\frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\partial p}{\partial y} \right), \quad (9)$$

где ν_a – коэффициент турбулентной вязкости пограничного слоя атмосферы.

Как показали расчеты для плоской задачи [11], формулы (9) не вполне применимы для параметризации касательных напряжений ветра на поверхности жидкости в перемещающихся барических фронтах. В этой же работе с использованием уравнений планетарного пограничного слоя [10] получены модифицированные формулы Акерблома для плоской задачи, учитывающие равномерное движение барического фронта.

Считая, что в меридиональном направлении распределение атмосферного давления поперек фронта не изменяется, применим эти формулы (от y не зависящие) для рассматриваемой двумерной задачи генерации. Проекции касательных напряжений ветра в системе координат, связанной с движущимся фронтом, для распределения давления (8) находятся по формулам

$$\tau_x^w = \frac{1}{4} \pi a_0 \rho g (G_1 + G_2), \quad \tau_y^w = -\frac{1}{4} \pi a_0 \rho g (G_3 + G_4), \quad (10)$$

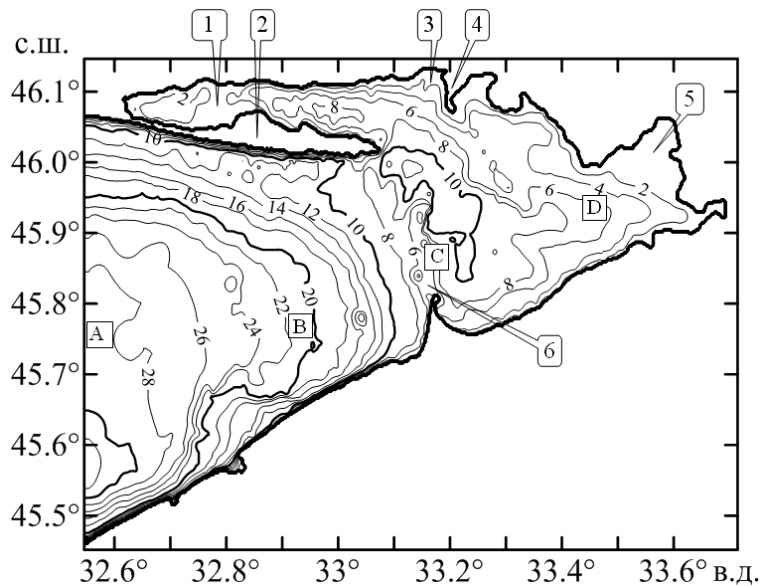
где

$$\begin{cases} G_1 \\ G_3 \end{cases} = \int_0^{m_0} \frac{\cos(mW/2)}{\pi^2 - m^2W^2} [(Q^+ + Q^-) \cos m(\xi + W/2) \mp (Q^+ - Q^-) \sin m(\xi + W/2)] dm, \\ \begin{cases} G_2 \\ G_4 \end{cases} = \int_{m_0}^{+\infty} \frac{\cos(mW/2)}{\pi^2 - m^2W^2} (Q^+ \pm Q^-) [\cos m(\xi + W/2) \mp \sin m(\xi + W/2)] dm,$$

$$Q^{\pm} = \sqrt{\frac{2\nu_a}{|mU \pm f|}}, \quad m_0 = \frac{f}{U}.$$

Результаты численного анализа. Вычислительные эксперименты проведены с использованием формул (8) – (10) для различных скоростей перемещения U и ширины W атмосферного фронта, а также для различных способов нахождения ветровых напряжений.

В качестве полузакнутого бассейна, в котором исследуются движения жидкости, рассмотрен Каркинитский залив Черного моря (рис. 1). Особенности батиметрии этого бассейна позволяют условно разделить его на две неравные по площади области. Мелководная, в которой глубины едва превышают 10 м, ограничена с севера и востока береговой линией, с юга – Бакальской банкой, с северо-запада – о. Джарылгач. Открытая область залива имеет большую глубину, достигающую здесь 28 – 34 м.



Р и с. 1. Каркинитский залив: 1 – Джарылгачский залив; 2 – о. Джарылгач; 3 – Каланчакский залив; 4 – Карабайская коса; 5 – Перекопский залив; 6 – Бакальская банка. В точках бассейна A, B, C, D выполнены расчеты мареограмм

При всех расчетах коэффициент турбулентной вязкости атмосферы ν_a принимался равным $5 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, перепад давления во фронте задавался равным 0,3 м (водяного столба).

Проводилось численное сравнение эффективности генерации колебаний уровня моря в заливе равномерно движущимся с запада на восток барическим фронтом (барической ступенью) вида (1), (8) как без учета, так и с учетом касательных напряжений ветра. В последнем случае изменения уровня моря рассчитывались с использованием поля ветровых напряжений, найденных по

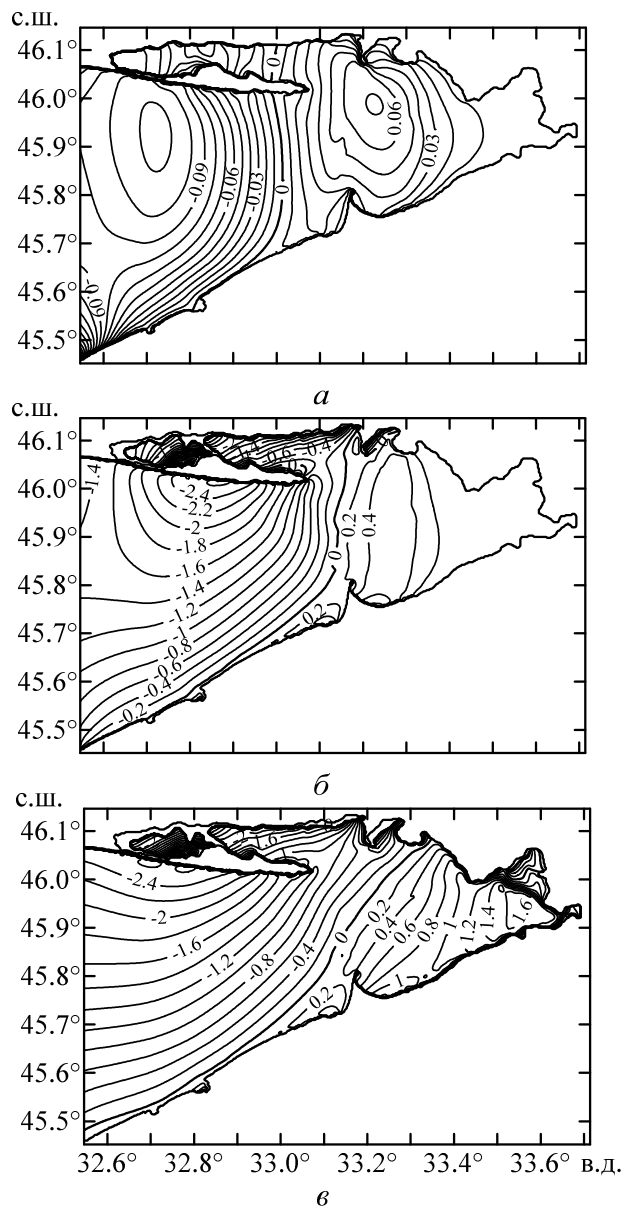
классическим формулам Акерблома (9) или по модифицированным формулам (10).

Сравнительный анализ рассчитанных полей показал, что учет касательных напряжений ветра существенно изменяет общую картину волнового движения по сравнению с чисто барическим воздействием, особенно в мелководной части залива. Смещения поверхности жидкости под движущимся фронтом с учетом поля касательных напряжений ветра на порядок больше амплитуды колебаний уровня в заливе, найденной без учета ветровых напряжений. Это непосредственно следует из приведенных ниже рисунков.

Рис. 2 иллюстрирует реакцию уровня моря на чисто барический фронт (рис. 2, а), а также на распределение смещений уровня с учетом действия касательных напряжений ветра, найденных по классическим (рис. 2, б) и модифицированным (рис. 2, в) формулам Акерблома. На рисунке представлены поля уровня при прохождении над акваторией Каркинитского залива со скоростью $6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ атмосферного фронта шириной 50 км. Поля даны в момент времени $t = 168$ мин, когда передняя кромка фронта проходит через точку $x = 0,75l_x$, т. е. когда она преодолела 75% полной длины залива.

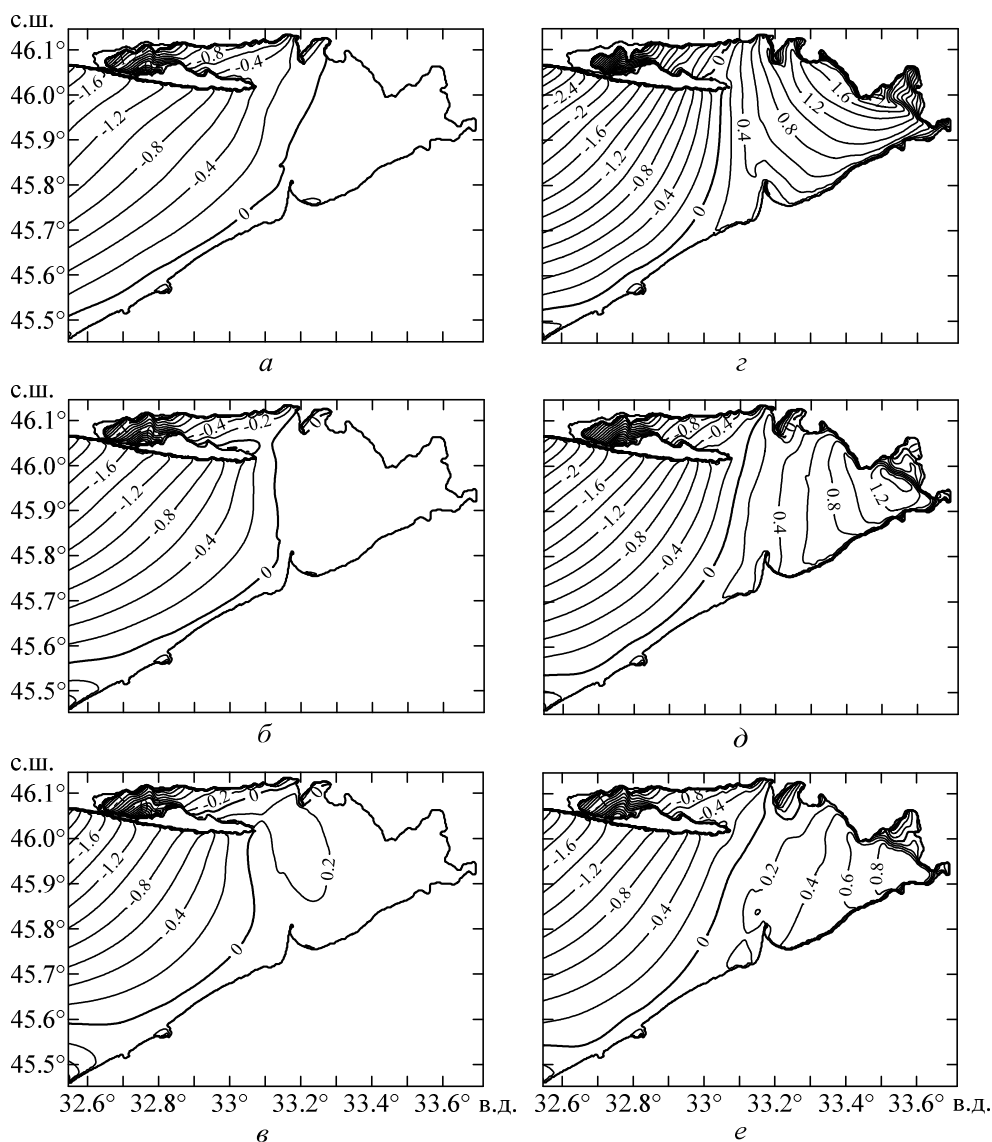
При чисто барическом воздействии максимальное понижение уровня в этот момент времени наблюдается в открытой части залива и составляет 0,011 см (рис. 2, а). Оно в 1,6 раза превышает синхронное максимальное повышение уровня моря в мелководной части залива (0,07 см). Учет касательных напряжений ветра как по классическим, так и по модифицированным формулам Акерблома приводит к значительному увеличению смещений уровня по всей акватории залива. Так, наибольшее понижение в открытой области при применении обеих формул для касательных напряжений ветра возрастает до 2,6 м, что в 23,6 раза больше, чем при чисто барическом воздействии. В районе Джарылгачского залива наблюдается обмеление дна, которое сильнее выражено при расчете ветровых напряжений по модифицированным формулам Акерблома. Помимо этого, наблюдается обмеление вдоль северного побережья залива, в районах Карабайской косы и Каланчакской отмели, которое не воспроизводится в расчетах с использованием классических формул Акерблома.

В мелководной части бассейна влияние касательных напряжений ветра на смещения уровня, найденные с использованием классических и модифицированных формул Акерблома, различно. Учет ветровых напряжений по классическим формулам Акерблома (9) дает значения подъемов уровня моря до 0,4 м. При использовании модифицированных формул Акерблома (10) максимальное повышение уровня наблюдается в кутовой части залива и составляет 1,6 м. Это в 4 раза больше, чем при расчете ветровых напряжений по классическим формулам Акерблома и в 22,8 раза больше, чем в случае, когда касательные напряжения ветра не учитываются.



Р и с. 2. Поля уровня моря (м): *а* – без учета ветровых напряжений; *б* – при расчете напряжений ветра по формулам Акерблома (9); *в* – при расчете по модифицированным формулам (10) в момент времени $t = 168$ мин, когда передняя граница фронта находится в точке $x = 0,75l_x$ (l_x – длина залива по долготе). Ширина фронта $W = 50$ км, скорость перемещения $U = 6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$

Реакция уровня залива на перемещение атмосферного фронта зависит от параметров последнего, таких, как скорость движения фронта и его поперечная ширина. На рис. 3 приведена зависимость полей уровня от скорости переноса над Каркинитским заливом атмосферного фронта шириной 100 км ($U = 3; 6; 9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). Поля даны в моменты времени, когда передняя кромка фронта подошла к последней четверти залива ($x = 0,75l_x$).



Р и с. 3. Возмущения уровня моря при различных скоростях перемещения фронта U шириной $W = 100$ км: $a, г - U = 3$ м·с⁻¹; $б, д - U = 6$ м·с⁻¹; $в, е - U = 9$ м·с⁻¹. Касательные напряжения ветра заданы по классическим (9) формулам Акерблома ($a - в$) и по модифицированным (10) формулам ($г - е$). Поля уровня приведены в моменты времени, когда передняя кромка фронта находится в точке $x = 0,75l_x$

Видно, что при расчетах ветровых напряжений по классическим формулам Акерблома (9) увеличение скорости движения фронта в 3 раза слабее влияет на экстремальные смещения уровня (рис. 3, $a - в$). Так, максимальные понижения поверхности моря при $U = 3$ м·с⁻¹ и $U = 9$ м·с⁻¹, наблюдающиеся на открытой границе в северо-западной части залива, отличаются только на 10% и составляют 2 и 2,2 м соответственно. В кутовой части Джарылгачского залива происходит существенное понижение уровня моря, которое приводит

к обнажению дна. По абсолютным значениям оно сопоставимо со смещениями в открытой части акватории (2,2 м при $U = 3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ и 1,8 м при $U = 9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). Одновременно у противоположного берега, возле о. Джарылгач, наблюдается нагон, увеличивающийся от 1,2 м при скорости движения фронта $U = 3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ до 1,8 м при $U = 9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Поднятие уровня моря в мелководной части залива отмечается только при достаточно большой скорости движения фронта ($U = 9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). Оно наблюдается в районе Каланчакской отмели и по значениям относительно невелико – максимальное смещение составляет 0,2 м.

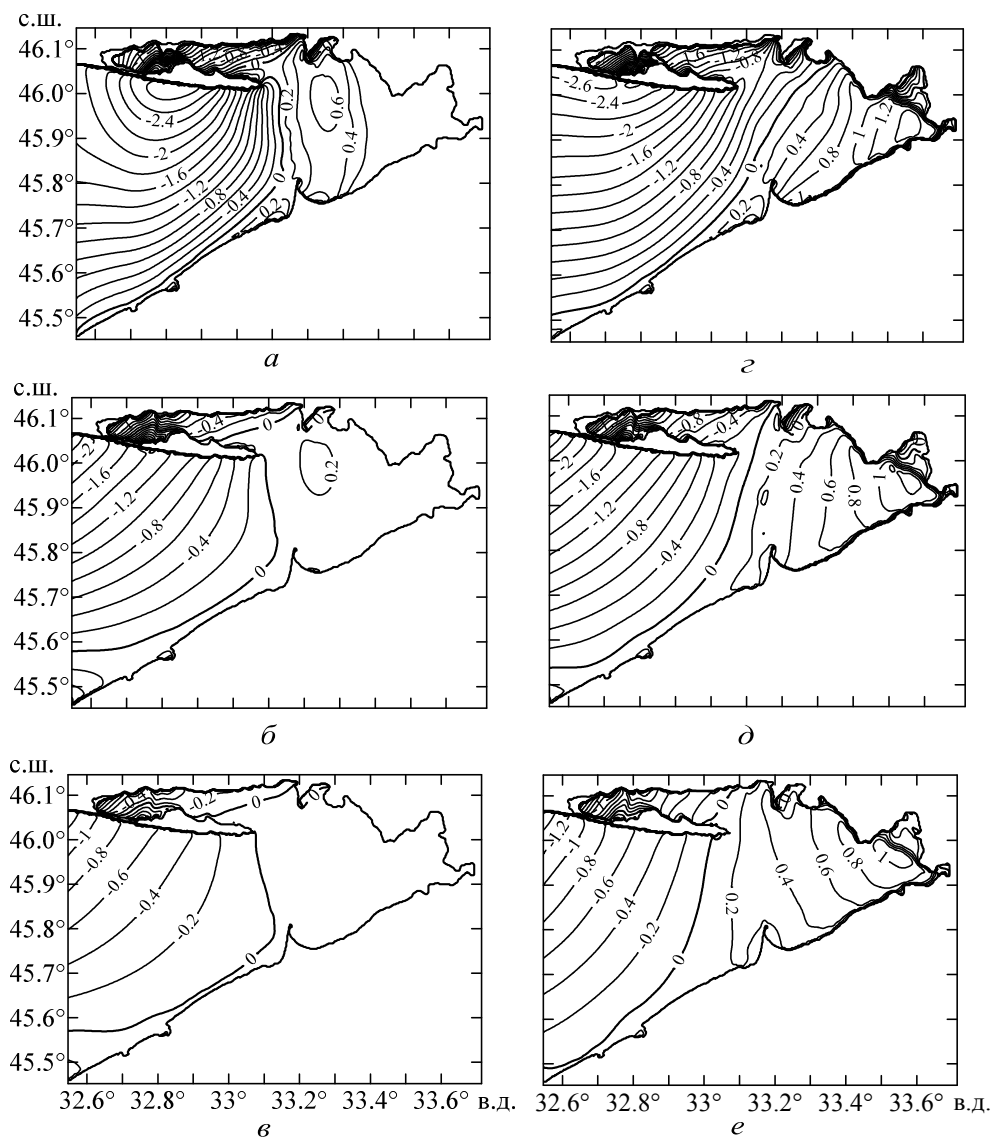
Учет перемещения ветровых напряжений τ_x^w, τ_y^w с использованием формул (10) качественно и количественно изменяет структуру волнового поля (рис. 3, $z - e$). Максимальные понижения уровня в глубоководной части залива в этом случае также отмечаются у северо-западного берега, недалеко от жидкой границы. Они составляют $-3,2; -2,8; -2,2$ м при скорости движения фронта 3; 6; 9 $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ соответственно. Это в 1,3 – 1,6 раза больше по абсолютной величине максимальных смещений уровня моря для рассматриваемой части бассейна, если сравнивать с расчетами полей по классическим формулам Акерблома.

В мелководной части залива, ограниченной Бакальской банкой и о. Джарылгач, при расчете по модифицированным формулам Акерблома максимальное возвышение уровня наблюдается в районе Перекопского залива и составляет 2,4 и 0,8 м при скорости движения фронта 3 и 9 $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ соответственно. Так же, как и при расчете ветра по формулам (9), в районе Джарылгачского залива наблюдается существенное понижение уровня в кутовой части (2,8 м при $U = 3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ и 2 м при $U = 9 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$), приводящее к обмелению дна. На противоположной стороне, у северо-западного берега о. Джарылгач, наблюдается повышение уровня, составляющее 0,8 м и не зависящее от скорости перемещения фронта. Кроме того, при относительно больших скоростях движения фронта (6 и 9 $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) в мелководной части залива при общем повышении уровня наблюдаются его понижения до 0,6 м в районе Карабайской косы и в Перекопском заливе.

Таким образом, при учете перемещения поля касательных напряжений увеличение скорости метеофронта в 3 раза приводит к уменьшению экстремальных смещений уровня в 1,45 раза для понижений в открытой части залива и в 3 раза – для подъема уровня в мелководной зоне.

Зависимость смещений уровня от ширины фронта демонстрирует рис. 4. При расчете ветровых напряжений по классическим (рис. 4, a) и модифицированным (рис. 4, z) формулам Акерблома при $W = 50$ км максимальный сгон уровня составляет 2,8 и 2,6 м соответственно, он наблюдается в открытой части залива у южного побережья о. Джарылгач. С ростом ширины фронта в 3 раза максимальные сгоны уменьшаются в 2,3 и 1,85 раза при расчетах τ_x^w, τ_y^w по формулам (9), (10) соответственно. Они наблюдаются вдоль жидкой границы залива на северо-западе расчетной области. Кроме того, движение всех рассматриваемых фронтов над акваторией моря вызывает значительное понижение уровня в кутовой части Джарылгачского залива, сопоставимое по абсолютным значениям со сгоном уровня в открытой части Каркинитского

залива. При всех способах задания ветровых напряжений наблюдается осушение прибрежной зоны. С ростом ширины фронта зоны обмеления в Джарылгачском заливе уменьшаются. Кроме того, при учете перемещения ветровых напряжений аналогичное понижение можно наблюдать также в мелководной части Каркинитского залива, а именно в районе Каланчакского залива и Карабайской косы.



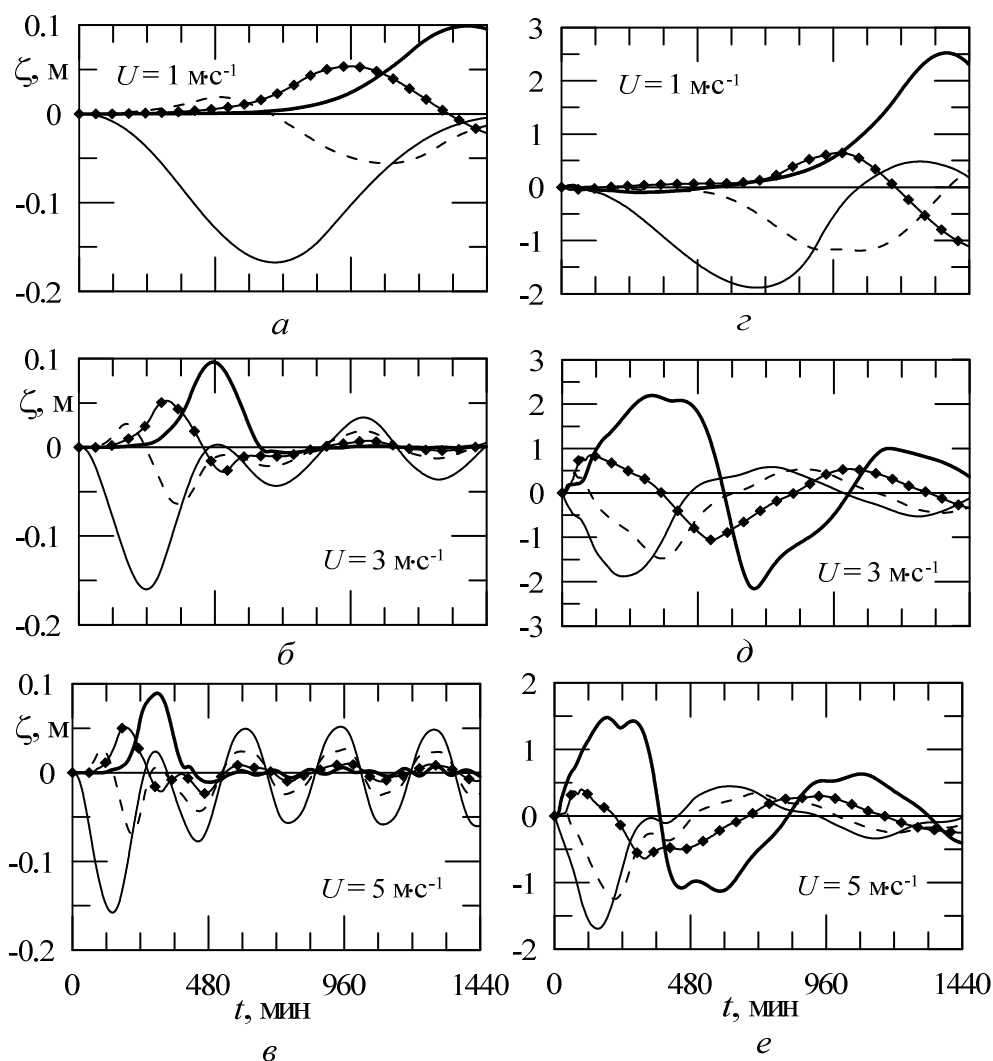
Р и с. 4. Зависимость возмущений уровня моря от ширины атмосферного фронта при постоянной скорости его перемещения $U = 7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$: а, г – $W = 50 \text{ км}$; б, д – $W = 100 \text{ км}$; в, е – $W = 150 \text{ км}$. Касательные напряжения ветра задаются по классическим (9) формулам Акерблома (а – в) и по модифицированным (10) формулам (г – е). Поля приведены для момента времени $t = 168 \text{ мин}$, когда передняя кромка атмосферного фронта находится у начала последней четверти Каркинитского залива в точке $x = 0,75l_x$

Максимальные нагоны для всех рассматриваемых фронтов отмечены в районе Джарылгачского залива у северного берега о. Джарылгач. Они убывают с ростом ширины фронта от 2 м ($W = 50$ км) до 0,8 м ($W = 150$ км) при расчетах τ_x^w, τ_y^w по классическим формулам Акерблома (9). В мелководной части бассейна максимальные поднятия уровня наблюдаются для фронтов шириной 50 и 100 км. Они локализованы в районе Каланчакской отмели и не превышают 0,6 м. При $W = 150$ км поднятия уровня в этой части бассейна не наблюдаются.

При учете перемещения поля ветровых напряжений максимальный подъем уровня в мелководной части залива отмечен в районе выхода из Перекопского залива, он составляет 1 – 1,4 м.

Из рис. 4 также видно, что при одной и той же скорости движения фронта наибольшие экстремальные смещения уровня для всех рассматриваемых способов задания касательных напряжений ветра вызывает фронт наименьшей ширины 50 км. С ростом ширины барической аномалии в 3 раза происходит уменьшение абсолютных значений возвышений и понижений уровня моря. При учете касательных напряжений ветра, рассчитанных по классическим формулам Акерблома, они уменьшаются в 2,3 – 2,5 раза. В том случае, когда касательные напряжения ветра τ_x^w, τ_y^w рассчитываются по модифицированным формулам Акерблома, эти отношения составляют 1,4 для нагонов и 1,85 – для сгонов.

Наконец, на рис. 5 приведены мареограммы колебаний уровня моря, полученных как без ветровых напряжений (рис. 5, *a – в*), так и с учетом касательных напряжений ветра, рассчитанных по модифицированным формулам Акерблома (10). Колебания представлены в четырех точках бассейна. Две из них расположены в открытой части залива, по одной – на Бакальской банке и в мелководной части. Как и ранее, учет касательных напряжений ветра (рис. 5, *г – е*) приводит к увеличению экстремальных смещений уровня моря приблизительно в 20 раз. Частота колебаний уровня возрастает при смещении точки наблюдений в вершину Каркинитского залива.



Р и с. 5. Колебания уровня в точках A (—), B (---), C (—♦—), D (—■—) при движении фронта шириной 50 км со скоростью $U = 1 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (a, z), $U = 3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ($б, д$), $U = 5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ ($в, e$). На фрагментах $a - в$ приведен расчет уровня без учета касательных напряжений ветра, на фрагментах $z - e$ — с учетом ветровых напряжений по модифицированным формулам Акерблома (10)

Основные выводы. В рамках линейной теории длинных волн рассмотрена двумерная задача о генерации баротропных колебаний жидкости в полуограниченном мелководном вращающемся бассейне при движении над ним с постоянной скоростью атмосферного фронта в форме ступени. Учитываются квадратичное донное трение и касательные напряжения ветра, связанные с аномалиями атмосферного давления. Для описания связи касательных напряжений ветра с атмосферным давлением использованы как известные формулы Акерблома, так и выведенные ранее авторами в работе [11] их модифицированные варианты. В классических формулах (9) возмущения барического поля предполагаются стационарными и неподвижными в пространстве, в

модифицированных формулах (10) принимается во внимание равномерное движение фронта атмосферного давления. Задача решалась методом конечных разностей. В качестве бассейна взят мелководный полузамкнутый Каркинитский залив Черного моря.

Во всех рассматриваемых случаях при движении фронта слева направо в относительно глубоководной открытой части залива возникают понижения уровня, превосходящие по абсолютным значениям его повышения в кутовой мелководной части залива.

Увеличение скорости движения фронта в 3 раза при одинаковой ширине приводит к существенному уменьшению в 1,45 – 3 раза экстремальных значений уровня, полученных с учетом перемещения касательных напряжений ветра. При учете касательных напряжений по классическим формулам Акерблома влияние роста скорости на аналогичные экстремальные значения малó.

Наиболее интенсивные колебания уровня генерируются самым узким из рассматриваемых фронтов ($W = 50$ км), движущимся с малой скоростью ($U < 6$ м·с⁻¹).

По сравнению с чисто барическим воздействием учет ветровых напряжений по классическим или модифицированным формулам Акерблома при расчетах полей уровня качественно изменяет картину волнового процесса. Он приводит к существенному увеличению (на порядок, а в некоторых случаях и на два) сгонно-нагонных колебаний уровня. Так, в мелководном Джарьлгачском заливе возникают сильные понижения уровня, при которых возможно осушение дна водоема. При чисто барическом воздействии на залив такого влияния на уровень не наблюдается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость Мирового океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 261 с.
2. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 263 с.
3. Лаппо С.С. Среднемасштабные динамические процессы океана, возбуждаемые атмосферой. – М.: Наука, 1979. – 181 с.
4. Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. – СПб.: Гидрометеиздат, 1993. – 325 с.
5. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. – 210 с.
6. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 239 с.
7. Доценко С.Ф., Иванов В.А. Катастрофические природные явления Азово-Черноморского региона. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2013. – 193 с.
8. Еремеев В.Н., Коновалов А.В., Черкесов Л.В. Моделирование длинных баротропных волн в Черном море, вызываемых движущимися барическими возмущениями // Океанология. – 1996. – 36, № 2. – С. 191 – 196.
9. Еремеев В.Н., Коновалов А.В., Манилюк Ю.В., Черкесов Л.В. Моделирование длинных волн в Азовском море, вызываемых прохождением циклонов // Там же. – 2000. – 40, № 5. – С. 658 – 665.

10. *Кочергин В.П.* Теория и методы расчета океанических течений. – М.: Наука, 1978. – 128 с.
11. *Доценко С.Ф., Миклашевская Н.А.* Генерация волн в ограниченном бассейне движущимся фронтом атмосферного давления и связанным с ним полем касательных напряжений ветра // *Морской гидрофизический журнал.* – 2011. – № 4. – С. 13 – 27.
12. *Доценко С.Ф., Миклашевская Н.А.* Изменения уровня моря в мелководном заливе, вызванные прохождением барического фронта // Там же. – 2013. – № 4. – С. 30 – 40.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь
E-mail: sf_dotsenko@mail.ru,
nmikl@rambler.ru

Материал поступил
в редакцию 21.03.14
После доработки 21.04.14

АНОТАЦІЯ Виконано дослідження генерації просторових баротропних коливань рівня в напівобмеженому мелководному обертовому басейні рухомим атмосферним фронтом. Басейн відповідає Каркінітській затоці Чорного моря. Фронт характеризується як збуреннями атмосферного тиску, так і узгодженим з ними полем дотичних напружень вітру. Задача вирішується методом кінцевих різниць з урахуванням квадратичного за швидкістю придонного тертя в рамках лінійної теорії поверхневих довгих хвиль. Знайдено закономірності зміни полів збурень рівня в залежності від ширини та швидкості переміщення атмосферного фронту. Проведено співставлення реакцій рівня на вітрові напруги, розраховані за класичними та модифікованими формулами Акерблома, які враховують рух фронту. Врахування переміщення поля вітрових напруг призводить до значного збільшення прогнозованих амплітуд коливань рівня в порівнянні з тільки баричним впливом атмосфери на морське середовище або використання класичних формул Акерблома.

Ключові слова: коливання рівня моря, Чорне море, Каркінітська затока, рухомий атмосферний фронт, внесок дотичних напруг вітру, рівняння довгих хвиль, чисельні рішення.

ABSTRACT Spatial barotropic sea level oscillations generated by a moving atmospheric front in a rotating semi-closed shallow water basin are studied. The Karkinit Bay in the Black Sea is used as a basin. The front is characterized both by perturbations of the atmospheric pressure field and by the agreed with them field of tangential wind stresses. The problem is solved by the method of finite differences within the framework of the linear long wave theory with account of the quadratic bottom friction. Regularities of oscillations of the sea level disturbances' fields depending on width and transfer velocity of the atmospheric front are found. Responses of sea level to wind stresses calculated by the Akerblom classic and modified formulas which take into account front motion are compared. Consideration of motion of the wind stresses' field results in significant increase of the forecasted amplitudes of sea level oscillations as compared to the cases when only pure baric atmospheric forcing on marine environment is taken into account or the Akerblom classic formulas are applied.

Keywords: oscillations of sea level, Black Sea, Karkinit Bay, moving atmospheric front, contribution of tangential wind stresses, equations of long waves, numerical solutions.