

# БРИЗОВЫЕ ТЕЧЕНИЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ НЕОДНОРОДНОГО МОРЯ

Э.И. Белоусова\*, В.В. Белоусов

\*Московский государственный  
университет имени М.В. Ломоносова,  
филиал МГУ в г. Севастополе  
Морской гидрофизический институт  
НАН Украины  
г. Севастополь, ул. Капитанская, 2  
*E-mail:* val19@list.ru

*В статье приводятся постановка задачи и результаты моделирования течений на шельфе Южного берега Крыма, вызываемых регулярными бризами. Сравниваются варианты при максимальной амплитуде морского и берегового бризов в случае периодического бриза. Показано, что во всем исследуемом районе скорость течений, вызываемых морским бризом больше, чем береговым, при одинаковой амплитуде бриза.*

Из наблюдений известно, что теплая половина года (апрель-октябрь) характеризуется преобладающим воздействием ветров местного типа на прибрежную зону Южного берега Крыма [1].

Структура морских течений, формируемых такими ветрами, практически не исследована. Поэтому задача о расчете скорости течений, температуры и солености

воды в прибрежной зоне моря, обусловленных бризами, представляется актуальной.

Исследуется воздействие на структуру течений морских и береговых бризов, образующихся вследствие разности температур суши и моря. Бриз моделируется направленным по нормали к берегу периодическим ветром с суточным периодом и максимальной амплитудой 10 м/с.

При формулировании задачи использован факт слабой вдольбереговой изменчивости линии берега, рельефа дна, скорости ветра над морем, температуры приводного слоя атмосферы, гидрологических характеристик и скорости течений воды. Это позволило принять линию берега прямолинейной, а все перечисленные выше параметры и рельеф дна, а так же наклон уровня морской поверхности меняющимися только в перпендикулярном к линии берега направлении.

При этом предположении оба рассматриваемых типа ветров направлены по нормали к линии берега. Береговой бриз дует от берега (сгон), а морской бриз – к берегу (нагон).

Используется прямоугольная система координат на  $\Omega$ -плоскости с осью ОY, направленной от берега, с осью ОХ, направленной вдоль него, ось ОZ – вертикально вниз от невозмущенной поверхности моря ( $z=0$ ).

Исходные уравнения движения, распространения тепла и соли следующие:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - \Omega v = A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + A_l \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \Omega u = g \frac{d\xi}{dy} - \frac{g}{\rho_0} \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial y} + A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + A_l \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \theta, \quad (3)$$

$$\frac{\partial \tau}{\partial t} + v \frac{\partial \tau}{\partial y} + w \frac{\partial \tau}{\partial z} = K_z \frac{\partial^2 \tau}{\partial z^2} + K_l \frac{\partial^2 \tau}{\partial y^2}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = K_z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + K_l \frac{\partial^2 S}{\partial y^2}, \quad (5)$$

$$\rho = \rho_0 (I - \alpha \tau + \alpha_l S), \quad (6)$$

$$\int_0^H v dz = \theta. \quad (7)$$

В соотношениях (1) – (7) приняты следующие обозначения:  $u, v, w$  – составляющие скорости течения вдоль осей  $OX, OY, OZ$  соответственно;  $\xi$  – отклонение поверхности моря от невозмущенного горизонтального положения;  $A_z, A_t$  – коэффициенты вертикального и горизонтального обмена количеством движения;  $g$  – ускорение силы тяжести;  $\Omega$  – параметр Кориолиса, принятый постоянной величиной, равной  $10^4 \text{с}^{-1}$ ;  $\rho$  – плотность морской воды,  $\rho_0 = 1.02541 \text{г}\cdot\text{см}^{-3}$ ;  $\tau$  и  $S$  – температура и соленость морской воды;  $K_z, K_t$  – коэффициенты вертикальной и горизонтальной диффузии тепла и соли; коэффициенты, входящие в уравнение состояния морской воды,  $\alpha = 1.8 \cdot 10^{-4} \text{град}^{-1}$ ,  $\alpha_t = 8 \cdot 10^{-4} (\%)^{-1}$ ;  $H = H(y)$  – глубина моря;  $t$  – время.

Границные условия на поверхности моря, дне и боковых границах следующие.

На поверхности моря  $z = 0$  тангенциальное напряжение ветра, вдольбереговая и перпендикулярная к линии берега составляющие которого обозначены  $T_x$  и  $T_y$ , уравновешивается трением в морской воде:

$$A_z \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{T_x(y)}{\rho_0}, \quad A_z \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{T_y(y)}{\rho_0}. \quad (8)$$

В рассматриваемом случае вдольбереговая составляющая ветра отсутствует:  $T_x(y) \equiv 0$ . Перпендикулярная берегу составляющая тангенциального напряжения ветра зависит от времени по закону косинуса:

$$T_y(y) = 3.25 \times \cos(2 \times \pi / 86400 \times t) \frac{c}{\text{см}\cdot\text{с}^2},$$

что соответствует максимальной амплитуде ветра 10 м/с. Кроме того, на поверхности моря принимается приближение "твёрдой крышки", то есть предположение, что вертикальная скорость течения отсутствует

$$w = 0. \quad (9)$$

Поток тепла через поверхность моря  $z = 0$  пропорционален разности температуры  $\tau_A$  приводного слоя атмосферы и температуры поверхности воды  $\tau$ , а поток соли отсутствует:

$$K_z \frac{\partial \tau}{\partial z} = v_r(\tau_A - \tau), \quad (10)$$

$$\frac{\partial S}{\partial z} = 0, \quad (11)$$

где  $v_r = -5 \cdot 10^{-4} \text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$ .

На дне моря движение отсутствует

$$u = v = w = 0, \quad (12)$$

а температура и соленость морской воды считаются известными

$$\tau(y, H) = \tau_H(y), \quad S(y, H) = S_H(y), \quad (13)$$

На твердой боковой границе  $y = \theta$  задаются условия прилипания и отсутствия потоков тела и соли:

$$u = v = 0, \quad (14)$$

$$\frac{\partial \tau}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial S}{\partial y} = 0. \quad (15)$$

На жидкой боковой границе  $y = L$  становится условие отсутствия расхода воды и потоков тепла и соли в горизонтальном направлении

$$\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial y} = 0, \quad (16)$$

$$\frac{\partial \tau}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial S}{\partial y} = 0, \quad (17)$$

где  $L$  – ширина рассматриваемой зоны моря, принятой при расчетах 20 км.

Условие отсутствия расхода воды (7) в перпендикулярном к берегу направлении есть следствие уравнения неразрывности (3), условия (9) – равенства нулю вертикальной скорости на поверхности моря и условия (14) для горизонтальной скорости  $v$  на твердой боковой границе. Условие (7) используется для определения наклона

уровня  $\frac{d\xi}{dy}$  морской поверхности.

В начальный момент времени  $t = 0$  скорости течений и наклон уровня моря во всей рассматриваемой области принимались равными нулю.

$$u = v = w = 0, \quad \frac{d\xi}{dy} = 0, \quad (18)$$

а температура и соленость горизонтально однородными и стратифицированными по вертикали:

$$\tau(y, z) = \tau^*(z), \quad S(y, z) = S^*(z). \quad (19)$$

В качестве известных профилей температуры  $\tau(y, z) = \tau^*(z)$  и солености  $S(y, z) = S^*(z)$  приняты характерные

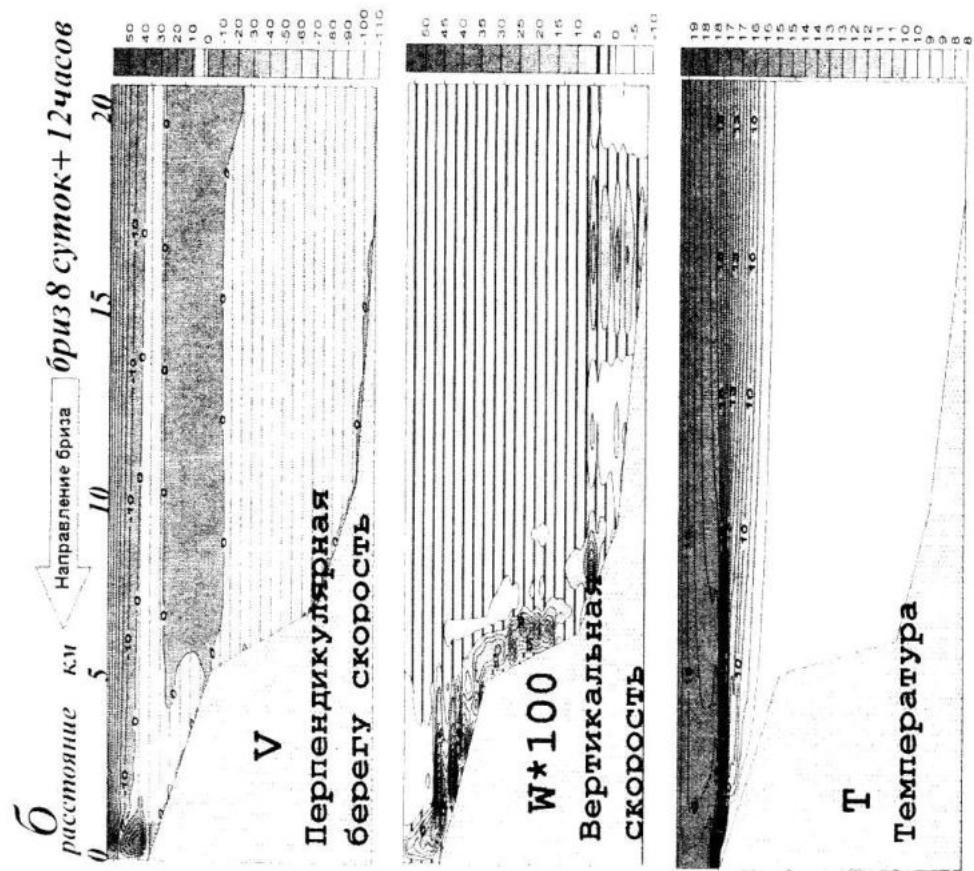
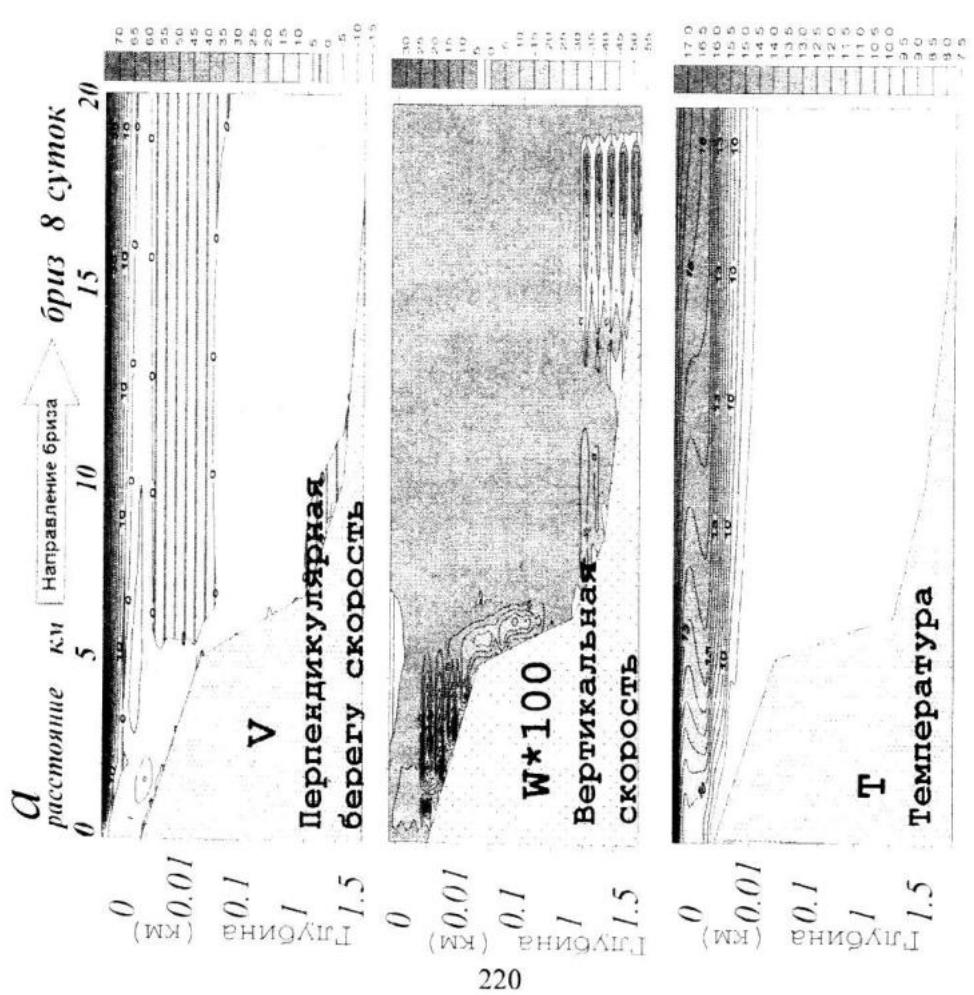


Рисунок 1 – Поперечная кривая берегу скорости, вертикальная скорость, умноженная на 100 и температура для случаев берегового (а) и морского (б) направлений бризового ветра

многолетние профили для глубоководной части Черного моря. Профиль температуры: в верхнем четырехметровом слое  $\tau^* = 20 {}^\circ C$ , на горизонтах 6, 8 и 10 м температура равнялась 19, 18 и 15  ${}^\circ C$ , ниже до самого дна температура равнялась 8  ${}^\circ C$ .

Профиль солености: в верхнем десятиметровом слое  $S^* = 18 \%$ , ниже она возрастает до значений 20, 21.1, 21.9 % на горизонтах 50, 100 и 260 м; ниже до самого дна соленость равнялась 22 %.

Значения температуры  $\tau_H = \tau_H(y)$  и солености  $S_H = S_H(y)$  на дне принимались равными значениям  $\tau^*$  и  $S^*$  на соответствующих горизонтах:

$$\tau_H = \tau^*(z = H), \quad S_H = S^*(z = H). \quad (20)$$

Коэффициент вертикального обмена количеством движения взят не меняющимся по вертикали, но пропорциональным глубине моря на шельфе [3]:

$$A_z = A_0 \cdot \frac{H}{H_0} \text{ для } H < H_0;$$

$$A_z = A_0 \text{ для } H \geq H_0,$$

где  $A_0 = 100 \text{ см}^2/\text{с}$ ,  $H_0 = 100 \text{ м}$ .

Коэффициент горизонтального обмена количеством движения принят постоянным  $A_t = 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$ .

Коэффициенты диффузии приняты следующими:  $K_z = 0.1 A_z$ ,  $K_t = 0.1 A_t$ .

Задача решалась численно: уравнения движения – методом матричной прогонки, уравнения переноса тепла и соли – методом обычной прогонки. При численных расчетах шаг по времени принят равным  $10^2$  с. Пространственная сетка размером  $41 \times 41$  принята равномерной в горизонтальном направлении и неравномерной в вертикальном направлении. Шаг сетки в горизонтальном направлении принят равным 500 м. В вертикальном направлении от поверхности моря  $z = 0$  до горизонта  $z = 10$  м взято 5 шагов по 2 м; далее 11 шагов по 10 м; 14 шагов по 20 м, 9 шагов по 100 м, последний шаг равен 200 м. У берега глубина моря составляет 10 м, максимальная – 1500 м.

На рисунке 1 приведены некоторые результаты расчета перпендикулярной берегу скорости, вертикальной скорости, умно-

женной на 100, и температуры для случаев максимального берегового (а) и морского (б) бризов, отличающихся по времени на 12 часов.

Основные выводы анализа произведенных расчетов приведены ниже.

**Основные результаты.** Бризовые ветры с суточным периодом вызывают сгононагонные явления в прибрежной зоне моря.

Морской бриз в направлении к берегу вызывает нагон теплой воды в поверхностном слое моря. В двухкилометровой прибрежной зоне образуется квазиодиородный изотермический слой, толщина которого в направлении от берега уменьшается.

Береговой бриз вызывает отток воды от берега. Холодная вода поднимается в подповерхностные слои. В трехкилометровой прибрежной зоне образуется слой воды с резкими вертикальными градиентами температуры.

Во всем исследуемом районе скорость течений, вызываемых морским бризом больше, чем береговым, при одинаковой амплитуде бриза.

В узкой двухкилометровой прибрежной зоне, где глубина моря не превышает пятидесяти метров движение – квазистационарное. То есть движение в каждый момент времени таково, как если бы на поверхность моря действовало постоянное напряжение ветра. Вне этой зоны течение на поверхности моря запаздывает по отношению к ветру. С глубиной запаздывание увеличивается.

При заданной максимальной амплитуде бризового ветра порядки горизонтальных скоростей достигают 110 % в случае морского бриза и 70 % в случае берегового бриза.

Наибольшие значения вертикальных скоростей имеют величину 0.5 %. Вертикальные движения воды, вызванные бризом на глубинах выше 1 км незначительны.

## Л и т е р а т у р а

1. Блатов А.С., Иванов В.А. Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря (на примере Южного берега Крыма). – Киев: Наукова думка, 1992. – 244 с.
2. Вайсберг Дж. Погода на Земле. Метеорология. Ленинград. Гидрометеоиздат, 1980. – 280 с.
3. Иванов В.А., Конырев В.К., Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Численное моделирование апвеллингов на северо-западном шельфе и в районе материкового склона в Черном море. В кн. Диагноз состояния среды прибрежных и шельфовых зон Черного моря. Сборник научных трудов. Севастополь, 1996.