

Математическое моделирование морских систем

УДК 551.465

Н.Б. Шапиро

Моделирование трехмерной структуры гидрологических полей в карстовой полости под действием субмаринной разгрузки подземных вод

Обсуждаются результаты численного моделирования процесса субмаринной разгрузки в карстовой полости. Предполагается, что через трещины в боковых границах полости просачивается пресная вода с температурой, вообще говоря, не совпадающей с температурой воды в гроте. Расчеты проведены в рамках трехмерной модели в σ -координатах и в гидростатическом приближении, с процедурой «конвективного приспособления», которая обеспечивает устойчивую стратификацию по плотности с сохранением запасов тепла и соли. Сопоставление с данными наблюдений показывает, что модель качественно правильно описывает структуру формирующихся в результате субмаринной разгрузки полей температуры, солёности и скорости течений в полости. Обсуждаются возможности совершенствования модели.

В настоящей работе излагаются результаты численных экспериментов по воспроизведению наблюдаемой трехмерной структуры полей температуры, солёности и скорости течения в карстовой полости – гроте, расположенном в районе м. Ая на Южном берегу Крыма. Через трещины в стенах грота поступает пресная вода, т. е. происходит субмаринная разгрузка.

Наблюдения [1] проводились во время специальной экспедиции в сентябре 2007 г. Период выполнения измерений совпал с ситуацией сгона, вызванного действием продолжительного западного ветра. Вследствие сгона температура воды на акватории моря в день проведения работ составляла $\sim 14^\circ\text{C}$ (вместо нормы 21°C), причем на входе в полость на поверхности моря она доходила до 15°C . Приведенные значения температуры указывают, что пресная подземная вода была более теплой, чем в море. Солёность воды на входе в карстовую полость под тонким поверхностным слоем солёностью 12,3‰ практически не менялась с глубиной и составляла 18,2‰. Такая солёность в рассматриваемой акватории в сентябре при отсутствии сгона характерна для глубин 30 – 50 м.

Наблюдаемая вертикальная структура воды как на входе в полость, так и внутри нее свидетельствует о том, что внутри полости происходит активная субмаринная разгрузка подземных вод. Ее следы прослеживаются главным образом в поверхностном слое толщиной менее 1 м, причем как в полях температуры, солёности, так и в поле течений (в этом слое вода вытекает из полости). Согласно измерениям, скорость вытекающего из грота течения на вы-

© Н.Б. Шапиро, 2010

ходе из полости максимальна на поверхности моря, до 4 см/с. Максимальная скорость втекающего течения доходила до 3 см/с на глубинах 1,5 – 2 м. Подчеркнем, что речь идет о течениях, осредненных по времени для исключения колебаний, связанных с наличием ветровых волн и зыби.

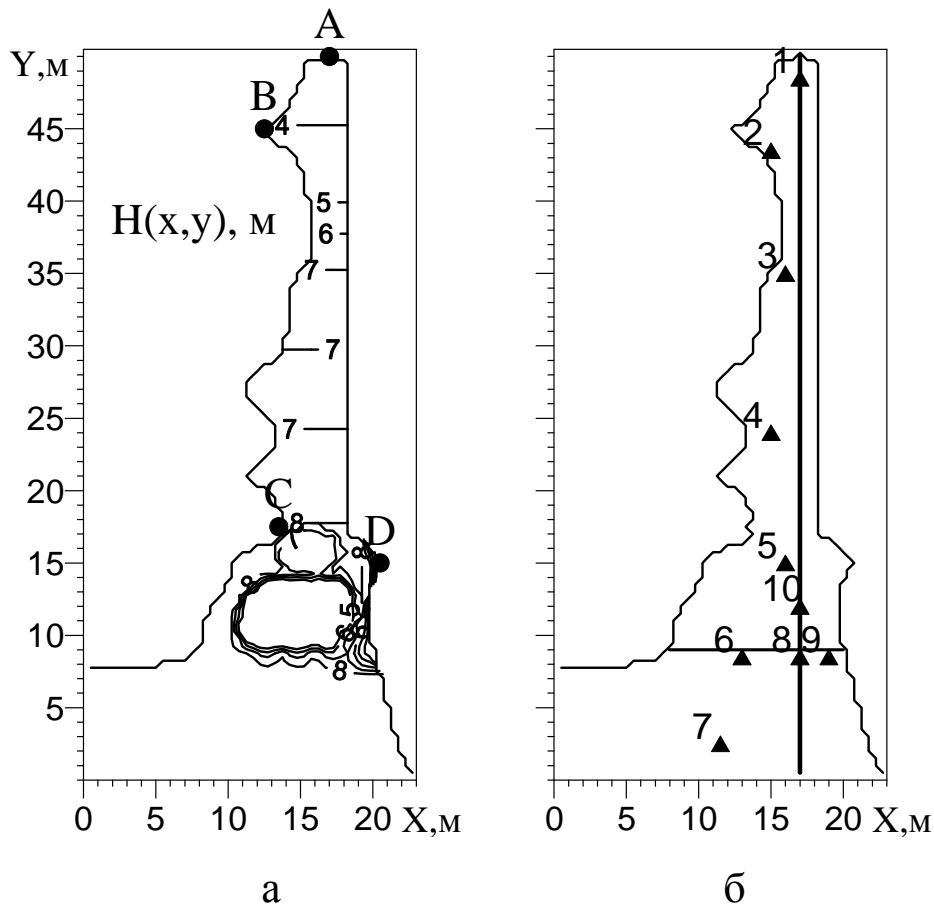
Наблюдения показали, что следы субмаринной разгрузки более заметны внутри карстовой полости (ниже – поверхностная соленость, выше – поверхностная температура), чем при выходе из нее. Они также показали, что в данной полости находится несколько источников субмаринной разгрузки, что отмечалось и в предыдущих натурных исследованиях [2, 3].

По данным о скорости течения и солености вытекающей из полости и втекающей в нее воды на основе стационарного баланса массы и соли был оценен суммарный дебит Q_0 всех источников пресной подземной воды, разгружающихся в полости: $Q_0 = 2000 \text{ м}^3/\text{сут} \approx 0,02 \text{ м}^3/\text{с}$.

Для моделирования конкретной ситуации в карстовой полости решается следующая задача. Пусть в начальный момент времени в области, включающей карстовую полость и прилегающую к ней часть моря (рис. 1, а), имеет место покой, а температура и соленость воды не меняются по горизонтали и вертикали. На открытых жидких границах рассматриваемой области задаются фоновые вертикальные распределения температуры и солености (одинаковые вдоль границы). В начальный момент времени в грот через трещины в боковых границах начинает просачиваться пресная вода с нулевой соленостью и температурой, вообще говоря, не совпадающей с температурой воды в гроте. Просачивание пресной воды происходит в нескольких местах, причем с заданными априори расходами. В результате формируются термохалинная структура в гроте и связанное с ней трехмерное поле течений. Пресная вода вследствие конвективной неустойчивости практически мгновенно всплывает к поверхности моря, перемешиваясь при этом с соленой морской водой, и в виде распресненного пятна выносится в открытое море. Из моря глубинными течениями в полость вносится соленая морская вода. По существу, образуется двухслойная структура поля плотности и поля скорости течения.

Отметим, что влияние высокочастотных волновых процессов, например зыби, явно не учитывается, поскольку предполагается, что формирование стратификации в гроте связано со средними течениями. Косвенно это влияние учитывается при выборе коэффициентов турбулентного обмена.

Численные эксперименты проводились в рамках модели, которая ранее использовалась при воспроизведении пространственно-временной изменчивости термохалинных полей в Севастопольской бухте, она подробно описана в [4]. Модель основана на так называемых примитивных уравнениях гидродинамики океана в σ -координатах, в гидростатическом приближении и с использованием процедуры «конвективного приспособления» с сохранением запасов тепла и соли при появлении неустойчивой стратификации по плотности. Таким образом, процесс подъема подземных вод к поверхности моря описывается косвенно.



Р и с. 1. Рельеф дна, положение источников субмаринной разгрузки – *а*, станций и разрезов, которые используются при анализе результатов расчета, – *б*

В версии модели, которая применяется в данном исследовании, используется приближение «твердой крышки», чтобы при постановке условий на открытой границе наиболее простым способом обеспечить сохранение объема воды в рассматриваемой области и рассчитать на этой границе скорость течения. Положение границ слоев Z_k , где $k = 0, 1, \dots, N$, определяется формулой

$$Z_k(x, y) = \sigma_k H(x, y), \quad (1)$$

где $0 \leq \sigma_k \leq 1$, $\sigma_0 = 0$, $\sigma_N = 1$; $Z_0 = 0$ – невозмущенная поверхность моря; $Z_N = H$ – дно моря. Толщины слоев $h_k(x, y) = Z_k - Z_{k-1}$ для $k = 1, 2, \dots, N$ тогда будут равны

$$h_k = (\sigma_k - \sigma_{k-1}) H \quad (2)$$

и не будут зависеть от времени, причем имеет место равенство $h_1 + h_2 + \dots + h_k = Z_k$.

Уравнения неразрывности, движения, переноса тепла и соли в данной модели получаются интегрированием исходных уравнений по вертикали в

пределах каждого слоя с учетом граничных условий на поверхности и дне моря, а также условий на внутренних границах слоев (непрерывность потоков импульса, тепла и соли). При этом используются гипотезы замыкания для этих потоков с учетом транспортности и предполагается, что горизонтальные компоненты скорости, температура, соленость и плотность в пределах слоя не меняются по вертикали [4]. Эти уравнения (индексы x, y, t указывают на соответствующее дифференцирование) вместе с уравнением состояния запишем в виде

$$(U_k)_x + (V_k)_y + W_k - W_{k-1} = 0, \quad (3)$$

$$\begin{aligned} & (U_k)_t + (u_k U_k)_x + (v_k U_k)_y - fV_k + \\ & + [r_k(u_k - u_{k+1}) + W_k^+ u_k + W_k^- u_{k+1}] - [r_{k-1}(u_{k-1} - u_k) + W_{k-1}^+ u_{k-1} + W_{k-1}^- u_k] = \\ & = gh_k \zeta_x + h_k[(B^{k-1} + b_k h_k / 2)_x - b_k(Z_{k-1} + h_k / 2)_x] + \tau^x + A \Delta U_k - rU_k, \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} & (V_k)_t + (u_k V_k)_x + (v_k V_k)_y + fU_k + \\ & + [r_k(v_k - v_{k+1}) + W_k^+ v_k + W_k^- v_{k+1}] - [r_{k-1}(v_{k-1} - v_k) + W_{k-1}^+ v_{k-1} + W_{k-1}^- v_k] = \\ & = gh_k \zeta_y + h_k[(B^{k-1} + b_k h_k / 2)_y - b_k(Z_{k-1} + h_k / 2)_y] + \tau^y + A \Delta V_k - rV_k, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & (Th_k)_t + (U_k T_k)_x + (V_k T_k)_y + \\ & + [\lambda_k^T (T_k - T_{k+1}) + W_k^+ T_k + W_k^- T_{k+1}] - [\lambda_{k-1}^T (T_{k-1} - T_k) + W_{k-1}^+ T_{k-1} + W_{k-1}^- T_k] = \\ & = \nabla (\kappa h_k \nabla T_k), \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} & (Sh_k)_t + (U_k S_k)_x + (V_k S_k)_y + \\ & + [\lambda_k^S (S_k - S_{k+1}) + W_k^+ S_k + W_k^- S_{k+1}] - [\lambda_{k-1}^S (S_{k-1} - S_k) + W_{k-1}^+ S_{k-1} + W_{k-1}^- S_k] = \\ & = \nabla (\kappa h_k \nabla S_k), \end{aligned} \quad (6)$$

$$b_k = g 10^{-3} [\alpha_1 T_k + \alpha_2 (T_k)^2 + (\alpha_3 T_k - \alpha_4)(S_k - 35)] / \rho_\infty. \quad (7)$$

В уравнениях (3) – (7) приняты следующие обозначения:

$U_k = u_k h_k$, $V_k = v_k h_k$ – компоненты потока скорости, где u_k, v_k – компоненты скорости течения в k -том слое, направленные вдоль осей X, Y соответственно;

τ^x, τ^y – компоненты напряжения ветра;

$\zeta(x, y, t)$ – уровень моря, отмеряемый вниз от невозмущенной поверхности;

$b_k = g(\rho_\infty - \rho_k) / \rho_\infty$ – плавучесть, ρ_k – плотность в k -том слое, $\rho_\infty = \text{const} = 1,028 \text{ г/см}^3$ – максимальная плотность, $B^k = b_1 h_1 + \dots + b_k h_k$ – запас плавучести;

W_k – нормальная к границе $Z_k(x, y)$ скорость течения относительно этой границы («вертикальная» скорость), $W_k \equiv W_k^+ + W_k^-$, $W_k^+ = \max(0, W_k) \geq 0$, $W_k^- = \min(0, W_k) \leq 0$, причем $W_0 = 0, W_N = 0$;

T_k – температура в k -том слое в °С, T_0 – эффективная температура воздуха (при учете потока тепла на поверхности моря);

S_k – соленость в k -том слое в ‰;

$f = \text{const}$ – параметр Кориолиса, g – ускорение силы тяжести;

$r_k, \lambda_k^T, \lambda_k^S$ – коэффициенты обмена импульсом, теплом и солью, причем при $1 \leq k \leq N-1$ они связаны с коэффициентами «вертикальной» вязкости A_z и диффузии κ_z соотношениями $r_k = 2A_z / (h_k + h_{k+1})$, $\lambda_k^T = \lambda_k^S = \lambda_k = 2\kappa_z / (h_k + h_{k+1})$, при $k=0$ $r_0 = 0$, $\lambda_0^T = \lambda_0 \geq 0$, $\lambda_0^S = 0$; при $k=N$ коэффициент придонного трения $r_N = r_{N1} + r_{N2}u_H$, где $r_{N1} = \gamma(2A_z/h_N)$, $\gamma \geq 1$, u_H – модуль скорости течения в нижнем слое, $\lambda_N^T = \lambda_N^S = 0$;

A, κ, r – коэффициенты боковой («горизонтальной») вязкости, диффузии и рэлеевского, внутреннего, трения;

$\alpha_1 = 0,0735$, $\alpha_2 = 0,00469$, $\alpha_3 = 0,002$, $\alpha_4 = 0,802$ – коэффициенты теплового расширения и солёностного сжатия.

Как видно из уравнений (4) – (6), на поверхности моря из внешнего воздействия учитывается только поток тепла в виде $Q_0^T = \lambda_0(T_0 - T_1)$ и поток импульса – касательное напряжение ветра τ^x, τ^y . Потоки массы и соли на поверхности моря полагаются равными нулю.

Далее действие ветра в рассматриваемой задаче учитывать не будем ($\tau^x = \tau^y = 0$). В полость ветер практически не проникает, а над открытой частью моря его действием можно пренебречь, поскольку наблюдения проводились во время штиля. Также для простоты и вследствие кратковременности процесса формирования термохалинной структуры в гроте не будем учитывать влияние потока тепла на поверхности моря ($\lambda_0 = 0$).

На дне принимаются условия обтекания ($W_N = 0$) и отсутствия потоков тепла и соли ($\lambda_N^T = \lambda_N^S = 0$), учитывается трение о дно (в виде суммы линейного и квадратичного слагаемых).

Помимо уравнений (3) – (7) используется интегральное уравнение неразрывности (сумма уравнений (3)), которое благодаря приближению «твердой крышки» $W_0 = 0$ имеет вид

$$U_x + V_y = 0, \quad (8)$$

где $U = U_1 + \dots + U_N$, $V = V_1 + \dots + V_N$ – компоненты полного потока. Уравнение (8) позволяет ввести интегральную функцию тока согласно формулам

$$U = -\Psi_y, \quad V = \Psi_x. \quad (9)$$

На твердых боковых границах (вертикальных стенках) ставятся условия прилипания для горизонтальных компонент скорости течения и условия равенства нулю нормальных составляющих потоков тепла и соли. На боковых границах полости в местах, отмеченных на рис. 1, a точками A, B, C, D , предполагается поступление подземных вод с солёностью S^* и температурой T^* (в слоях $k_1 \leq k \leq k_2$) с заданными расходами поступающей воды Q_A, Q_B, Q_C, Q_D . Для задания непосредственно скорости течения в слоях $[k_1, k_2]$ перечислен-

ные выше расходы равномерно распределяются в пределах этих слоев. Поскольку на твердой границе задается распределение нормальной компоненты полного потока, фактически на ней задается интегральная функция тока.

Так как в данной задаче используется приближение «твердой крышки», интегральный расход через открытую границу известен и в каждый момент времени равен суммарному расходу воды, поступающей из подземных источников. Для того чтобы определить распределение этого расхода вдоль границы, ставится условие свободного протекания для полных потоков ($\partial U / \partial n = 0$, $\partial V / \partial n = 0$), которое сводится к условию

$$\partial \Psi / \partial n = 0 \quad (10)$$

для интегральной функции тока, где $\partial / \partial n$ – производная по нормали к границе.

Для определения на открытой границе скорости течения на различных горизонтах ставится условие «свободного протекания» для бароклинических компонент скорости (отклонений от баротропных, средних по глубине, компонент скорости течения), например:

при $X = 0$

$$(u_k - U/H)_x = 0, \quad (v_k - V/H)_x = 0. \quad (11)$$

Для температуры и солености на открытой границе ставятся условия транспортности для суммарных (адвективных плюс диффузионных) потоков тепла и соли Q_k^T , Q_k^S , например:

при $X = 0$

$$Q_k^T = -\kappa h_k (T_k)_x + U_k T_k = U_k^+ (T_k)_L + U_k^- T_k, \quad (12)$$

$$Q_k^S = -\kappa h_k (S_k)_x + U_k S_k = U_k^+ (S_k)_L + U_k^- S_k,$$

где U_k^+ – втекающий, U_k^- – вытекающий из области поток воды в k -том слое, $U_k^+ = \max(0, U_k) = (U_k + |U_k|) / 2 \geq 0$, $U_k^- = \min(0, U_k) = (U_k - |U_k|) / 2 \leq 0$, $U_k \equiv U_k^+ + U_k^-$. Таким образом, в рассматриваемую область втекает вода с фоновой температурой $(T_k)_L$ и соленостью $(S_k)_L$, а вытекает – со своей температурой и соленостью.

Начальные условия ставятся для горизонтальных компонент скорости течения, температуры и солености, а именно:

при $t = 0$

$$u_k = (u_k)^0, \quad v_k = (v_k)^0, \quad T_k = (T_k)^0, \quad S_k = (S_k)^0. \quad (13)$$

Как показали численные эксперименты, условие «свободного протекания» (при котором скорость течения на открытой границе экстремальна) может приводить к появлению довольно интенсивных течений около границы. Для того чтобы приблизить результаты расчетов к данным наблюдений, рэле-

евское трение завывшалось вблизи открытой границы, в так называемой буферной зоне.

В рамках описанной выше модели был проведен ряд численных экспериментов по воспроизведению полей температуры и солености в карстовой полости, которые наблюдались во время экспедиции в сентябре 2007 г. [1]. На рис. 1 приведен рельеф дна рассматриваемой области, показано положение источников подземной воды, станций (1 – 10) и разрезов (продольный – вдоль полости и поперечный – на входе в полость), которые используются при демонстрации результатов расчета. Отметим, что дебит субмаринной разгрузки считается известным, однако количество источников пресной воды, их положение, величина расходов поступающей воды точно не известны. Местоположение источников задается на основе представлений, полученных в экспедиции [1].

Конечно-разностный алгоритм решения задачи подробно описан в работе [4]. Он основан на бокс-методе с сеткой B , экономичной двухслойной полунявной схеме интегрирования по времени, неявной аппроксимации «вертикального» обмена теплом, солью, импульсом, придонного трения и ускорения Кориолиса, на решении методом верхней релаксации уравнения для интегральной функции тока, полученного непосредственно из разностных уравнений движения и неразрывности.

При расчете температуры и солености адвективные члены в соответствующих уравнениях аппроксимировались направленными разностями с первым порядком точности (со схемной диффузией), чтобы обеспечить устойчивость и положительную определенность численной схемы. При этом выполнялся принцип максимума (температура и соленость не должны быть меньше минимальных и больше максимальных фоновых значений). Специальные расчеты показали, что применение монотонизатора в виде дозированной схемной диффузии [4] или TVD-схемы приводило к нарушению указанных выше свойств. Уравнения движения аппроксимировались также с первым порядком точности, хотя порядок их аппроксимации не являлся существенным.

Описываемые ниже результаты расчета получены в рамках восьмислойной ($N = 8$) модели на равномерной сетке по σ -координате ($\sigma_k = 0,125k$, $k = 1, \dots, N$) при следующих значениях коэффициентов вязкости и диффузии: $A = 10^2 \text{ см}^2/\text{с}$, $\kappa = 0$, $A_z = 50 \text{ см}^2/\text{с}$, $\kappa_z = 0,1 \text{ см}^2/\text{с}$, $\gamma = 5$, $r_{N2} = 2,5 \cdot 10^{-3}$ (r_N меняется от 5 до 10 см/с). Горизонтальная диффузия не учитывалась (учитывалась только схемная диффузия), поскольку вследствие ее явной аппроксимации численная схема становилась неустойчивой даже при малых значениях коэффициента диффузии тепла и соли. Шаги сетки по горизонтали выбирались равными $\Delta x = \Delta y = 0,5$ м. Буферная зона занимала 5 боксов у открытой границы, коэффициент рэлеевского трения менялся от $r = 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ (вне буферной зоны) до сравнительно большой величины $r = 2 \text{ с}^{-1}$ на границе.

В начальный момент времени скорости течений полагались равными нулю, температура и соленость – постоянными: $(T_k)^0 = 14,5^\circ\text{C}$, $(S_k)^0 = 17,9\text{‰}$. На открытой границе, где задается фоновое распределение температуры и солености, конкретно принималось, что по линейному закону соленость увеличивается с глубиной от 17,9 до 18,2‰, а температура, наоборот, уменьшается от

14,5 до 14°C, при этом условная плотность в соответствующих единицах растёт от 12,9 до 13,2, т. е. имеет место устойчивая стратификация.

Суммарный дебит подземных источников $Q_0 = 6000 \text{ м}^3/\text{сут}$ больше дебита, полученного из наблюдений на основе баланса массы и соли [1], однако при нем получаются более близкие к наблюдениям распределения температуры и солености. При этом расходы источников полагаются равными $Q_A = 500$, $Q_B = 500$, $Q_C = 2500$, $Q_D = 2500 \text{ м}^3/\text{сут}$.

Предполагается, что подземные воды в указанных выше местах границы карстовой полости втекают в три внутренних слоя (4 – 6-й) с температурой 15°C и соленостью 0‰ с постоянной по времени скоростью.

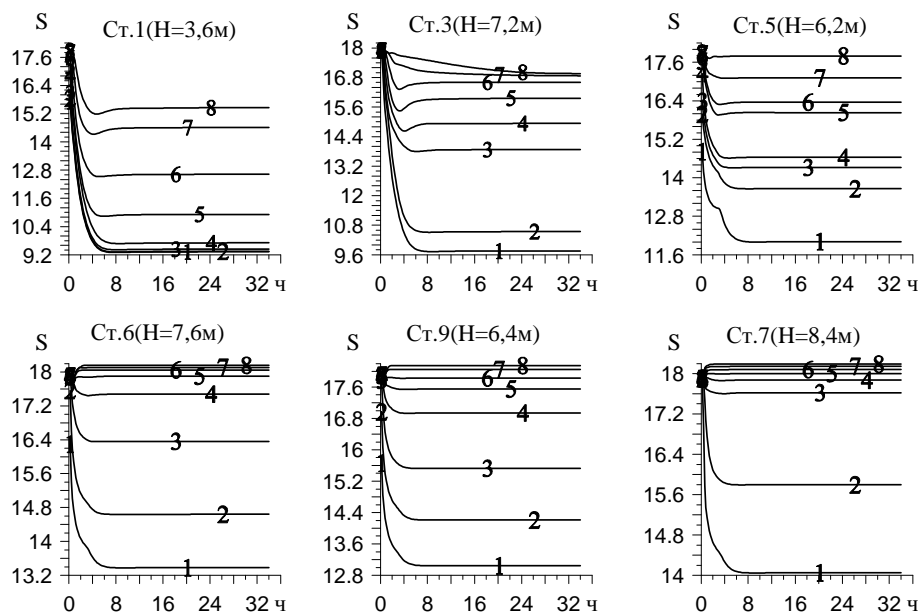
Так как глубина моря в местах *A*, *B*, *C*, *D* равна 3,5; 4,1; 8 и 4,1 м, суммарная толщина слоев, через которую просачивается вода, составляет соответственно 1,3; 1,5; 3 и 1,5 м. Расчет (с шагом по времени $\Delta t = 0,72 \text{ с}$) проводился на 34 ч, все поля за это время выходили на стационарный режим.

Перейдем к обсуждению результатов численного эксперимента. На рис. 2 приведены графики изменения по времени рассчитанной солености *S* (вверху) и температуры *T* (внизу) на указанных станциях в восьми слоях. Станции 1, 3, 5 находятся внутри грота, ст. 6 и 9 – на входе в грот, ст. 7 – вне грота. Видно, что соленость выходит на стационарный режим практически через 8 ч, причем на всех глубинах и на всех станциях. При этом очень быстро (в течение первых нескольких часов) происходит формирование распределенного поверхностного слоя. Температура на всех станциях, за исключением ст. 1 и 3, находящихся в вершине полости, также за это время выходит на стационарный режим. В вершине грота выход на стационарный режим происходит медленнее, примерно за сутки.

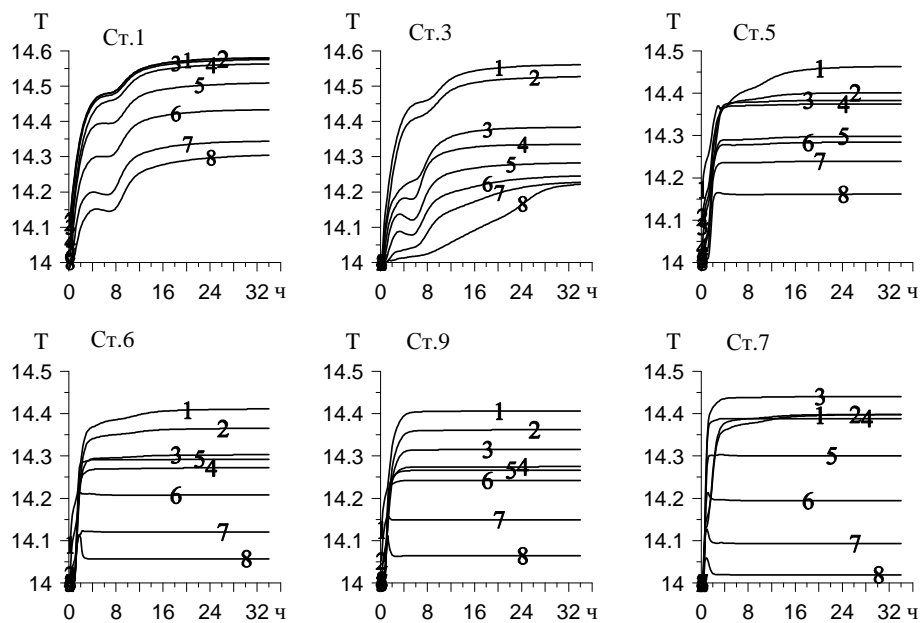
На рис. 3 показаны вертикальные профили температуры *T*, солености *S* и условной плотности σ , сформировавшиеся к концу расчета, на четырех станциях внутри грота. Четко виден сравнительно тонкий слой малосоленой и относительно теплой воды в верхнем слое моря.

На рис. 4 приведено распределение солености и температуры в верхнем ($k = 1$) и придонном ($k = 8$) слоях. Отметим уменьшение поверхностной солености при продвижении из открытой части моря к вершине полости от 18 до 9,5‰ и придонной солености от 18,2 до 15,4‰. Температура в верхнем и придонном слоях увеличивается при продвижении в глубь грота от 14,3 до 14,6°C и от 14 до 14,3°C соответственно.

На рис. 5 показано распределение солености, температуры и компоненты скорости течения *v*, направленной вдоль грота, на двух разрезах: продольном (вдоль грота) и поперечном (вход в грот). Здесь хорошо видна практически двухслойная структура полей солености и течений.

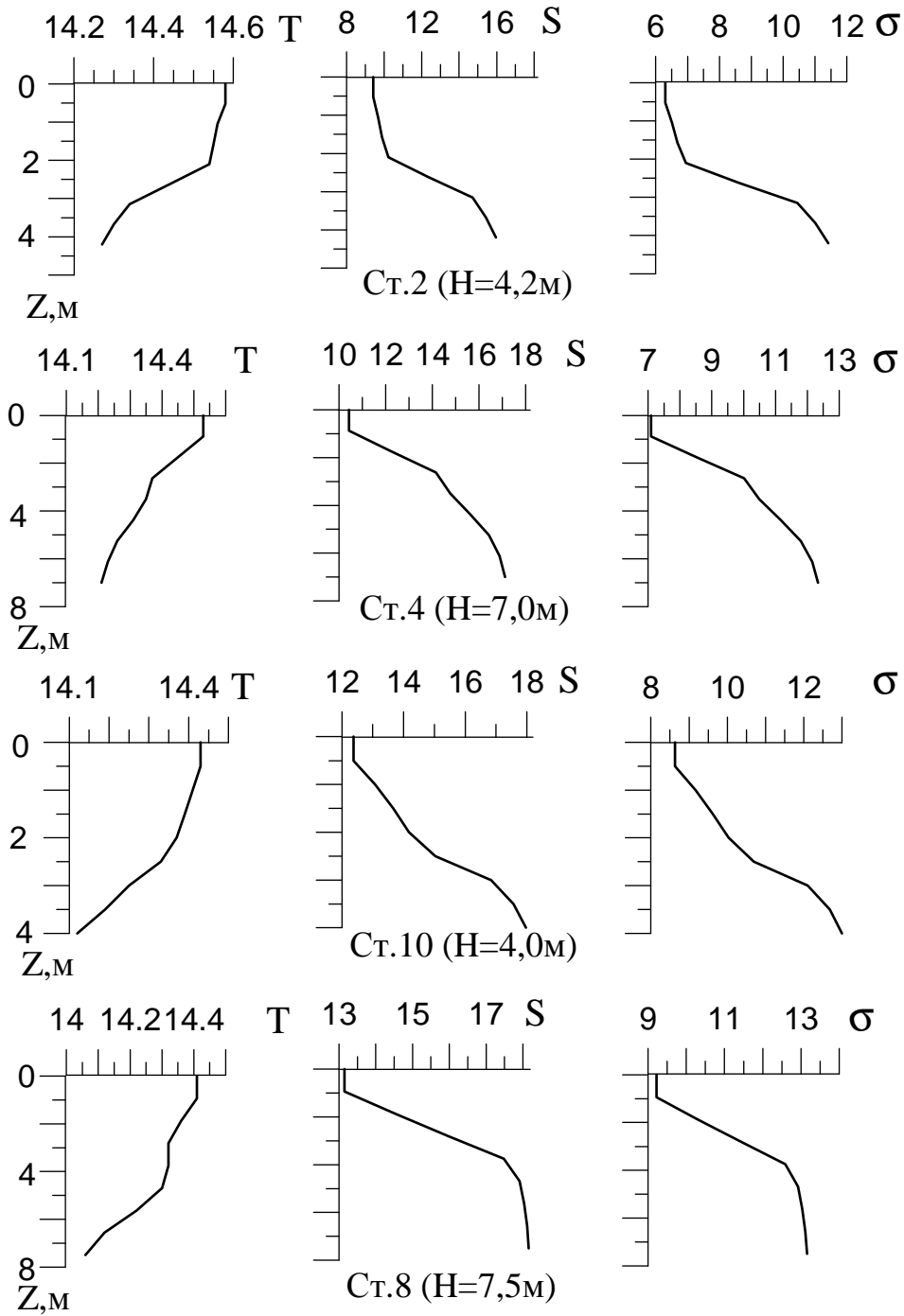


а

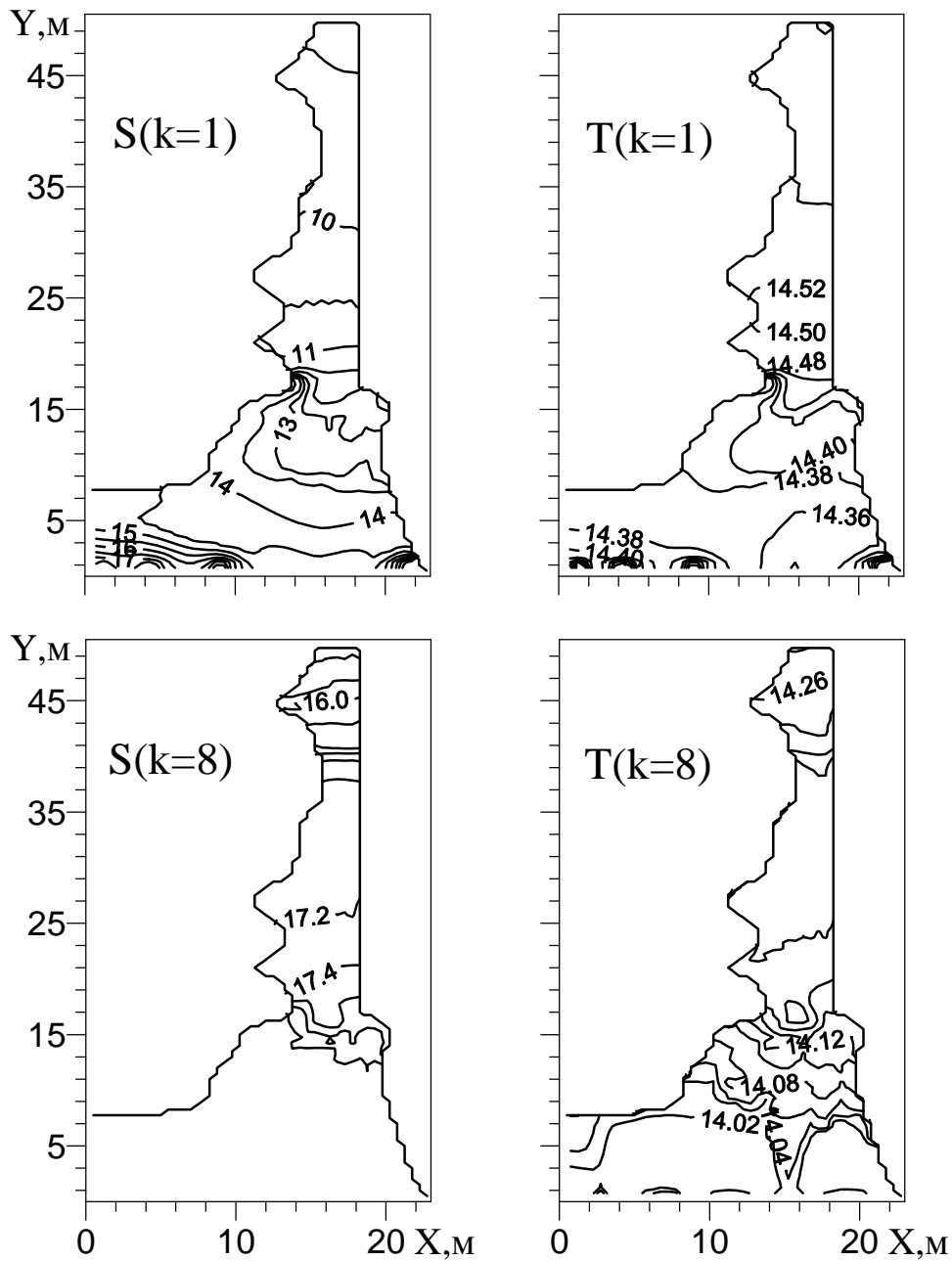


б

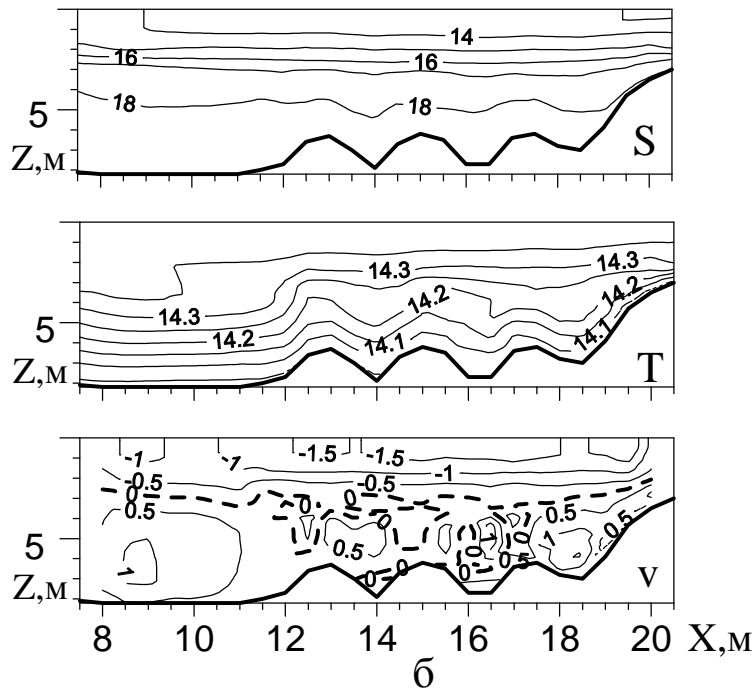
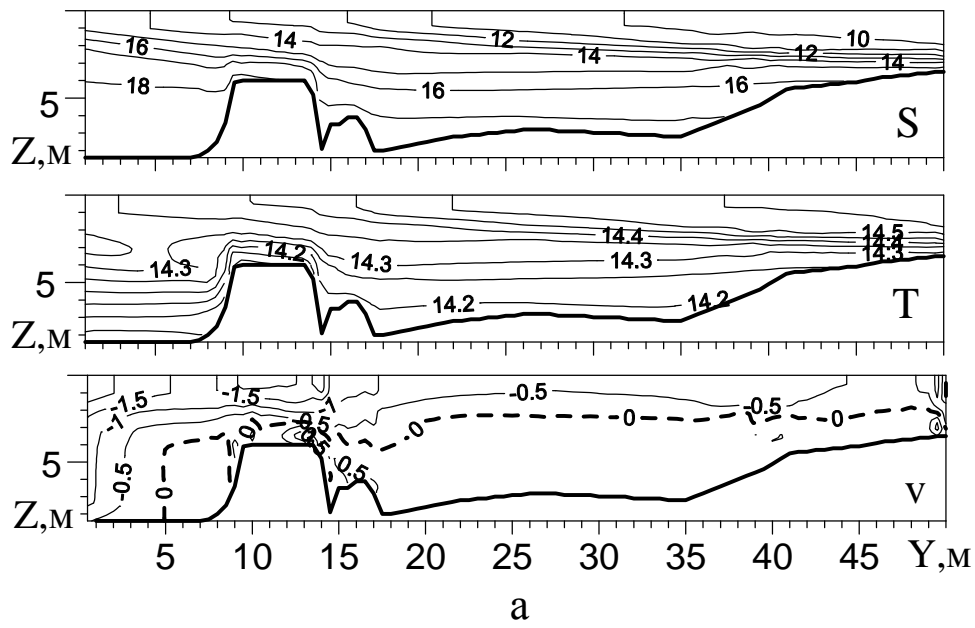
Р и с. 2. Графики изменения по времени солёности S (‰) – а и температуры T ($^{\circ}\text{C}$) – б на различных станциях (в скобках указана глубина моря, цифры на кривых – номер слоя)



Р и с. 3. Вертикальные профили температуры, солёности и условной плотности на указанных станциях



Р и с. 4. Распределение солёности и температуры в поверхностном ($k = 1$) и придонном ($k = 8$) слоях



Р и с. 5. Распределение солёности, температуры и скорости течения на продольном – а и поперечном – б разрезах, показанных на рис. 1, б

На рис. 6 показано распределение интегральной функции тока ψ ($\text{м}^3/\text{с}$) и вектора полного потока ($\text{м}^2/\text{с}$) во всей рассматриваемой области, в гроте и его вершинной части. Отметим наличие двух круговоротов у открытой «южной» границы области, которые, вероятнее всего, связаны с наличием «подводной горы» – поднятия дна около выхода из грота. Интенсивность этих круговоротов увеличивается при уменьшении коэффициента рэлеевского трения в буферной зоне у открытой границы.

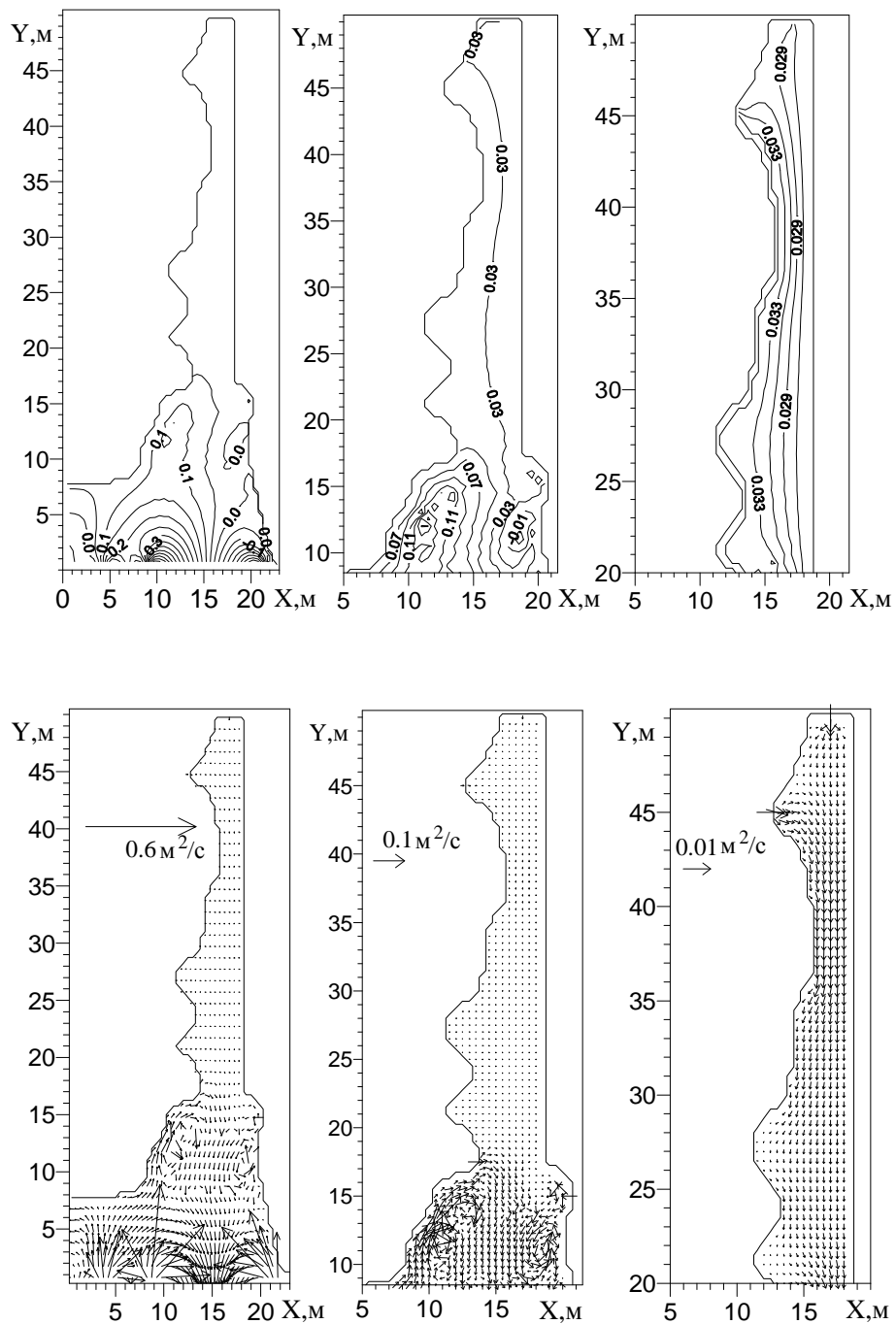
На рис. 7 приведены поля течений ($\text{см}/\text{с}$) в верхнем ($k = 1$) и придонном ($k = 8$) слоях в различных зонах рассматриваемой области. Подчеркнем, что поле течений, как и поле солёности, выходит на стационарный режим примерно за 8 ч. Хорошо видно, как в верхнем слое вода вытекает из грота, а на глубине наоборот – втекает в него. Также видны особенности поля скорости течений в придонном слое вблизи открытой границы, естественно, связанные с особенностями интегральной циркуляции.

Отметим, что при выбранных значениях параметров расход вытекающей из грота распресненной воды получается равным $Q_1 = -0,28 \text{ м}^3/\text{с}$, расход втекающей в грот морской воды $Q_2 = 0,22 \text{ м}^3/\text{с}$, причем Q_1 и Q_2 заметно превышают суммарный расход поступающей пресной воды $Q_0 = -0,06 \text{ м}^3/\text{с}$.

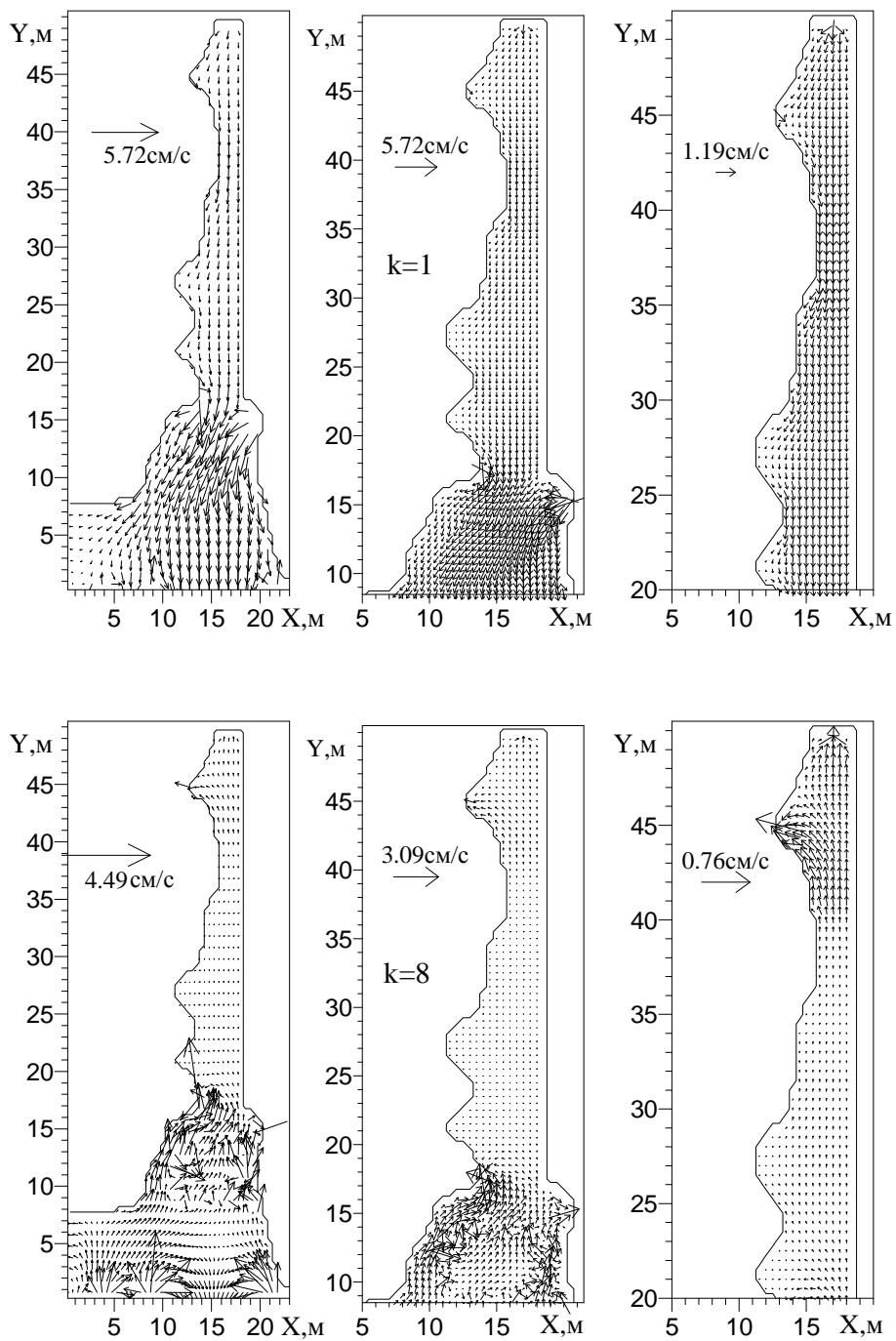
Расчет «вертикальной» скорости на границах слоев показал, что непосредственно в местах субмаринной разгрузки скорость подъема вод достигает чрезвычайно больших величин (до $24 \text{ см}/\text{с}$), превышающих даже скорость горизонтальных течений. Сравнительно больших значений (до $0,5 \text{ см}/\text{с}$) достигает скорость вертикальных течений на склонах подводного возвышения дна около входа в грот, где имеют место подъем и опускание вод. Разумеется, наличие интенсивных вертикальных движений, превышающих горизонтальные течения, указывает на неадекватность гидростатического приближения, по крайней мере, в окрестностях источников подземных пресных вод.

Сравнивая рассчитанные поля с данными наблюдений, необходимо учитывать определенную неточность задания фоновых характеристик температуры и солёности, положения источников субмаринной разгрузки, их мощности. Тем не менее, можно отметить, что модель качественно правильно и даже удовлетворительно количественно описывает формирующуюся структуру полей температуры, солёности и скорости течений в гроте.

Разумеется, имеют место и отличия. Так, на входе в грот, согласно наблюдениям, солёность ниже глубины 2 м практически не меняется, в расчете это происходит только глубже 4 м , минимальная солёность на поверхности моря по наблюдениям ниже ($12,3\text{‰}$), чем в расчете ($13,5\text{‰}$). Внутри грота минимальная солёность на поверхности моря по наблюдениям выше (12‰), чем в расчете ($9,5\text{‰}$). Мощность (толщина) поверхностного однородного слоя в расчете получилась больше ($0,5 \text{ м}$), чем по наблюдениям ($0,25 \text{ м}$). Также в расчете более сглаженным получается слой скачка солёности. На входе в грот скорость вытекания распресненной воды (осредненная по времени) достигала нескольких сантиметров в секунду, а рассчитанная (при выбранных значениях коэффициентов трения) не превышала $1,5 \text{ см}/\text{с}$. В то же время пространственная структура течений, рассчитанных и измеренных, практически одинакова.



Р и с. 6. Интегральная функция тока Ψ , $\text{м}^3/\text{с}$ (вверху) и векторы полного потока в карстовой полости (внизу): слева – вся область, в середине – грот, справа – вершина грота. Показаны максимальные значения полного потока в приведенных зонах



Р и с. 7. Векторы скорости течения в поверхностном ($k = 1$) и придонном ($k = 8$) слоях: слева – вся область, в середине – грот, справа – вершина грота. Показаны максимальные значения скорости течения в приведенных зонах

Модель недостаточно точно описывает поле солёности на поверхности моря вне грота. В расчёте получается более высокая солёность, чем в реальности. Представляется, что в модели завышена роль вертикального перемешивания и более интенсивно, чем на самом деле, происходит процесс осолонения распространяющихся в поверхностном слое моря трансформированных пресных вод. По-видимому, это связано с наличием в модели сравнительно большой схемной диффузии. Особенно большую роль она играет вблизи источников пресных вод, где вследствие «конвективного приспособления» возникают интенсивные вертикальные восходящие движения. Интенсивный подъём вод, в свою очередь, вызывает интенсивные горизонтальные течения вблизи этих источников, приток вод к ним в глубинных и отток от них в верхних слоях.

Сопоставление результатов расчёта с данными наблюдений указывает на необходимость усовершенствования модели для более точного описания динамических процессов в гроте, сопровождающих субмаринную разгрузку. Так, желательно обобщить модель на случай учёта негидростатических эффектов. Для этой цели можно воспользоваться способом, предложенным в работе [5]. Представляет интерес, хотя и не является принципиальным, явное описание подъёма пресных подземных вод без использования процедуры «конвективного приспособления». При этом необходима параметризация коэффициента вертикальной диффузии в зависимости от вертикальной устойчивости, т. е. резкое увеличение коэффициента в случае неустойчивой стратификации, что, вообще говоря, эквивалентно процедуре «конвективного приспособления».

Кроме того, необходима разработка модели с более точной параметризацией турбулентного обмена, с более устойчивой численной схемой для более точного описания перемешивания пятна распреснённой воды с нижележащими и окружающими поверхностными солёными водами.

Принципиальным представляется уточнение условия для скорости течения, главным образом, для полного потока на открытой границе. Условия для температуры и солёности на открытой границе являются оптимальными, причем как с математической, так и с физической точки зрения. Условия же свободного протекания, которые позволяют сформироваться течениям на открытой границе (при заданном интегральном расходе воды через нее), могут приводить там к нереально интенсивным потокам.

Тем не менее можно сделать вывод, что даже гидростатическая, сравнительно диссипативная модель, несмотря на недостатки, может быть полезна для исследования формирования трехмерной структуры течений и термохалинных полей в карстовых полостях при различных условиях протекания субмаринной разгрузки, например при различных положениях, интенсивности и количестве источников в разные сезоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванов В.А., Прусов А.В., Юровский Ю.Г.* Новые данные о субмаринной разгрузке подземных вод у м. Айя (Крым) // Доп. НАН Украины. – 2008. – Вып. 7. – С. 105 – 111.
2. *Кондратьев С.И., Долотов В.В., Моисеев Ю.Г., Щетинин Ю.Т.* Субмаринные источники пресных вод в районе мыс Фиолент – мыс Сарыч // Морской гидрофизический журнал. – 1998. – № 3. – С. 57 – 69.
3. *Юровский Ю.Г., Байсарович И.М., Щетинин Ю.Т., Кондратьев С.И.* Мониторинг субмаринных источников в районе м. Айя // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2000. – Вып. 7. – С. 46 – 52.
4. *Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б.* Опыт воспроизведения пространственно-временной изменчивости термохалинных полей в Севастопольской бухте // Морской гидрофизический журнал. – 2008. – № 5. – С. 23 – 39.
5. *Канарская Ю.В., Мадерич В.С.* Численная негидростатическая модель течений со свободной поверхностью // Прикладная гидромеханика. – 2002. – 4, № 3. – С. 12 – 21.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 17.09.08
После доработки 13.10.08

АНОТАЦІЯ Обговорюються результати чисельного моделювання процесу субмаринного розвантаження в карстовій порожнині. Припускається, що через тріщини в бічних межах порожнини просочується прісна вода з температурою, взагалі кажучи, не співпадаючою з температурою води в гроті. Розрахунки проведені в рамках тривимірної моделі в σ -координатах і в гідростатичному наближенні, з процедурою «конвективного пристосування», яка забезпечує стійку стратифікацію за густиною із збереженням запасів тепла і солі. Зіставлення з даними спостережень показує, що модель якісно правильно описує структуру полів температури, солоності і швидкості течій в порожнині, які формуються унаслідок субмаринного розвантаження. Обговорюються можливості вдосконалення моделі.

ABSTRACT Results of numerical modeling of the process of water discharge in a karstic cavity are discussed. Fresh water, whose temperature is different from that in the grotto, is assumed to leak through the cracks on the lateral boundaries. The calculations are carried out within the framework of a three-dimensional model in σ -coordinates and in the hydrostatic approximation, and including the procedure of «convective adjustment» which provides stable density stratification and preservation of heat and salt stores. Comparison with the observation data shows that the model provides qualitatively correct description of the structure of temperature, salinity and current velocity fields in the cavity which are formed as a result of submarine water discharge. Possibilities of the model perfection are discussed.