

СЕЗОННОЕ ВЛИЯНИЕ ВОД ПРИТОКА НА ВОДООБМЕН В ГЛУБОКОМ ОЗЕРЕ В УСЛОВИЯХ БОЛЬШИХ УКЛОНОВ ДНА*

Т. Э. Овчинникова, О. Б. Бочаров

Институт водных и экологических проблем СО РАН

Новосибирск, Россия

e-mail: teo@ad-sbras.nsc.ru

An effect of mineralized warm tributary on the development of density flows in Lake Baikal during different seasons is investigated by means of numerical experiments using a two-dimensional vertical mathematical model of hydrophysical processes. The region of Kukui Canyon with the bottom slope close to $3 \cdot 10^{-2}$ was selected as an example for calculation. It has been shown that under the conditions of such slope and for various mineralizations of the tributary and the lake, the plunge of the river waters is deepest during the period of spring heating.

Введение

Давно установлено, что воды озера Байкал на больших глубинах богаты кислородом. Впервые, по-видимому, на это обратил внимание Г.Ю. Верещагин [1–4]. В.А. Толмачев [5, 6] исследовал сезонные колебания растворенного кислорода в глубинных водах озера и сделал вывод, что основным источником обогащения их кислородом являются воды, поступающие с поверхности в процессе перемешивания, и этот процесс наиболее интенсивно протекает в июне и поздней осенью. Современные средства измерения позволили выполнить более детальные исследования. Используя трассеры фреона-12, Р.Ф. Вайс и др. [7] установили, что возраст придонных вод не превышает 16 лет. После этих исследований возможные механизмы обновления глубинных вод Байкала обсуждались во многих публикациях, ссылки на часть из которых можно найти в статьях [8, 9].

В глубоких пресноводных водоемах, где горизонтальные градиенты солености (минерализации) весьма малы, глубинный водообмен связывают с нелинейностью зависимости плотности от температуры и давления, которая приводит к двум явлениям. Первое — это развитие термобарической неустойчивости, вызванной зависимостью температуры максимальной плотности T_{md} от давления, т. е. от глубины [7, 10]. Второе — немонотонная зависимость плотности от температуры, что приводит к увеличению средней плотности при смешении водных масс с температурами выше и ниже T_{md} [10]. Эти два фактора приводят к возникновению весеннего и осеннего термобара.

*Работа выполнена в рамках Интеграционного междисциплинарного проекта СО РАН № 117.

© Институт вычислительных технологий Сибирского отделения Российской академии наук, 2007.

В работах М.Н. Шимараева и др. [11], Д.М. Имбодена и др. [12] конвективные вдоль-склоновые течения, возникающие в период развития термобара в глубоких озерах, выделяются в качестве основных причин обновления глубинных вод. Анализируя гидростатическую устойчивость столба жидкости, Ф. Петерс и др. [13] пришли к выводу, что течения, вызванные термобаром, могут привести к перемешиванию только верхних слоев водоема глубиной 200–300 м (глубина мезотермического максимума температуры).

В 1995 году С.Дж. Уолкер и др. [14] предложили трехмерную численную модель для проверки гипотезы о том, что глубинный водообмен инициируется плотностной неоднородностью, вызванной штормами. Однако в своих численных экспериментах они использовали параметры, не характерные для Байкала, поэтому осталось не совсем ясным, что же происходит в реальных условиях в озере. П.Д. Киллворт и др. [15], используя двумерную численную модель гидротермических процессов в водоеме в гидростатическом приближении, пытались проверить гипотезу о переменных ветровых воздействиях, способных вызвать глубинный водообмен. Но, как показали данные наблюдений, ни самые сильные шторма (ноябрь 1994 года), ни осенние ветры не приводят к перемешиванию слоев глубже 80–100 м.

В этой же работе [15] авторы выдвинули гипотезу о холодном плюме речной воды, погружающемся на глубину, соответствующую своей температуре, и переносящем туда поверхностную воду. В работах Р. Хохмана, М.Н. Шимараева и др. [8, 16] высказано дополнительное предположение о том, что на погружение речных вод влияет не только температура, но и более высокая минерализация. Основываясь на данных наблюдений, они показали, что холодные, более минерализованные воды реки Селенги ранней весной достигают самого дна Центрального Байкала [16].

Большинство современных исследователей связывает вентиляцию глубинных вод с эпизодически возникающими опусканиями дискретных объемов воды верхнего слоя, происходящими из-за так называемой термобарической неустойчивости столба жидкости. Механизм такой неустойчивости предполагает наличие внешней силы, которая может преодолеть потенциальный барьер, создаваемый архимедовыми силами. Предполагается, что ввиду аномального возрастания сжимаемости воды с уменьшением температуры перемещение под воздействием внешней силы тяжелой воды верхнего слоя на определенную глубину, к линии максимальной плотности, может приводить к необратимому погружению этой массы до глубины с такой же температурой или до дна, если таковая отсутствует. В качестве внешней силы рассматривались [6–8, 10, 12, 13, 15, 16] приливные волны, ветры, изменения атмосферного давления, стационарные течения, неравномерный прогрев или охлаждение вод верхнего слоя и т. д. Действительно, вода верхнего слоя (примерно 200 м) постоянно вовлечена в различные вертикальные и горизонтальные течения. Однако, как показывают наблюдения [8, 13], эти течения затухают с глубиной и не обеспечивают погружения поверхностных вод ниже отметки максимальной плотности (примерно 250–300 м).

Здесь, вероятно, следует сказать, что анализ обновления глубинных вод Байкала на базе изучения устойчивости столба жидкости, т. е. на основе вертикальной одномерной модели, не может дать даже качественно верной картины процесса. И действительно, анализируя данные натурных наблюдений, современные исследователи [7, 12, 16], как правило, отмечают, что глубинные воды Байкала моложе и богаче кислородом, чем воды центрального ядра, а это уже предполагает, что погружение поверхностных вод происходит не по вертикали [1, 2, 5, 6]. В этих работах указано, что наибольшая стабильность концентраций растворенных веществ в водах озера обнаруживается на глубинах

от 500 до 1000 м, а возможно, и глубже, что свидетельствует о наибольшей степени застойности этих относительно глубинных вод Байкала. Эта застойность проявляется в том, что воды на таких глубинах мало смешиваются с водами меньших глубин. Глубже 1000 м концентрации растворенных веществ вновь становятся изменчивыми во времени. Г.Ю. Верещагин и В.А. Толмачев предположили, что динамически активная верхняя зона вод Байкала, простираясь в районе впадин озера до глубин 250–300 м, погружается вдоль подводных склонов на большие глубины. В результате возникает зона придонной глубинной динамической активности вод, достигающая мощности в несколько сот метров и имеющая своей нижней границей или дно озера, или, во впадинах, придонный слой вод озера. Как считают эти исследователи, вдольсклоновые движения должны сильнее всего проявляться поздней осенью и в меньшей степени — весной. Кроме того, значительную роль здесь должен играть рельеф дна. В работе [8] приведены данные о том, что холодные минерализованные воды р. Селенги проникают в придонные области Центрального Байкала.

Таким образом, предлагается много различных механизмов обновления глубинных вод Байкала. Численное моделирование гидрофизических процессов позволяет изучать каждый из таких механизмов. Этим вопросам посвящены работы [14, 15, 17–30].

В работах Е.А. Цветовой [26–29] используются как двумерные, так и трехмерные модели с учетом сжимаемости воды, сил Кориолиса, адиабатического градиента температуры и других факторов. Расчеты выполнялись на прямоугольных и трапециевидных областях. Однако в этих работах нет анализа влияния отдельных физических факторов на процессы перемешивания вод озера.

В работах [17–19] по двумерной гидродинамической модели в приближении Буссинеска с уравнением состояния, задающим зависимость плотности только от температуры $\rho = \rho(T)$, моделируются течения, вызванные весенним термобаром в районе мыса Лиственичного (этот район характеризуется очень крутым уклоном дна). В работах [20–24] эта же численная модель, но с уравнением состояния, учитывающим зависимость плотности от температуры и давления $\rho = \rho(p, T)$, используется для моделирования вдольсклоновых течений в том же районе озера. В [18] анализируется влияние сил Кориолиса и горизонтального турбулентного обмена на скорости вдольсклоновых течений. Сравнение результатов моделирования с использованием полной гидродинамической модели и модели в гидростатическом приближении [17, 23] показало, что обе модели дают близкие результаты в условиях крутого склона: конвективные течения, вызванные весенним термобаром, достигают больших глубин. В работах [23, 25] показано, что холодный минерализованный приток (р. Селенга в весенний период) при малом уклоне дна в прибрежной зоне (т.е. при наличии быстро перемешиваемой плесовой зоны) не вызывает погружения поверхностных вод на глубины больше 200 м.

В данной работе с использованием двумерной гидродинамической модели численно исследуются плотностные течения, возникающие под влиянием минерализованного притока в области больших уклонов дна. Для оценки влияния отдельных факторов, таких как температурная стратификация, различие в минерализации вод озера и притока, расхода притока выполнена серия численных экспериментов, по отдельности включающих эти параметры. Основная цель работы — выявление возможности проникновения вод притока в придонные области озера (согласно гипотезе М.Н. Шимараева и др [8, 16]). Численные расчеты показали, что в условиях весенне-летнего прогревания более минерализованные воды притока при уклонах дна порядка $3 \cdot 10^{-2}$ могут погружаться на глубины до 600 м. Анализ гидростатической устойчивости водного столба показал, что

именно в этот период года неустойчивое состояние является наиболее продолжительным по сравнению с другими сезонами года.

Численная модель

Для анализа водообменных процессов использовалась двумерная вертикальная модель турбулентного течения в приближении Буссинеска. Система уравнений при этом имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} u \mathbf{v} + \frac{\partial}{\partial z} w \mathbf{v} + \frac{1}{\rho_0} \nabla p &= \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial}{\partial x} \mathbf{v} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{v} + \frac{\rho}{\rho_0} \mathbf{g}, \\ \frac{\partial}{\partial x} u + \frac{\partial}{\partial z} w &= 0, \\ \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} u T + \frac{\partial}{\partial z} w T &= \frac{\partial}{\partial x} D_x \frac{\partial}{\partial x} T + \frac{\partial}{\partial z} D_z \frac{\partial}{\partial z} T, \\ \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} u S + \frac{\partial}{\partial z} w S &= \frac{\partial}{\partial x} N_x \frac{\partial}{\partial x} S + \frac{\partial}{\partial z} N_z \frac{\partial}{\partial z} S, \\ \rho &= \rho(T, S, p). \end{aligned}$$

Здесь u , w — составляющие вектора скорости \mathbf{v} по осям x , z (направленным перпендикулярно берегу и по вертикали вверх соответственно); ρ — плотность; p — давление; T — температура, °C; S — соленость; ρ_0 — характерная плотность воды; коэффициенты K_x , K_z и D_x , D_z характеризуют интенсивность турбулентного переноса импульса и тепла в соответствующем направлении ($D_q = 0.7K_q$, $q = x, z$); N_x , N_z — коэффициенты турбулентной диффузии ($N_z = K_q/Sc$, число Шмидта $Sc = 700$ по данным из работы [31]). В настоящей работе турбулентная вязкость была постоянной: вертикальная была равна $0.001 \text{ м}^2/\text{с}$; горизонтальная — $0.005 \text{ м}^2/\text{с}$.

В качестве уравнения состояния используется уравнение Чена—Миллеро [32], связывающее плотность воды с температурой, соленостью и давлением. На свободной поверхности $z = H$ ставятся гидродинамические граничные условия типа “твердой крышки” (при отсутствии ветровых напряжений) и задается поток тепла, зависящий от потока солнечной радиации, температуры воздуха и воды, облачности и влажности воздуха и рассчитываемый по методике, изложенной в [33, 34]. На дне, помимо условия непроницаемости, задается связь касательных напряжений с придонной скоростью (квадратичный закон трения), а также условие отсутствия теплообмена с дном. При $x = 0$ (у берега) задаются профиль горизонтальной скорости, согласованный с расходом втекающей реки, температура и соленость воды в притоке T_{in} и S_{in} . При $x = L$ (открытая граница) задается условие свободного выхода струй: $u_x = 0$, $w_x = 0$, $T_x = 0$, $S_x = 0$.

Начальные условия соответствуют состоянию покоя $u = w = 0$ и заданным полям температуры $T_0(x, z)$ и солености $S_0(x, z)$, по которым определяется гидростатическое распределение давления с учетом уравнения состояния. Таким образом, течения индуцируются плотностной стратификацией, связанной с прогревом через свободную поверхность водоема, и притоком с заданными скоростью, температурой и соленостью.

Численный алгоритм определения поля скорости основан на так называемом Ψ -проеctionном методе Чорина—Тимухина [19], который в общих чертах выглядит следующим образом. На первом шаге рассчитывается вспомогательное поле скоростей \mathbf{v}^* из

уравнений с исключенным градиентом давления:

$$\frac{\partial \mathbf{v}^*}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} u \mathbf{v}^* + \frac{\partial}{\partial z} w \mathbf{v}^* = \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial}{\partial x} \mathbf{v}^* + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{v}^* + \frac{\rho}{\rho_0} \mathbf{g}. \quad (1)$$

По этому полю определяется завихренность

$$\text{rot } \mathbf{v}^* = \text{rot } \mathbf{v} = \omega = u_z^* - w_x^*.$$

Тогда функция тока определяется из уравнения

$$\Delta \Psi = \omega, \quad (2)$$

а окончательное соленоидальное поле скоростей — из уравнений связи по функции тока:

$$u = \frac{\partial \Psi}{\partial z}, \quad w = -\frac{\partial \Psi}{\partial x}.$$

При аппроксимации уравнений используется ортогональная неравномерная по вертикали и горизонтали сетка. Конвективные члены аппроксимируются схемой с направленными разностями, операторы второго порядка — центральными разностями.

Морфометрия озера в районе устья Селенги и гидрологическая информация

На рис. 1 дана схема (батиметрическая карта) озера Байкал в районе дельты Селенги. Ранее авторами настоящей работы было выполнено исследование конвективных процессов в предположении, что основная масса вод Селенги распространяется в направлении,

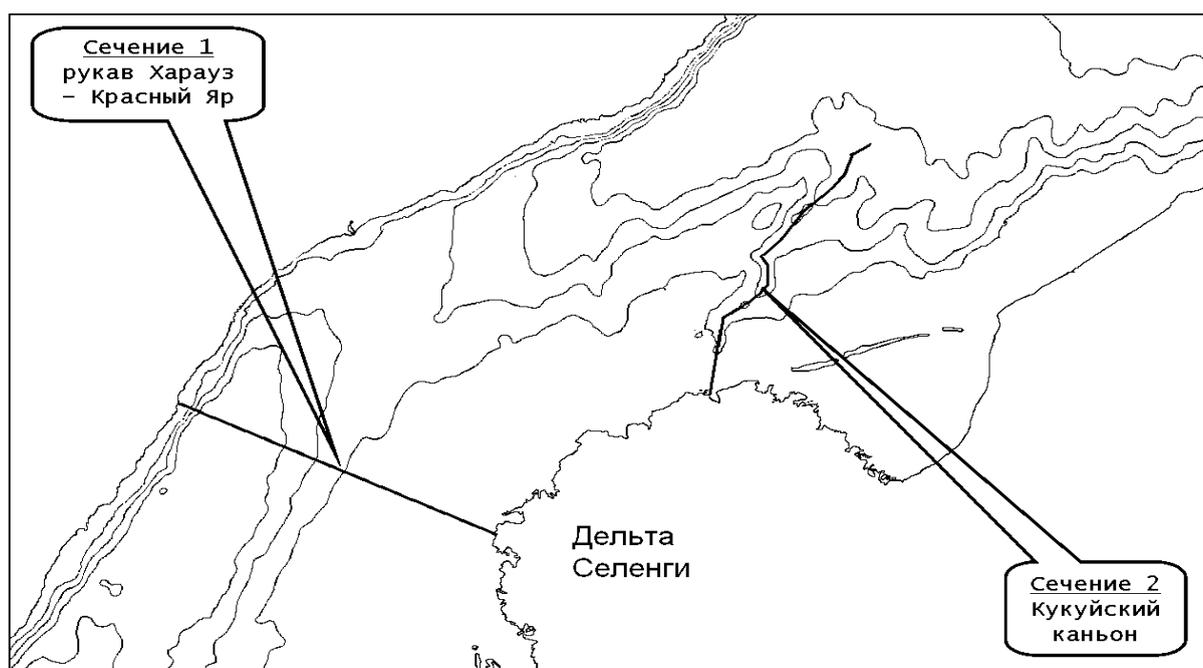


Рис. 1. Схема озера Байкал в районе устья Селенги с указанием двух расчетных областей

перпендикулярном берегу озера, т. е. по наиболее мелководному участку озера [25]. Поскольку данные наблюдений [8] показали, что часть вод Селенги стекает в центральный Байкал по склону Кукуйского каньона, мы выполнили численное моделирование плотностных течений в сечении озера, проходящем вдоль этого каньона.

Кукуйский каньон начинается в северо-восточной части дельты Селенги и уходит в центральную котловину Байкала. Батиметрия сечения Байкала в направлении каньона взята нами из работы [8]. Максимальная глубина в сечении, использовавшемся в работе [25], достигается на расстоянии 18 км от берега и равна приблизительно 270 м, а в каньоне на расстоянии 30 км от берега она составляет 900 м. В сечении 1 наблюдается довольно протяженная шельфовая зона, а в сечении 2 уклон дна наиболее высок именно в прибрежной зоне. Геометрия дна двух расчетных областей представлена на рис. 2.

Данные о среднедекадных расходах р. Селенги (табл. 1) взяты из гидрологического ежегодника [35]. С учетом ширины дельты Селенги (около 40 км) при глубине 2 м были рассчитаны среднемесячные скорости втекающей воды (табл. 2), которые использовались в численных экспериментах.

Вертикальные распределения температуры в озере в начале расчетного периода полагались одинаковыми во всей расчетной области и соответствовали средним многолетним данным из [36]. Графики этих распределений в верхнем слое озера приведены на

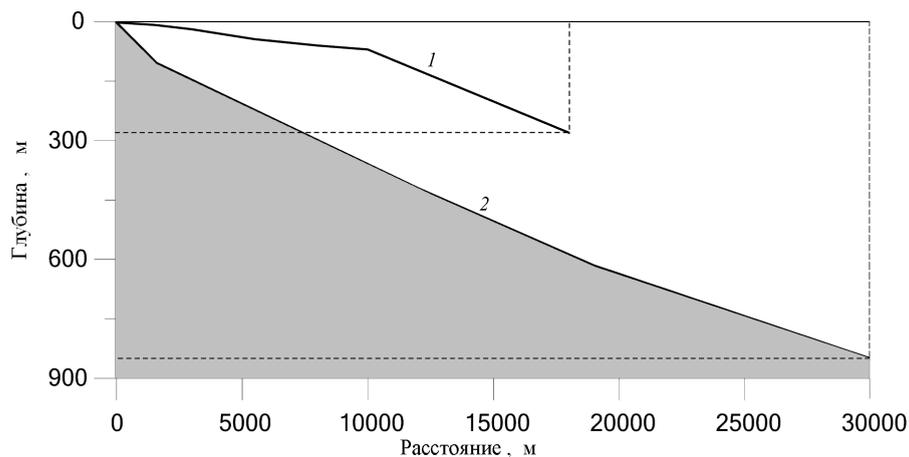


Рис. 2. Уклоны дна в двух расчетных областях: 1 — сечение рукав Харауз—Красный Яр; 2 — Кукуйский каньон

Таблица 1. Среднедекадные расходы р. Селенги, 1971 г., м³/с

Декада	Апрель	Май	Июнь	Октябрь	Декабрь
I	85	1251	807	1189	203
II	263	1169	1814	1068	188
III	1386	923	2682	870	165

Таблица 2. Среднемесячные значения скоростей втекания, м/с

Апрель	Май	Октябрь	Декабрь
~ 0.035	~ 0.045	~ 0.025	~ 0.003

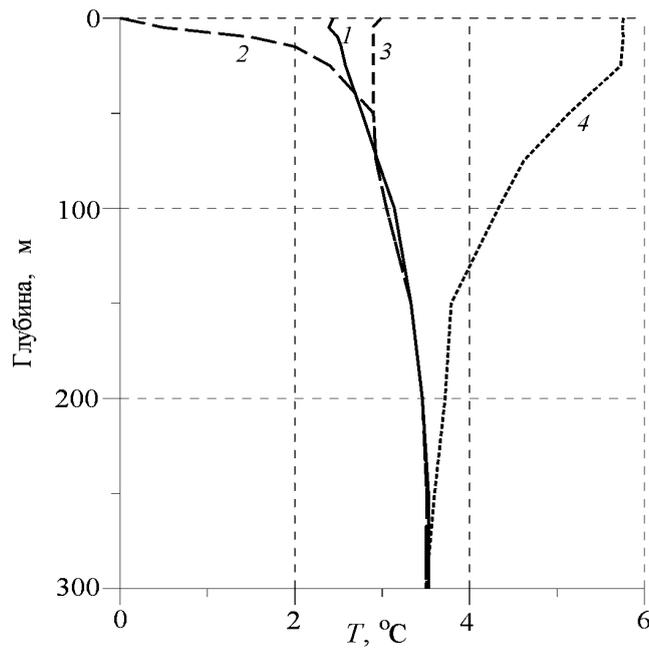


Рис. 3. Вертикальные профили температуры в верхних слоях озера: 1 — декабрь, 2 — апрель, 3 — май, 4 — октябрь

ним данным из [36]. Графики этих распределений в верхнем слое озера приведены на рис. 3.

Данные о концентрациях главных ионов в воде Селенги [37] показывают, что минерализация реки заметно меняется в течение года. Кроме того, она различна в разных рукавах дельты. В работе [38] приводятся следующие данные по среднегодовой минерализации:

- общая минерализация Селенги — 150 мг/л;
- общая минерализация Байкала — 96.4 мг/л.

Таким образом, в среднем минерализация воды в реке отличается от минерализации воды в озере приблизительно в 1.5 раза. Вертикальное распределение солености в озере в силу незначительности ее вариаций по глубине в данной работе считалось однородным.

Численные эксперименты в условиях Кукуйского каньона

Был выполнен ряд численных экспериментов для оценки глубин, на которые могут проникать поверхностные воды в разные сезоны года при одинаковой и при различной минерализации в озере и в притоке. Кроме того, предполагалось выявить, как сказываются на процессах погружения вод реки не только разность минерализации с водами озера, но и скорость течения в устье (расход воды). Гидрологические и метеорологические условия экспериментов соответствовали четырем периодам: подледный весенний (апрель), весенне-летнее прогревание (май), осеннее охлаждение (октябрь), зимний подледный (декабрь). Продолжительность расчетного периода во всех экспериментах составляла

Таблица 3. Выполненные численные эксперименты

Обозначение	Период	T_{in} , °C	U_{in} , м/с	S_{in} , г/л
A1	Весна, подледный период	4.0	0.035	0.150
A2		4.0	0.035	0.096
B1	Весенне-летнее прогревание	6.0	0.045	0.150
B2		6.0	0.045	0.096
B3		6.0	0.005	0.150
B4		2.0–12.0	0.045	0.150
V1	Осеннее	3.3	0.025	0.150
V2	охлаждение	3.3	0.025	0.096
V3		Без притока		
Г1	Зима, подледный период	0.2	0.003	0.150
Г2		0.2	0.003	0.096

30 суток. Список выполненных экспериментов приведен в табл. 3. Для каждого сезона рассматривались ситуации, когда минерализация в озере и в реке была разной и когда она была одинаковой. Для весенне-летнего и осеннего сезона варьировались также значения скорости течения на входе.

Расчеты показали, в подледный период зимой и весной расходы реки очень малы, поэтому вызванные притоком течения в озере слабы, причем во всех экспериментах для этих двух периодов формируется струя в верхнем слое. В декабре горизонтальные скорости течения максимальны в самом верхнем слое и достигают значений около 0.005 м/с. В апреле основная струя слегка заглубляется (около 100 м), но скорости течения имеют тот же порядок, что и в декабре. На рис. 4 показаны профили горизонтальной скорости в расчетах для апреля. Распространение речных вод наиболее наглядно представляется картиной распределения изохалин (рис. 5 отражает картину, полученную в эксперименте A1).

В октябре картины течений и распределения изохалин были очень близкими к апрельским, поэтому мы их не приводим. Глубина погружения плотностной струи при разной минерализации вод притока и озера составляла около 100 м.

Наиболее интересными оказались результаты экспериментов для периода весеннего прогревания, который соответствует максимальным расходам притока. Здесь при раз-

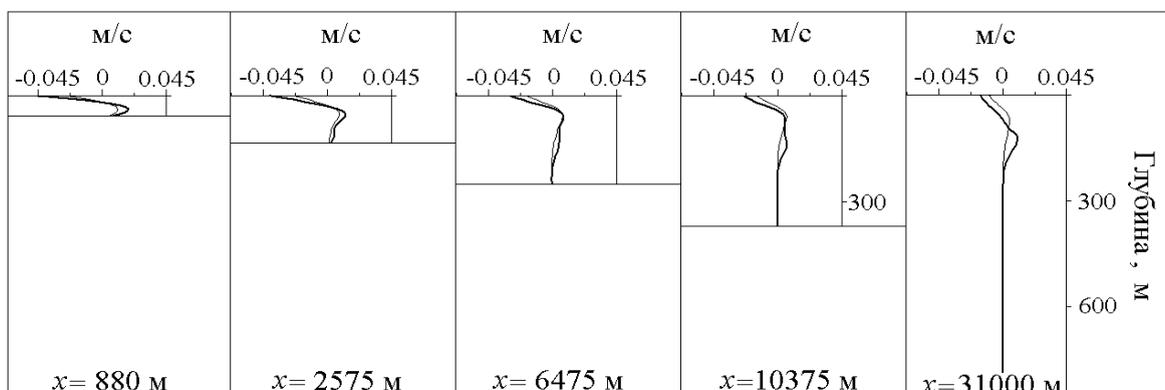


Рис. 4. Профили горизонтальной скорости в экспериментах A1 (жирная линия) и A2 (тонкая линия)

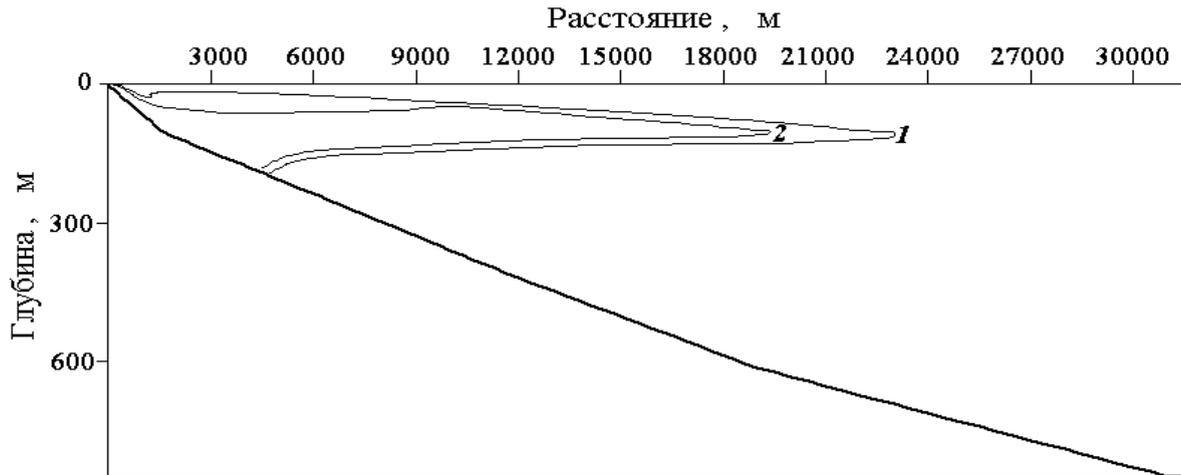


Рис. 5. Распределение изохалин на 30-е сутки в эксперименте А1: 1 — 0.097 г/л, 2 — 0.10 г/л

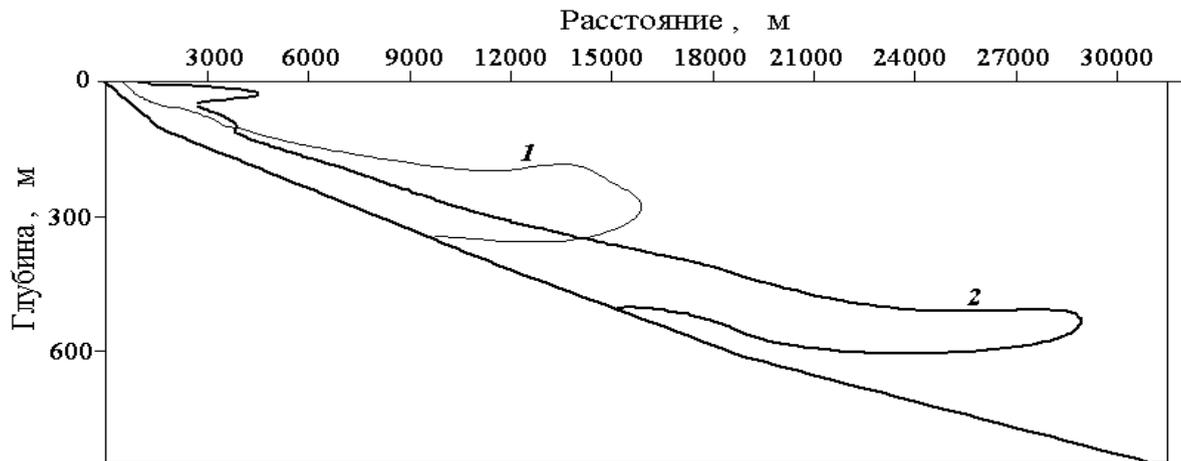


Рис. 6. Положение изохалины 0.097 г/л в эксперименте Б1 на 15-е (1) и 30-е (2) сутки

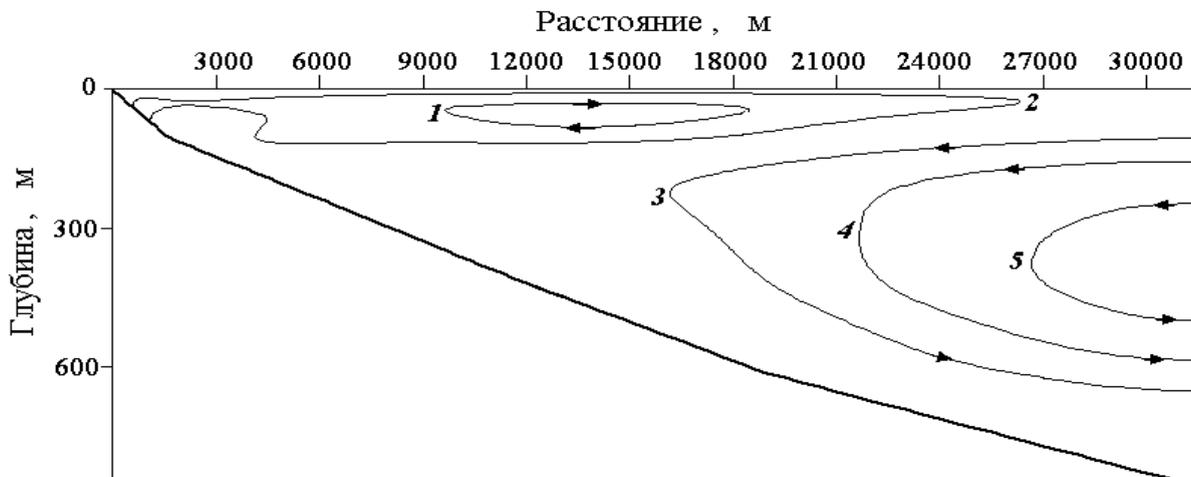


Рис. 7. Картина течений на 30-е сутки в эксперименте Б1

ной минерализации вод озера и притока глубина погружения речных вод на 30-е сутки достигала 600 м, что хорошо видно по изохалине 0.097 г/л (рис. 6). На рис. 7 показаны линии тока в эксперименте Б1, а на рис. 8 — профили горизонтальной скорости, полученные в экспериментах серии Б. Видно, что различие минерализации вод озера и притока существенно сказывается на возникающих вдольсклоновых течениях. Кроме того, большое влияние имеет расход воды притока, как это нетрудно видеть по профилям скоростей (рис. 8).

Для оценки влияния температуры притока был выполнен дополнительный эксперимент с температурой втекающей воды 10 °С. Обнаружено, что на 30-е расчетные сутки воды притока достигли глубины порядка 500 м. Таким образом, температура здесь является весьма существенным фактором.

В связи с тем, что период весенне-летнего прогрева оказался наиболее благоприятным в отношении глубины погружения речных вод и длины области их распространения, был выполнен эксперимент Б4 в условиях, более близких к естественным: температура притока постепенно менялась от 2 °С (что соответствует началу мая, по данным метеорологического ежегодника) до 12 °С (температура первой декады июня). Продолжительность расчетного периода составляла 35 суток, т. е. захватывалась часть

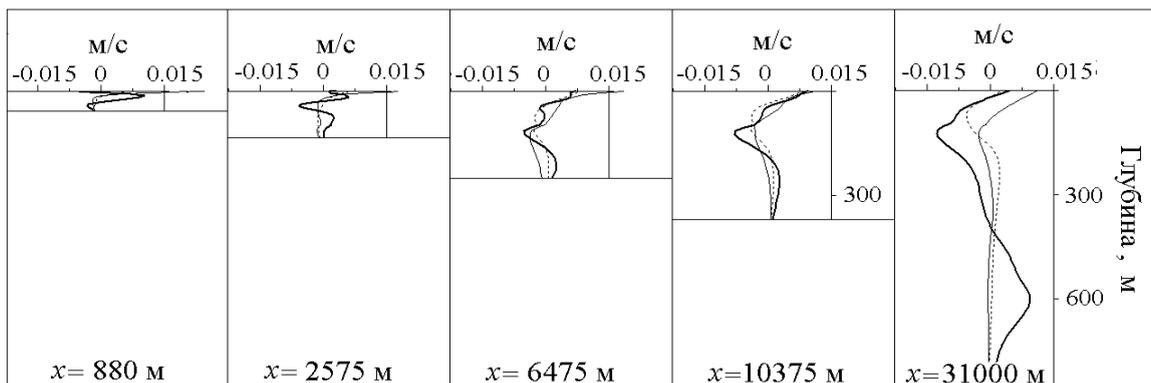


Рис. 8. Профили горизонтальной скорости на 30-е сутки в экспериментах Б1 (жирная линия), Б2 (тонкая сплошная линия) и Б3 (пунктирная линия)

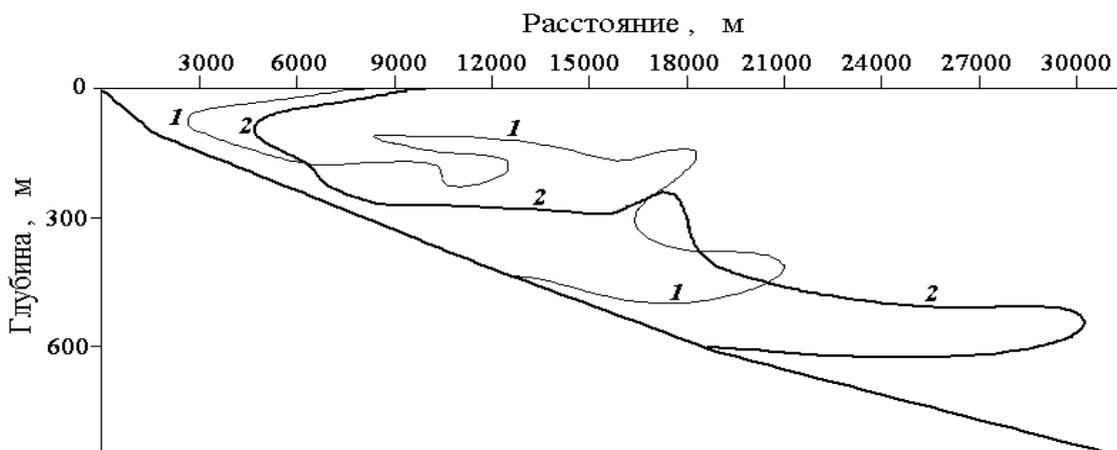


Рис. 9. Положения изохалины 0.097 г/л в эксперименте Б4 на 30-е сутки (1) и 35-е сутки (2) расчетного периода

июня. В этом расчете, как и в эксперименте Б1, глубина погружения достигала 600 м, но динамика распространения речных вод немного изменилась. В эксперименте Б1 картина распределения изохалин показала, что струя распространяется вдоль склона, не захватывая средних слоев водоема (см. рис. 6). В новом расчете наблюдался период, когда минерализованные речные воды распространялись не только вдоль склона. На рис. 9 показано положение изохалины со значением 0.97 г/л на 30-е и 35-е сутки от начала расчетного периода. Таким образом, динамика температуры воды речного притока может существенно изменить характер распространения его вод в озере.

Анализ результатов

В экспериментах для мая и декабря струя втекающей воды распространялась в приповерхностной зоне, поскольку в эти периоды воды притока оказываются легче вод озера за счет более высокой температуры, причем даже высокая минерализация ситуации не меняет. В октябре происходит заглубление струи более тяжелой воды, но лишь на глубину порядка 150 м.

Таким образом, в июне поверхностные воды имеют возможность погрузиться в придонные области озера, способствуя тем самым обновлению глубинных вод. Горизонтальная компонента скорости вдольсклонового течения, согласно выполненным расчетам, невелика (около 12 см/с), но она позволяет минерализованным водам за 30 суток проникнуть на расстояние более 25 км от устья притока и достичь глубины более 600 м.

Сравнивая результаты расчетов в сечении Харауз — Красный Яр [25] и в сечении вдоль Кукуйского каньона, можно сделать вывод, что на заглубление поверхностных вод вдоль берегового склона существенно влияет его уклон. В условиях большого уклона дна вдольсклоновые течения существенно интенсивнее и, соответственно, речные воды распространяются дальше и глубже. При малом уклоне дна в шельфовой зоне довольно быстро происходит выравнивание температуры и минерализации, поэтому далее в глубоководную зону распространяется только приповерхностная струя, возникающая за счет входного импульса.

Вертикальная стратификация, полученная в расчетах, была проанализирована в отношении гидростатической устойчивости. Устойчивость столба жидкости с уравнением состояния $\rho = \rho(T, S, p)$ определяется функцией [22]

$$f_s = -\frac{g}{\rho} \left[\frac{\partial \rho}{\partial T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \rho g \Gamma \right) + \frac{\partial \rho}{\partial S} \frac{\partial S}{\partial z} \right].$$

Здесь $\Gamma = -T \frac{\partial \rho}{\partial T} / (\rho^2 c_p)$ — адиабатический градиент температуры; c_p — удельная теплоемкость воды. Столб жидкости находится в устойчивом состоянии, если функция f_s положительна. Функция f_s может быть приведена к безразмерному виду:

$$\tilde{f}_s = -\frac{H}{\Delta \rho} \left[\frac{\partial \rho}{\partial T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \rho g \Gamma \right) + \frac{\partial \rho}{\partial S} \frac{\partial S}{\partial z} \right].$$

Анализ с использованием этой функции показал, что в условиях апреля и декабря столб воды в озере практически всюду устойчив на протяжении всего месяца. В июне и в октябре в начале месяца в верхних слоях наблюдается неустойчивость, а в конце месяца октябрьский профиль становится в основном устойчивым, в то время как июньский

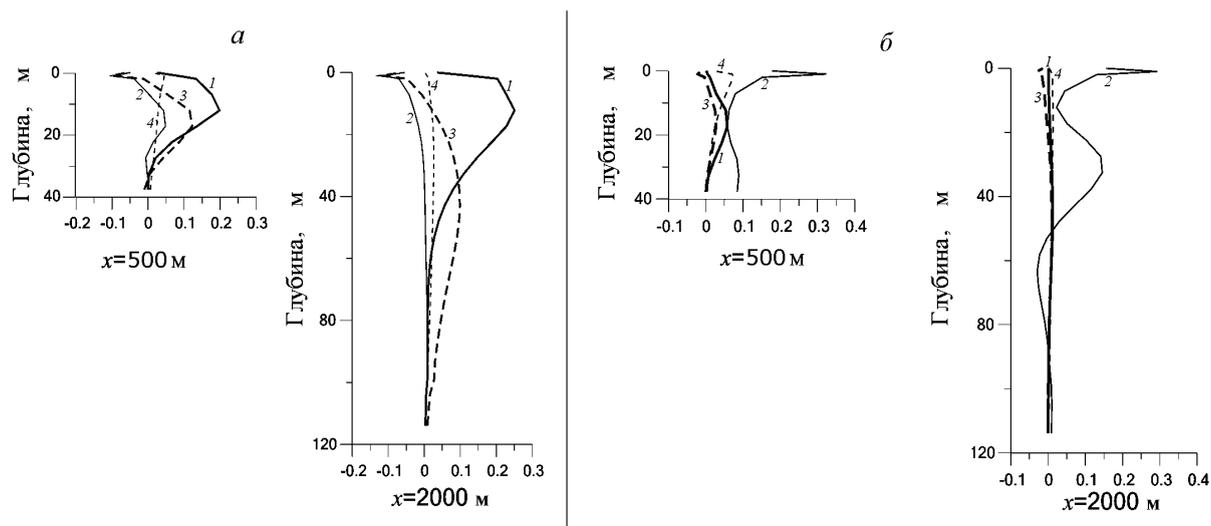


Рис. 10. Функция устойчивости в начале (а) и конце (б) расчетного периода на двух расстояниях от берега: 1 — апрель; 2 — май; 3 — октябрь; 4 — декабрь

остается неустойчивым в зоне длиной около 3 км. Глубина неустойчивого слоя в конце июня достигает 50 м.

Следует также отметить, что для каждого сезона характер поведения функции устойчивости весьма мало различался в различных экспериментах. А поскольку картины конвективных течений при этом в разных экспериментах для одного сезона различались довольно заметно, то отсюда следует вывод, что развитие конвективных течений определяется не только гидростатической устойчивостью, но и течением притока.

На рис. 10 показаны вертикальные профили функции устойчивости в 500 и 2000 м от берега для всех исследуемых сезонов в начале и конце расчетного периода. Анализ устойчивости дополнительно подтверждает то, что в условиях крутого склона при отсутствии шельфовой зоны именно период весеннего прогревания является наиболее благоприятным для проникновения поверхностных вод в придонные слои.

Список литературы

- [1] ВЕРЕЩАГИН Г.Ю. Из работ Байкальской экспедиции 1925 г. // Докл. АН СССР. Сер. А. Л., 1925. С. 161–164.
- [2] ВЕРЕЩАГИН Г.Ю. Некоторые данные о режиме глубинных вод Байкала в районе Маритуя // Труды Комиссии по изучению оз. Байкал. Л.: Изд-во АН СССР, 1927. Т. 2. С. 77–138.
- [3] ВЕРЕЩАГИН Г.Ю. Основные черты вертикального распределения динамики водных масс на Байкале // Академику В.И. Вернадскому к 50-летию деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1936. Т. 2. С. 1207–1230.
- [4] ВЕРЕЩАГИН Г.Ю. Байкал. Иркутск: ОГИЗ, 1947. 170 с.
- [5] ТОЛМАЧЕВ В.А. О сезонных колебаниях растворенного кислорода на больших глубинах Байкала // Докл. АН СССР. 1957. Т. 113, № 2. С. 395–396.

- [6] ТОЛМАЧЕВ В.А. Некоторые гидрохимические показатели водообмена в Байкале // Докл. АН СССР. 1957. Т. 113, вып. 3. С. 639–642.
- [7] WEISS R.F., SARMAK E.C., KOROPALOV V.M. Deep-water renewal and biological production in Lake Baikal // Nature. 1991. Vol. 349, N 6311. P. 665–669.
- [8] HOHMANN R., KIPFER R., PEETERS F., PIEPKE G., IMBODEN D.M., SHIMARAIEV M.N. Processes of deep-water renewal in Lake Baikal // Limnol. Oceanogr. 1997. Vol. 42, N 5. P. 841–855.
- [9] КОДЕНЕВ Г.Г. Об обновлении глубинных вод озера Байкал // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 7. С. 1127–1136.
- [10] MCDUGALL T.J. Thermobaricity, cabbeling and water mass conversion // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. P. 5448–5464.
- [11] SHIMARAIEV M.N., GRANIN N.G., ZHDANOV A.A. The role of spring thermal bars in the deep ventilation of Lake Baikal waters // Limnol. Oceanogr. 1993. Vol. 38, N 5. P. 1068–1072.
- [12] IMBODEN D.M., WHEEST A. Mixing mechanisms lakes // Physics and chemistry of lakes / Eds. A. Lerman, D.M. Imboden, J.R. Gat. Springer Verlag, 1995.
- [13] PEETERS F., PIEPKE G., KIPFER R., HOHMANN R., IMBODEN D.M. Description of stability and neutrally buoyant transport in freshwater lakes // Limnol. Oceanogr. 1996. Vol. 41, N 4. P. 1711–1724.
- [14] WALKER S.J., WATTS R.G. A three-dimensional numerical model of deep ventilation in temperate lakes // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 22711–22731.
- [15] KILLWORTH P.D., SARMAK E.C., WIESS R.F., MATEAS R. Modelling deep-water renewal in Lake Baikal // Limnol. Oceanogr. 1996. Vol. 41, N 7. P. 1521–1538.
- [16] ШИМАРАЕВ М.Н., ГРАНИН Н.Г. К вопросу о стратификации и механизме конвекции в Байкале // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321, № 2. С. 381–385.
- [17] БОЧАРОВ О.Б., ВАСИЛЬЕВ О.Ф., КВОН В.И., ОВЧИННИКОВА Т.Э. Математическое моделирование термобара в глубоком озере // Докл. РАН. 1995. Т. 349, № 4. С. 530–532.
- [18] БОЧАРОВ О.Б., ВАСИЛЬЕВ О.Ф., ОВЧИННИКОВА Т.Э. О влиянии сил Кориолиса и турбулентного обмена на конвективные течения при весенне-летнем прогреве глубокого озера // Труды третьей Междунар. конф. “Математические проблемы экологии”. Новосибирск, 1996. С. 44–49.
- [19] БОЧАРОВ О.Б., ОВЧИННИКОВА Т.Э. Численное моделирование явления термобара в озере Байкал // Вычисл. технологии. 1996. Т. 1, № 3. С. 21–28.
- [20] БОЧАРОВ О.Б., ОВЧИННИКОВА Т.Э. О термогравитационной конвекции в прибрежной зоне глубокого озера в период весеннего прогревания // Вычисл. технологии. 1998. Т. 3, № 4. С. 3–12.
- [21] BOCHAROV O.B., VASILIEV O.F., KVON V.I., OVCHINNIKOVA T.E., KVON D.V. Numerical modelling of thermal bar in deep lakes // 3-d Intern. Conf. on Hydroscience and Engineering. Cotbus. Germany, Berlin, 1998. Proceedings. (CD ROM)
- [22] БОЧАРОВ О.Б., ВАСИЛЬЕВ О.Ф., ОВЧИННИКОВА Т.Э. О влиянии сжимаемости воды на развитие естественной термогравитационной конвекции в прибрежной зоне глубокого озера в весенне-летний период // Докл. РАН. 1999. Т. 366, № 1. С. 111–115.

- [23] БОЧАРОВ О.Б., ОВЧИННИКОВА Т.Э. Об однородных численных алгоритмах при сопряжении полной и гидростатической моделей гидротермики водоемов // Вычисл. технологии. 2003. Т. 8, № 3. С. 19–27.
- [24] БОЧАРОВ О.Б., ВАСИЛЬЕВ О.Ф., КВОН В.И., ОВЧИННИКОВА Т.Э. Численное исследование гидротермических процессов и процессов переноса в глубоких водоемах // Сибирский экологический журнал. 2003. № 2. С. 221–229.
- [25] ОВЧИННИКОВА Т.Э., БОЧАРОВ О.Б. О влиянии минерализованных теплых вод притока на развитие весенне-летней конвекции в глубоком озере // Вычисл. технологии. 2006. Т. 11, № 1. С. 63–72.
- [26] ЦВЕТОВА Е.А. Математическое моделирование Байкальского термобара // Труды Второй Всероссийской конф. “Математические проблемы экологии”. Новосибирск, 1994. С. 44–49.
- [27] TSVETOVA E.A. Convective currents associated with the thermal bar of Lake Baikal // Advanced Mathematics: Computations and Applications, NCC Publisher, 1995. P. 386–393.
- [28] ЦВЕТОВА Е.А. Специфические проявления конвекции в глубоких озерах // Труды третьей Междунар. конф. “Математические проблемы экологии”. Новосибирск, 1996. С. 181–189.
- [29] ЦВЕТОВА Е.А. Численная модель термобара в озере Байкал // Метеорология и гидрология. 1997. № 9. С. 58–68.
- [30] КВОН В.И., КВОН Д.В. Численный анализ механизма глубокого проникновения поверхностных вод в прибрежной зоне озера в период весенне-летнего термобара // Вычисл. технологии. 1997. Т. 2, № 5. С. 46–56.
- [31] ПОЛЕЖАЕВ В.И., БУНЭ А.В., ВЕРЕЗУБ Н.А. и др. Математическое моделирование конвективного теплообмена на основе уравнений Навье—Стокса. М.: Наука, 1987. 271 с.
- [32] SHEN C.T., MILLERO F.J. Precise thermodynamic properties for natural waters covering only the limnological range // Limnol. Oceanogr. 1986. Vol. 31, N 3. P. 657–662.
- [33] АЛЕКСАНДРОВ И.Я., КВОН В.И., ФИЛАТОВА Т.Н., ЖУКОВСКАЯ О.П. Математическое моделирование ледотермического режима в водоемах при больших тепловых нагрузках // Метеорология и гидрология. 1992. № 2. С. 73–78.
- [34] MATHEMATICAL modeling of water quality: streams, lakes, and reservoirs / Ed. G.T. Orlob. Wiley: Interscie. Publ. JASA, 1983. 518 p.
- [35] ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ ежегодник 1971 г. Иркутск: Иркутское управление гидрометеорологической службы, 1973. Т. 7, вып. 2–4. 368 с.
- [36] SHIMARAEV M.N., VERBOLOV V.I., GRANIN N.G., SHERSTYANKIN P.P. Physical Limnology of Lake Baikal: a Review. Irkutsk; Okayama, 1994. 80 p.
- [37] МЕЩЕРЯКОВА А.И. Первичная продукция Байкала // Круговорот вещества и энергии в озерах и водоемах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 20–27.
- [38] ПРОБЛЕМЫ Байкала. Новосибирск: Наука, 1978. 295 с.

*Поступила в редакцию 31 мая 2007 г.,
в переработанном виде — 16 августа 2007 г.*