



Серия «Науки о Земле»
2008. Т. 1, № 1. С. 76–83

Онлайн-доступ к журналу:
<http://isu.ru/izvestia>

ИЗВЕСТИЯ
Иркутского
государственного
университета

УДК 556.556; 556.113.2; 536.25;

Результаты моделирования эволюции температурного режима верхних слоев оз. Байкал по данным экспериментов 2000–2001 гг., 2004–2005 гг. *

Буднев Н. М. (nbudnev@api.isu.ru), Ловцов С. В., Парфенов Ю. В.,
Портянская И. А., Растегин А. Э., Рубцов В. Ю., Shturm M.,
Shurter M., Wuest A.

Аннотация. В данной работе представлены результаты моделирования эволюции теплового режима верхних слоев оз. Байкал в периоды с марта 2000 г. по февраль 2001 г. и с марта 2004 г. по март 2005 г. Данные получены в рамках Байкальского нейтринного проекта. В результате проведенного моделирования было установлено, что для описания усредненной эволюции температурного профиля достаточно ограничиться варьированием коэффициента температуропроводности. При этом коэффициент вертикального массопереноса необходимо учитывать только при восстановлении тонкой структуры профиля. В рамках выбранной модели обсуждаются возможный сценарий установления гомотермии и формирования устойчивых форм стратификации.

Ключевые слова: температурный профиль, теплоперенос, массоперенос, температуропроводность, стратификация, гомотермия.

I. Введение

Озеро Байкал является неповторимым природным объектом. Его отличают такие свойства, как очень большая глубина, значительная площадь поверхности, низкое значение солености, исключительная для замкнутых резервуаров прозрачность воды, высокое содержание биогенных элементов и кислорода на больших глубинах [5]. Соответственно возникает необходимость в специализированных моделях для его описания. Уникальность оз. Байкал в значительной степени обусловлена гидрофизическими процессами горизонтального и вертикального водообмена. За счет этих процессов происходит кислородная вентиляция, перераспределение органических веществ, они играют существенную роль в сохранении экосистемы Байкала. Развернутые исследования динамики водной среды по

* Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 05-05-97262, 05-02-16593, 06-02-31005, 07-05-00948).

всей толще озера выполняются начиная с 60-х гг. [5]. В рамках байкальского нейтринного проекта возникли новые возможности для изучения динамики вод оз. Байкал [3]. Наблюдения проводятся в Южном Байкале в 3,5 км от мыса Ивановский. В 1992 г. были начаты систематические исследования температурных особенностей верхних слоев озера в подледный период. Начиная с 1999 г. измерения температурного режима проводятся на стационарных буйковых станциях непрерывно в течение года по всей глубине. Экспериментальные данные получены в сотрудничестве с коллаборацией «Байкал» и отделом поверхностных вод SURF (EAWAG) Швейцарского федерального института прикладных наук и технологий.

II. Описание модели

В настоящей работе суммируются результаты моделирования теплового режима в верхних слоях оз. Байкал за периоды с марта 2000 г. по февраль 2001 г. и с марта 2004 г. по март 2005 г. Основной целью был расчет параметров, характеризующих процессы вертикального тепло- и водообмена в деятельном слое. Эволюция температурного профиля описывается одномерным уравнением теплопроводности:

$$\frac{\partial}{\partial t} T(z, t) = \chi(z, t) \frac{\partial^2}{\partial z^2} T(z, t) - b(z, t) \frac{\partial}{\partial z} T(z, t) + f(z, t), \quad (1)$$

где $\chi(z, t)$ – эффективный коэффициент температуропроводности, $b(z, t)$ – коэффициент вертикального массопереноса, $f(z, t)$ – слагаемое, описывающее внешние источники тепла. Используемые граничные условия: на поверхности $T(z_0, t) = T_0(t)$, на условной нижней границе деятельного слоя $T(z_1, t) = T_1(t)$. В качестве $T_0(t)$ и $T_1(t)$ были взяты временные ряды температуры на соответствующих границам горизонтах. Значение условной нижней границы деятельного слоя z_1 приравнивалось 200 м (его вариации не оказывали существенного влияния на полученные результаты). Положительный коэффициент массопереноса означает движение воды вверх, отрицательный – вниз. Так как в слое интенсивного перемешивания нет выделенного направления смещения водных масс, введение коэффициента вертикального массопереноса имеет смысл лишь в слое с относительно устойчивой стратификацией. Моделирование показало, что для реконструкции эволюции усредненного профиля в большинстве случаев достаточно варьировать только коэффициент температуропроводности. Коэффициент массопереноса играет роль только при восстановлении тонкой структуры профиля и в случае аномальной вариации температуры, когда нарушается естественный ход установления профиля температуры. Искомые значения параметров $\chi(z, t)$ и $b(z, t)$ вычислялись путем решения обратной задачи для уравнения теплопроводности (1).

III. Апробация модели по данным 2000–2001 и 2004–2005 гг.

На рис. 1 отражен годовой ход температуры на горизонтах 19 м, 25 м, 77 м, 90 м, 127 м и 182 м. На рис. 2 и рис. 3 представлены результаты реконструкции эволюции коэффициентов температуропроводности и вертикального массопереноса по суточным вариациям температурного режима в период с марта 2000 по февраль 2001 гг.

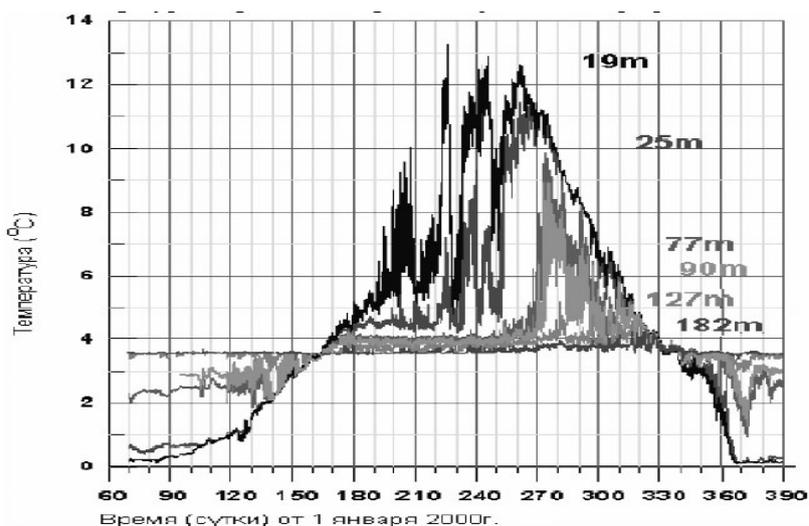


Рис. 1. Зависимость температуры от времени на горизонтах 19–182 м

Численный эксперимент показал, что в период устойчивой зимней стратификации (60–90 сут) типичным значением коэффициента температуропроводности является значение $0,008 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$, что по порядку величины совпадает с молекулярным значением температуропроводности. Коэффициент вертикального массопереноса в этот временной период пренебрежимо мал.

В апреле появляется слой с повышенным значением температуропроводности, который со временем расширяется и захватывает все большие глубины (см. рис. 2). По мере расширения этого слоя растут значения коэффициента температуропроводности. Значение температуропроводности достигает величины порядка $10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$, что согласуется с выводами работы [4]. Область с максимальным значением температуропроводности можно интерпретировать как область свободной конвекции. Своего максимального размера область высокой температуропроводности достигает к началу гомотермии. Период гомотермии наблюдается в первой половине июня и длится около двух недель (135–150 сут). Следует отметить, что выбранная модель не позволяет определить величину температуропроводности после установления однородного по всей глубине распределения температуры (гомотермии). Полученные нами результаты относятся к процессу формирования такого распределения.

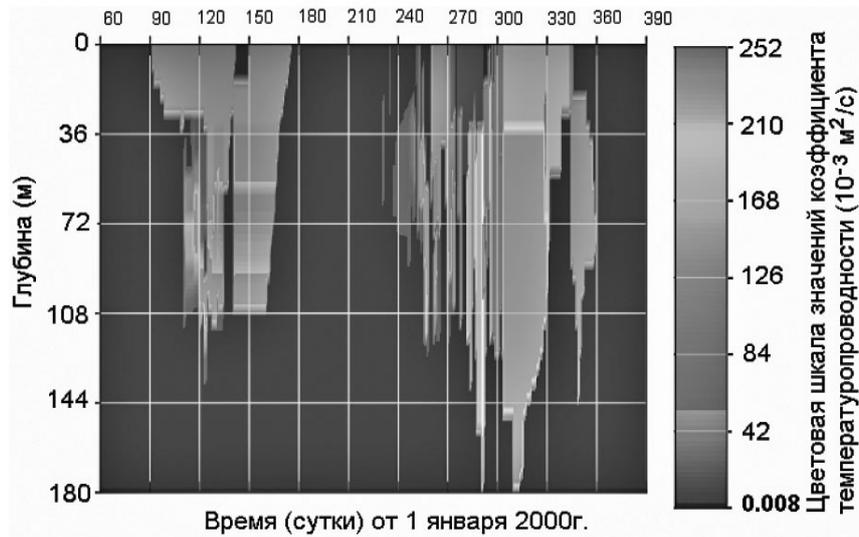


Рис. 2. Годовой ход коэффициента температуропроводности в деятельном слое



Рис. 3. Годовой ход коэффициента вертикального массопереноса

Период летней устойчивой стратификации хорошо описывается молекулярным значением температуропроводности и пренебрежимо малым вертикальным массопереносом. Во времена с середины августа до начала ноября развивается область повышенной температуропроводности в верхних слоях озера. Вне всякого сомнения, это является следствием развития наблюдаемой в этот период области свободной конвекции. Указанный процесс сопровождается вертикальным массопереносом, направленным от

поверхности. Следует обратить внимание на то, что перед установлением осенней гомотермии длительность состояния с повышенной теплопроводностью больше, чем длительность подобного состояния перед весенней гомотермией. После окончания периода осенней гомотермии начинается формирование обратной стратификации. Общие черты этого процесса во многом сходны с аналогичным процессом формирования прямой стратификации.

Наибольший интерес представляют периоды аномальной вариации температуры, когда нарушается естественный ход установления температурного профиля (120–135, 335–365 сут). Одним из возможных объяснений этих аномалий являются глубинные интрузии, типичные для данного периода [1]. Наиболее показательным в данном отношении является декабрьский период (335–380 сут). В это время наблюдается резкое понижение температуры (см. рис. 1), которому соответствует заглубленная область повышенных значений коэффициента теплопроводности. Вслед за этим температура повышается за счет активного вертикального массопереноса, направленного к поверхности.

На рис. 4 представлен ход температуры на глубинах 15 м, 100 м, 150 м и 200 м в период с марта 2004 по март 2005 гг.

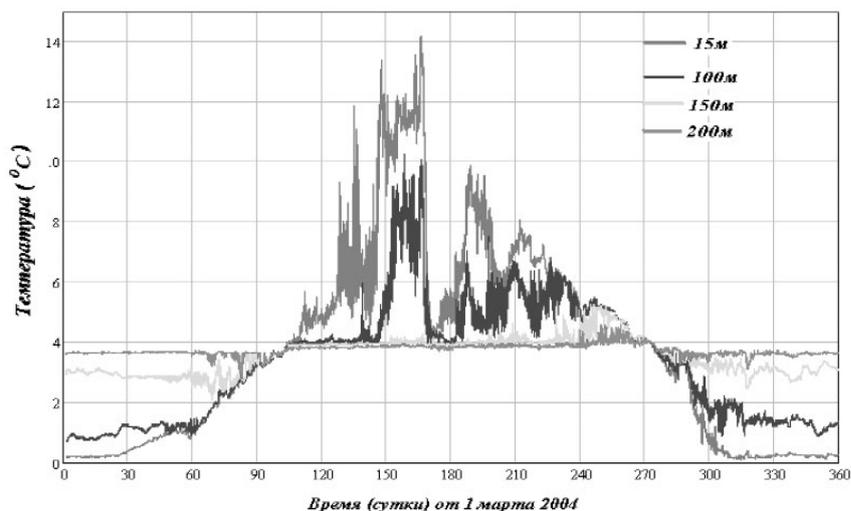


Рис. 4. Зависимость температуры от времени на горизонтах 15–200 м

Полученные значения коэффициентов теплопроводности и вертикального массопереноса показаны на рис. 5 и 6 соответственно. Поведение коэффициентов в основных чертах такое же, как и в 2000–2001 гг., хотя имеют место важные различия. К сходным моментам в поведении коэффициентов относятся следующие:

- периоды устойчивой зимней стратификации (0–45, 310–360 сут) характеризуются молекулярным значением теплопроводности;

- периодам гомотермии предшествует развитие областей повышенной теплопроводности (интервалы 45–85 и 195–260 сут), начинающимся в апреле перед весенней гомотермией и в октябре перед осенней;
- период существования области повышенной теплопроводности, предшествующий осенней гомотермии, более продолжителен, чем аналогичный период перед установлением весенней гомотермии.

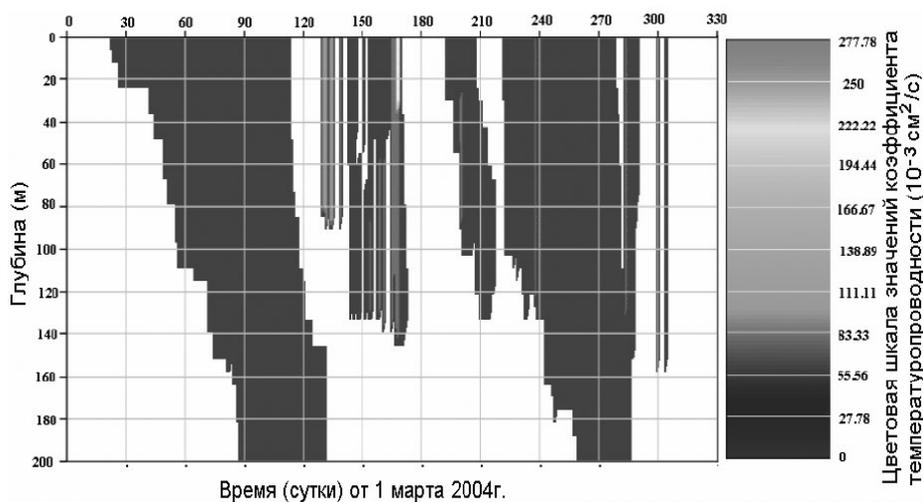


Рис. 5. Годовой ход коэффициента теплопроводности

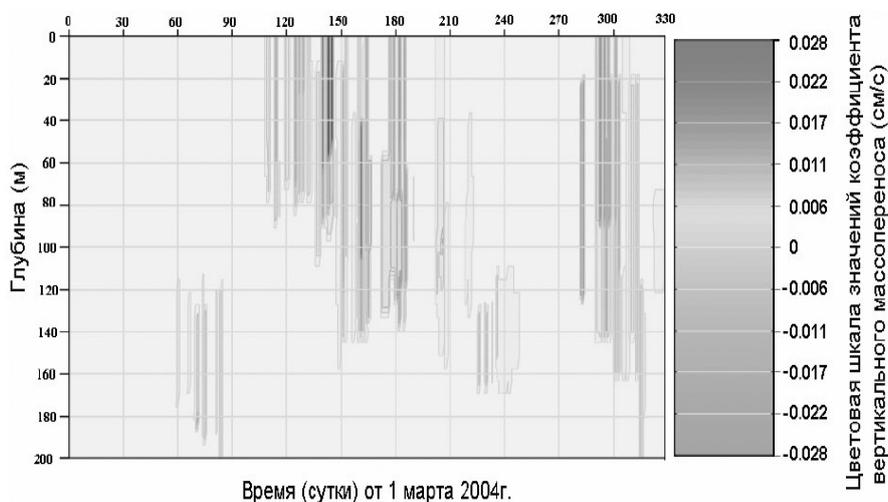


Рис. 6. Годовой ход коэффициента вертикального массопереноса

Различия наблюдаются в течение периода летней стратификации. Как было сказано выше, летний период 2000 г. хорошо описывается молекулярной теплопроводностью и слабым вертикальным массопереносом.

сом. Напротив, август и сентябрь 2004 г. (140–175 и 195–220 сут) характеризуется повышенной теплопроводностью, когда ее значения либо сопоставимы, либо на один–два порядка превышают значение $\sim 10^{-3}$ м²/с, типичное для периодов гомотермии. При этом в эксперименте наблюдалось уменьшение температуры в верхних слоях. Последующее возрастание температуры объясняется вертикальным массопереносом, направленным от поверхности. Характерные значения коэффициента вертикального массопереноса для этих процессов составляют $\sim 10^{-3}$ см/с.

IV. Заключение

На основании результатов, полученных в ходе моделирования, можно сделать следующие выводы. Рассчитанные значения параметров, характеризующих вертикальный тепло- и водообмен, не противоречат изученным свойствам температурного режима оз. Байкал и находятся в согласии с результатами других исследований динамики вод в деятельном слое Байкала. Значения коэффициента вертикального массопереноса, как функции времени и глубины, дают представление о направлениях и скоростях движения жидкости по вертикали в течение года.

Список литературы

1. Верболов В. И. Течения и водообмен в Байкале // Водные ресурсы. – 1996 – Т. 23, № 4. – С. 413–423.
2. Шимараев М. Н. Об интенсивности вертикального водообмена в отдельных котловинах Байкала / М. Н. Шимараев, Е. С. Троицкая, В. М. Домышева // География и природные ресурсы. – 2003. – № 3. – С. 68–73.
3. The hydrophysical processes in the south Baikal from the point of view of long-term temperature monitoring data / N. M. Budnev [et. al.] // The fourth Vereshchagin Baikal Conference: 26 September – 1 October 2005. – Irkutsk, 2005. – P. 24–25.
4. Ravens Th. M. Small-scale turbulence and vertical mixing in Lake Baikal / Th. M. Ravens [et. al.] // Limnology and oceanography. – 2000. – Т. 45, N 1. – С. 159–173
5. Shimaraev M. N. Physical Lymnology of Lake Baikal: a review / M. N. Shimaraev [et. al.] // Baikal International Center for Ecological Research. – Irkutsk ; Okayama, 1994. – Print N 2. – С. 80
6. Weiss R. F. Deep-water renewal and biological production in Lake Baikal / R. F. Weiss, E. C. Carmack, V. M. Koropalov // Nature. – 1991. – Т. 349, N 6311. – С. 665–669.

Budnev N. M., Lovtsov S. V., Parfenov Yu. V., Portyanskaya I. A., Rastegin A. E., Rubtzov V. Yu., Shurter M., Shturm M., Wuest A.

The results of temperature regime of Lake Baikal upper layers simulation using experimental data of 2000–2001, 2004–2005

Abstract. In this paper the simulation results of Lake Baikal upper layers temperature regime are discussed. The Lake Baikal has a number of unique peculiarities, which

distinguish it among others natural reservoirs. That is why the necessity of specializing model creating is appeared. This simulation was based on the experimental data that were obtained in period from March 2000 to February 2001 and from March 2004 to February 2005 in the framework of the Baikal Neutrino Telescope Project. The result of simulation is as follows: the effective diffusivity coefficient varies is enough to describe an averaging evolution of temperature profile. To simulate a fine structure of temperature profile as well as to simulate an anomalous variation of temperature, when a regular course of temperature is broken, the vertical mass-transfer coefficient is need. In the frame of chosen model possible scenarios of homothermy and stable stratification formation are discussed.

Key words: temperature profile, heat transfer, mass transfer, diffusivity, stratification, homothermy.

Буднев Николай Михайлович
докт. физ.-мат. наук, профессор
Иркутский государственный
университет
664003, Иркутск, ул. К. Маркса, 1,
снс
тел.: (395-2) 33-21-70

Портянская Инна Александровна
Иркутский государственный
университет,
664003, Иркутск, ул. К. Маркса, 1
аспирант
тел.: (395-2) 33-21-40

Рубцов Валерий Юрьевич
Иркутский государственный
университет,
664003, Иркутск, ул. К. Маркса, 1
ст. преп.

Shurter M.
Senior engineer of department of Surface
Waters SURF (EAWAG),
FZL, Seesrasse 79, CH-6047
Kastanienbaum, Switzerland,
e-mail: shurter@eawag.ch
tel.: ++41 41 349 21 72

Ловцов Сергей Владимирович
канд. физ.-мат. наук, доцент
Иркутский государственный
университет
664003, Иркутск, ул. К. Маркса, 1,
доцент
тел.: (395-2) 33-21-40

Растегин Алексей Эдуардович
канд. физ.-мат. наук
Иркутский государственный
университет,
664003, Иркутск, ул. К. Маркса, 1
ст. преп.
тел.: (395-2) 33-21-40

Shturm M.
Senior scientist of department of Surface
Waters SURF (EAWAG),
FZL, Seesrasse 79, CH-6047
Kastanienbaum, Switzerland,
e-mail: sturm@eawag.ch
tel.: ++41 41 349 21 72

Wuest A.
Head of department of Surface Waters
SURF (EAWAG),
FZL, Seesrasse 79, CH-6047
Kastanienbaum, Switzerland,
e-mail: wuest@eawag.ch
tel.: ++41 41 349 21 81