

© М.Н. ШИМАРАЕВ, Н.Г. ГРАНИН

К ВОПРОСУ О СТРАТИФИКАЦИИ
И МЕХАНИЗМЕ КОНВЕКЦИИ В БАЙКАЛЕ

(Представлено академиком Л.М. Бреховских 13 IX 1991)

Одним из важных условий вертикального переноса вещества и энергии в водоемах является характер стратификации их вод по температуре и плотности. Особенностью Байкала является то, что из-за его огромных глубин ярко проявляется эффект понижения температуры максимальной плотности $T_m(p)$ с глубиной [1]. Учет этого эффекта обычно сводится к объяснению появления зимой мезотермического максимума температуры T_{mm} и общих условий стратификации глубинных слоев [1–3]. Между тем он важен и при анализе процессов обмена в озере, в первую очередь за счет плотностной конвекции. Эти вопросы рассматриваются в настоящей работе по материалам систематических глубоководных измерений температуры воды во все месяцы безледного периода и зимой (март) в 1971–1988 гг., проводимых по единой методике [4].

Исходные материалы наблюдений осреднены для пелагиали Южного, Среднего и Северного Байкала во времени (по годам) и пространстве (станции в пределах этих частей озера) и частично представлены в виде средних профилей $T(p)$ (рис. 1). Объем использованного материала (не менее 50 серий для каждого профиля) обеспечил величину стандартного отклонения температуры на глубинах свыше 250 м не хуже приборной точности ($0,02^\circ\text{C}$). Устойчивость стратификации описывается частотой Вэйселя–Брента N . Уравнение состояния и термодинамические переменные приняты по [5], минерализация считается постоянной (96 мг/л).

Обратим внимание на сезонные особенности устойчивости байкальских вод, связанные с вертикальным распределением температуры (рис. 1). Большая часть года в озере существует верхняя зона (десять метров) с высокой устойчивостью стратификации N до $6\text{--}10 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ в термоклине и основная по размерам глубинная зона слабо стратифицированных вод с значением N ($0,05\text{--}0,25 \cdot 10^{-1} \text{ с}^{-1}$), близким к инерционной частоте ($0,116 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$). При мезотермическом распределении $T(p)$ зимой и весной (декабрь–середина июня) граница зон располагается на глубине мезотермического максимума H , где $T(H) = T_m(H)$, а коэффициент термического расширения α и устойчивость равны 0. При прямой стратификации летом и осенью (июль–середина ноября) граница залегает еще выше, так как в диапазоне глубин от 50–75 до 200–250 м профили $T(p)$ и $T_m(p)$ практически совпадают и α очень мал. В периоды весенней (вторая половина июня) и осенней гомотермии (вторая половина ноября) верхний слой до глубины 250 м имеет слабо устойчивую или неустойчивую стратификацию. Глубже в течение всего года вертикальные градиенты температуры и устойчивость меняются мало, причем величина градиентов уменьшается, а разность $T(p)$ и $T_m(p)$ возрастает, что ведет к увеличению α . Оба фактора влияют на распределение устойчивости таким образом, что значения N с глубиной или постоянны, или незначительно возрастают, причем воды

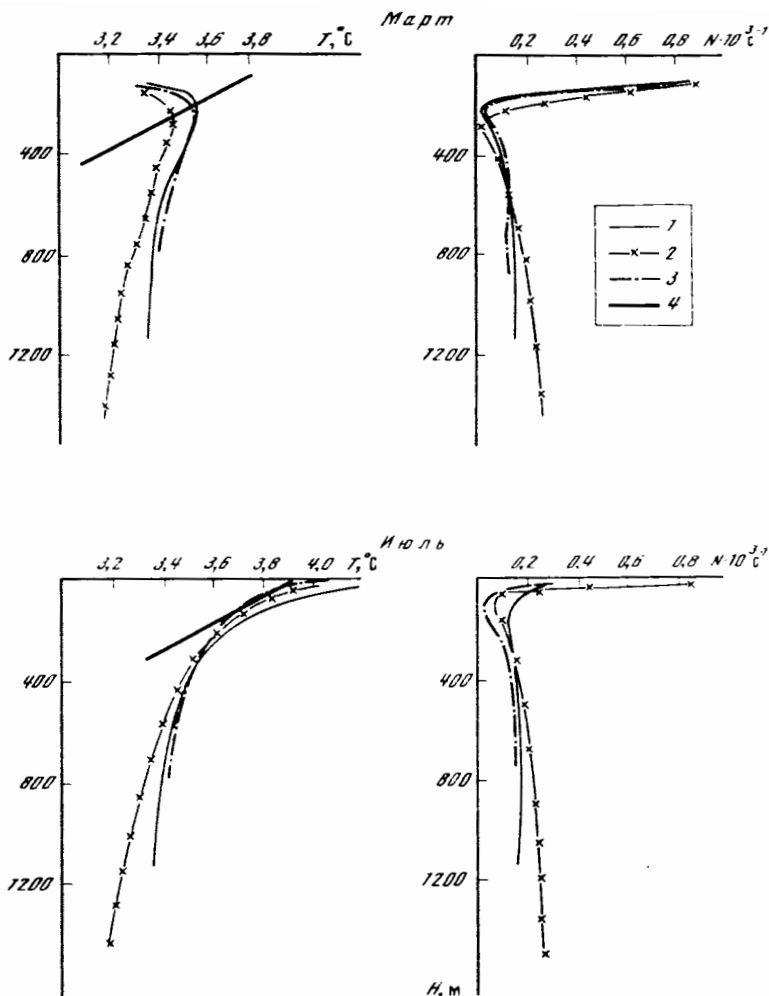


Рис. 1. Вертикальное распределение T и N в марте и июле в Южном (1), Среднем (2) и Северном Байкале (3); 4 – профиль температуры максимальной плотности

Среднего Байкала оказываются несколько более стратифицированными по температуре и плотности и более холодными, чем воды Южного и Северного Байкала.

Распределение T и N в основной части водной толщи связано с действием процессов, обеспечивающих вертикальную передачу тепла, а также обмен веществ между верхними и глубинными слоями воды. Механизм вертикального обмена, в первую очередь в глубинной зоне, чрезвычайно важен для понимания функционирования сложной экосистемы озера. На данном этапе исследований эту проблему можно рассмотреть лишь частично из-за отсутствия специальных наблюдений и моделей, учитывающих особые условия этой зоны. В частности, малые значения

N требуют учета горизонтальной составляющей вектора вращения в уравнениях гидродинамики [6–8] при моделировании. Остановимся лишь на оценке интенсивности вертикального обмена и анализе условий развития вертикальной плотностной конвекции как важных факторах обмена.

Выразим интенсивность обмена через коэффициент вертикальной теплопроводности K_T (в $\text{см}^2/\text{с}$), рассчитав его по исходным данным методом потока тепла [9] для периода с июня по декабрь. Сопоставление значений K_T и N в разные интервалы времени обнаруживает между ними связь вида $K_T = C(N^2)^n$, например для термоклина $K_T = 10^{-4.25}(N^2)^{-1.1}$. Согласно [10] в определенных случаях K_T может быть функцией только устойчивости, и значение показателя степени может указывать на преобладание в процессах генерации турбулентности механизма локальной сдвиговой неустойчивости ($n = -0,5$) или "каскадной" передачи энергии от больших вихрей ($n = -1$). Вертикальный обмен в Байкале достигает максимальной интенсивности для всего столба воды (K_T до 10^2-10^3) в периоды гомотермии. Значение $n = -1$, т.е. обмен в это время, может быть связано с турбулентностью, вызванной "каскадной" передачей энергии. Этот же механизм может быть основным в слое от 200 до 800 м (глубже расчет не проводился из-за сопоставимости приращений температуры и погрешностей ее измерения), для которого $K_T = 10^1$, а $n = -0,6 \div -0,8$. В расположенном выше слое 25–150 м в это же время $K_T = 10^0-10^{-1}$, $n = -0,3 \div -0,4$, т.е. причиной обмена может являться сдвиговая неустойчивость течений. Условия для ее возникновения существуют летом и осенью непосредственно под слоем скачка, что связано с низкими значениями N . Минимальные значения K_T ($10^{-1}-10^0$) приходятся на область термоклина, отделяющего по условиям обмена воды эпилимниона ($K_T = 10^0-10^1$) и основной части водной толщи.

Свободная плотностная конвекция в Байкале возникает ежегодно весной при прогреве и осенью при охлаждении верхних слоев, достигая максимального развития при приближении $T(0)$ к $3,96^\circ\text{C}$. При анализе последовательного изменения вертикальных профилей $T(p)$ в это время обнаруживаются различия в протекании процесса весной и осенью (рис. 2).

Весной размеры слоя конвективного перемешивания достигают максимума (220–250 м) при $T(0)$ около $3,6^\circ\text{C}$ (а не $3,96^\circ\text{C}$), соответствующей значению $T_{\text{мм}}$. При дальнейшем прогреве из-за слабых ветров в это время слой конвекции уменьшается, "ограничиваясь" снизу профилем $T_m(p)$, глубже которого α меняет знак. Профиль $T(p)$ стремится при этом к профилю $T_m(p)$, достигая его при $T(0) = 3,96^\circ\text{C}$. Фактически он залегает несколько ниже из-за действия динамических факторов, однако слой вовлечения невелик. В последующие месяцы со слабыми ветрами и большой устойчивостью верхних слоев этот профиль как бы консервируется в своей нижней ($50 \div 75-200 \div 250$ м) части, создавая хорошие условия для обмена между водами фотической зоны и глубинных слоев.

Осенью конвекция протекает совместно с ветровым перемешиванием. К моменту окончания свободной конвекции гомогенный слой достигает размеров около 150 м. При отсутствии ветра дальнейшее охлаждение привело бы к формированию $T(p)$ с неглубоким залеганием мезотермического максимума. В реальных условиях ветровое воздействие ведет к проникновению более холодных верхних вод "ниже" профиля $T_m(p)$, генерируя конвекцию в промежуточном слое. Верхняя граница его, если следовать профилю $T_m(p)$, заглубляется. Процесс прекращается, когда динамическое перемешивание, связанное с ветром, уже недостаточно для преодоления растущей устойчивости верхних слоев. После этого конвекция еще может поддерживаться некоторое время из-за диссипации энергии ветровых течений. Окончательная глубина мезотермического максимума H и его температура зимой (март) характеризуют суммарное действие осенне-зимнего перемешивания. Наблю-

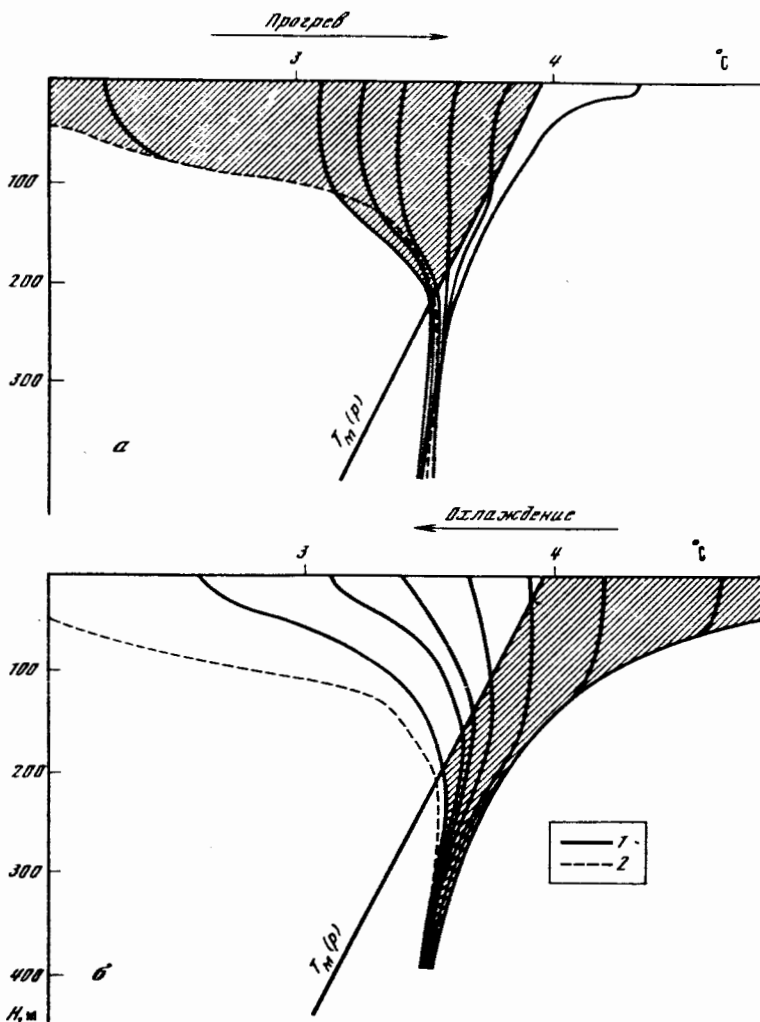


Рис. 2. Последовательное изменение вертикального распределения температуры (1) в периоды весенней (а) и осенней (б) конвекции; 2 – профиль температуры воды в марте. Область существования конвекции заштрихована

даваемая их изменчивость — от $3,7^{\circ}\text{C}$ при $H = 150$ м до $3,5^{\circ}\text{C}$ при $H = 250$ м — свидетельствует о неодинаковой интенсивности вертикального перемешивания в разные годы и в разных участках Байкала. Таким образом, глубина проникновения свободной конвекции весной и осенью в пелагиали озера не превышает 250 м.

Возникновение конвекции в более глубоких слоях воды возможно лишь ранней весной и поздней осенью в случае вынужденного опускания вод с $T < T_{\text{мм}}$ "под профиль" $T_m(p)$. Опускающиеся воды достигнут дна, если их температура

ниже придонной ($3,1-3,4^{\circ}\text{C}$). Наблюдения показывают, что эффект охлаждения глубинных вод на Байкале [4] возникает весной (от июня к июлю). Так как в эти месяцы преобладает маловетренная погода, механизм возбуждения глубинной вынужденной конвекции не может быть связан с ветровым перемешиванием. По нашему мнению, процесс возможен за счет уплотнения при смешении на фронте термобара в прибрежных участках озера, подверженных влиянию речных вод. Температура их уже в мае может превышать 4°C , а в июне $10-16^{\circ}\text{C}$ (наиболее крупные притоки), в то время как в открытом озере она ниже 3°C . Этот процесс наиболее всего выражен в Среднем Байкале, что, по-видимому, и является основной причиной особенностей стратификации и температуры его глубинных вод. Холодные и плотные воды должны опускаться вдоль подводных склонов, распространяясь затем и в пелагическую часть озера. Такое поступление в сочетании с динамическим перемешиванием глубинных слоев постоянно поддерживает в равновесии наблюдающийся вертикальный профиль температуры. Предлагаемый механизм обновления придонных вод хорошо объясняет экспериментально установленный по определениям возраста фреона [12] факт их "молодости" по сравнению с водами основного глубинного ядра. Незначительное повышение поздней осенью температуры на больших глубинах [4] свидетельствует о том, что вынужденная конвекция в это время не достигает дна. Наблюдающееся там же в это время возрастание содержания O_2 [12], по-видимому, вызвано усилением динамических факторов вертикального перемешивания.

Лимнологический институт
Сибирского отделения Академии наук СССР
Иркутск

Поступило
10 IX 1991

ЛИТЕРАТУРА

1. *Верещагин Г.Ю.* В кн.: Академику В.И. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1936, с. 1207-1230.
2. *Сокольников В.М.* Тр. Лимнол. ин-та СО АН СССР. М.; Л.: Наука, 1964, т. 5 (25), с. 5-21.
3. *Мамаев О.И.* - ДАН, 1987, т. 292, № 6, с. 1477-1481.
4. *Шмараев М.Н.* Элементы теплового режима озера Байкал. Новосибирск: Наука, 1977. 149 с.
5. *Chen C.T., Millero P.J.* - Limnol. Oceanogr., 1986, vol. 31, № 3, p. 657-662.
6. *Лакомб А., Сен-Гилл В., Гонелла Ж.* В кн.: Внутренние волны в океане. Новосибирск: Наука, 1972, с. 7-23.
7. *Каменкович В.М., Кулаков А.В.* - Океанология, 1977, т. 7, № 3, с. 400-410.
8. *Гилл А.* Динамика атмосферы и океана. М.: Мир, 1986, т. 1. 400 с.
9. *Хомскис В.* Динамика и термика малых озер. Вильнюс: Минский, 1968. 204 с.
10. *Welan-der P.* - Acta Roy. Sci. Litt. Gothob. Geophys., 1968, vol. 1, № 1, p. 1-26.
11. *Weiss R.F., Carmack E.C., Koropalov V.M.* - Nature, 1991, vol. 349, № 6311, p. 665-669.
12. *Толмачев В.А.* - ДАН, 1957, т. 113, № 3, с. 395-398.