

УДК 551.465.16(282.256.341)

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ВОДНОЙ ТОЛЩИ ПЕЛАГИАЛИ ЮЖНОГО БАЙКАЛА¹

© 2017 г. В. В. Блинов*, Н. Г. Гранин, И. Б. Мизандронцев, Р. Ю. Гнатовский, А. А. Жданов

Лимнологический институт СО РАН
664033 Иркутск, ул. Улан-Баторская, 3

*E-mail: bwad@lin.irk.ru

Поступила в редакцию 22.08.2016 г.

Впервые на основе *T,S*-анализа установлены особенности сезонных изменений вертикальной структуры деятельного слоя оз. Байкал. В период существования ледового покрова деятельный слой состоит из подледной, верхней зимней и верхней промежуточной водных масс. Подледная водная масса, в отличие от других масс, характеризуется повышением минерализации до 100.74 мг/кг, что соответствует выделению 77.1 г солей под 1 м² водной поверхности в слое 0–40 м вследствие их вымораживания при образовании и нарастании ледового покрова. На фазах перемешивания (гомотермия) водные массы деятельного слоя трансформируются в поверхностную гомогенную. В летне-осенние месяцы выделяется поверхностная и верхняя промежуточная водные массы, разделенные водной массой летнего термоклина. Особенность водной массы летнего термоклина заключается в увеличении суммы ионов за счет приращения концентрации HCO_3^- при разложении органического вещества, накапливающегося в нижней части слоя температурного скачка. Существование подледной водной массы и водной массы летнего термоклина установлено в Байкале впервые. В глубинной зоне (>250 м), за исключением придонной части, нижние водные массы (нижняя промежуточная и глубинная) существуют постоянно, их характеристики в течение года стабильны. Изменения характеристик придонной водной массы обусловлены особенностью процессов обновления придонных вод.

Ключевые слова: Байкал, пелагиаль, стратификация, *T,S*-анализ, водные массы, сезонные изменения.

DOI: 10.7868/S0321059617030051

ВВЕДЕНИЕ

Байкал – пресный внутриконтинентальный водоем с глубинами, близкими к морским. В нем, по аналогии с морем, выделяется пелагиаль – удаленная от берегов часть открытого озера, где, в отличие от прибрежной зоны, существенно ослаблено непосредственное влияние притоков и окружающей суши на температурный и гидрохимический режим вод. При описании вертикальной структуры водного тела Байкала естественно обращение к разработанному в океанологии геометрическому методу – *T,S*-анализу [20], позволяющему подразделять водную толщу на водные массы, которые соответствуют слоям в стратифицированной водной среде.

Следует заметить, что в природном водном растворе – гомогенной (однофазной) многокомпонентной системе – не может быть внутренних поверхностей раздела. В такой системе изменение

параметров состояния (температуры, давления, химического состава) в пространстве (от точки к точке) и во времени происходит плавно. Вследствие этого границы водных масс определяются по формальным критериям, соответствующим *T,S*-кривым.

Внутригодовая динамика структуры деятельного слоя водной толщи определяется временными изменениями параметров системы, сопряженными с годовым ходом теплопереноса через ее границы. При описании поверхностной водной массы зимой полагается, что ее верхняя граница находится не в месте контакта с нижней поверхностью ледового покрова, а в турбулентной зоне, которая отделена ото льда буферным слоем подледной воды и молекулярно-диффузионным микрослоем. Формирование тонкой вертикальной структуры верхнего подледного слоя воды Байкала и ее изменения в течение зимнего периода рассмотрены в ранее опубликованных работах [3, 14].

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-55-12378) и НИР (тема № 0345-2016-0008).

Схема вертикальной зональности водной толщи открытого Байкала, основанная на ее термическом режиме и отчасти — химизме, разработана Г.Ю. Верещагиным [9]. Эта схема представлена верхней альтернирующей и нижней перенирующей зонами, разделенными зоной мезотермического максимума. Альтернирующая зона охватывает область с глубинами от поверхности до 200—300 м и характеризуется внутригодовой сменой прямой и обратной температурной стратификации, а нижняя — постоянной прямой стратификацией. На контакте нижней перенирующей зоны с дном выделяется придонная зона водной толщи, находящаяся под влиянием теплообмена с донными отложениями. Для альтернирующей зоны (по Г.Ю. Верещагину) в лимнологии установилось название “деятельный слой водной толщи”.

Последующие уточнения и дополнения к схеме Г.Ю. Верещагина [7, 10, 23] основаны на данных дискретных по глубине измерений температуры и определений химического состава водной толщи Байкала. Использование гидрофизических зондов позволило одновременно получать непрерывные профили температуры воды, ее электропроводности и концентрации отдельных растворенных веществ, а также рассчитывать ионную составляющую химического состава.

По происхождению выделяются водные массы трех видов [5, 19]. Первичные массы формируются на территории водосборов с дальнейшим поступлением в водоемы со стоком. Их свойства меняются по фазам гидрологического режима, и при поступлении в водоемы они быстро трансформируются. Основные или озерные водные массы выделяются в водоемах замедленного обмена. Свойства водных масс зависят главным образом от внутриводоемных процессов и отличаются стабильностью. Массы трансформируются из первичных или основных в процессе внутреннего водообмена, а также при гидрометеорологических, химических и биологических процессах и существуют не дольше определенного сезона или фазы гидрологического режима.

Исследования температурного режима вод Байкала показали, что значительные сезонные изменения температуры воды происходят в деятельном слое озера. Годовой цикл этих изменений разделяется на периоды прогрева и охлаждения [7, 27, 28]. Температура поверхности воды озера в течение года меняется в широких пределах: от нуля в зимнее время до максимальных (~20°C) летом. В деятельном слое амплитуда сезонных изменений температуры быстро уменьшается с глубиной. Температура глубинной зоны, которая выше температуры максимальной плотности ($T_{мп}$), — квазипостоянная [9, 23, 27].

По результатам гидрохимических исследований [8, 10, 17, 26, 31], концентрации главных ионов в основной толще вод открытого Байкала в пределах точности методов гидрохимических измерений (3–5%) практически не меняются в течение года. Начиная с середины 1990-х гг. на Байкале применяются высокоточные STD-зонды, позволяющие получать данные о вертикальном распределении температуры и электропроводности, по которой рассчитывается ионная составляющая минерализации. В настоящей работе будем обозначать ее как сумму ионов S_c , выраженную в мг/кг. Пространственные изменения S_c свидетельствуют о межкотловинных различиях вод Байкала [4, 13, 29, 32].

Сумма ионов поверхностного слоя достигает максимальных значений в подледный период. Зимой на стадии нарастания льда происходит вымораживание солей, что сопровождается увеличением суммы ионов подледного слоя воды [14]. С конца марта, когда толщина льда начинает уменьшаться, сумма ионов в верхнем слое понижается. На уменьшение суммы ионов в летний период влияет превышение количества выпавших на поверхность озера атмосферных осадков над испарением с мая по август, достигающее максимума в июле–августе [18]. С сентября до января (ледостав) объем испарения, увеличиваясь, преобладает над атмосферными осадками, что обуславливает постепенное увеличение суммы ионов поверхностного слоя озера [37].

При сопоставлении внутригодовых распределений температуры и суммы ионов вод поверхностного слоя открытого озера видно, что они изменяются противофазно (рис. 1). При исследовании сезонной трансформации водных масс и изменений вертикальной структуры водной толщи годовой цикл разделяют на два периода — охлаждения и прогрева вод деятельного слоя озера с соответствующими этапами [27].

В данной работе каждый период разделяется на три фазы (рис. 1). Период охлаждения делится на фазы:

I. прямой температурной стратификации (от максимальных годовых значений температуры воды поверхности озера до 4°C);

II. осеннего перемешивания (от 4°C до температуры мезотермического максимума ($T_{мм}$));

III. обратной температурной стратификации (от $T_{мм}$ до ~0°C).

Период прогрева разделяется на фазы:

IV. обратной температурной стратификации (от ~0°C до $T_{мм}$);

V. весеннего перемешивания (от $T_{мм}$ до 4°C);

VI. прямой температурной стратификации (от 4°C до максимальных годовых значений температуры поверхности озер).

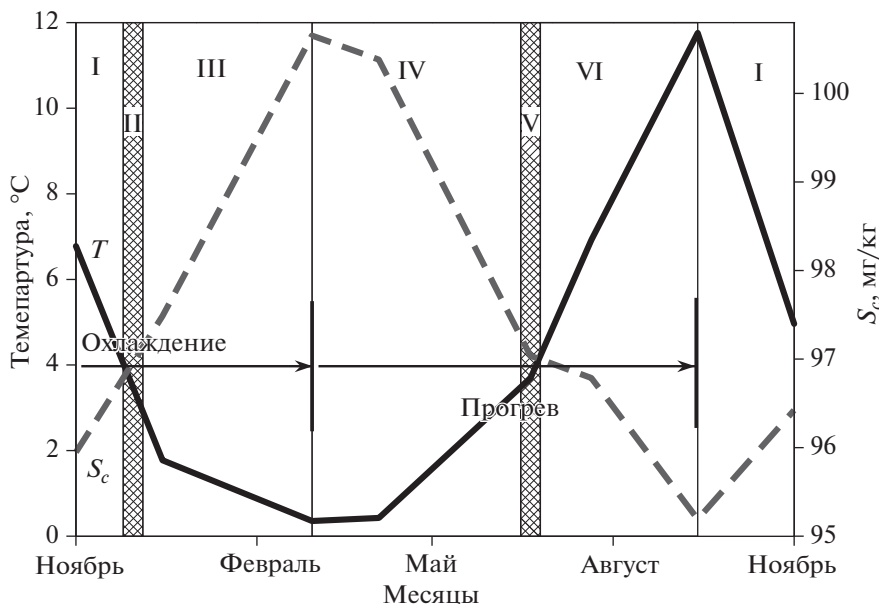


Рис. 1. Изменение температуры T и суммы ионов S_c вод на горизонте 10 м на центральной станции разреза пос. Листвянка – пос. Танхой в Южном Байкале в течение года. Римские цифры – фазы, описанные в тексте. Штриховка – фазы перемешивания.

Для анализа сезонных изменений вертикальной стратификации использовались профили температуры и электропроводности, типичные для каждой фазы. Данные измерений получены на центральной станции разреза пос. Листвянка – пос. Танхой (Южный Байкал) в период с ноября 2000 по октябрь 2001 г. При этом значимых межгодовых изменений вертикальной структуры водной толщи пелагиали озера не наблюдалось.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследование сезонных изменений вертикальной структуры водной толщи южной котловины озера проводилось по данным измерений вертикального распределения температуры и удельной электропроводности высокоточным гидрофизическим CTD-зондом SBE-25 (фирма “Sea Bird Electronics”, США). Точность датчика температуры составляет $\pm 0.002^\circ\text{C}$, датчика электропроводности – ± 0.01 мкСм/см, или 0.02 мг/кг (S_c).

Метод T,S -анализа основан на правилах “геометрии T,S -кривых” [20], применение которых позволяет определить количество водных масс, границы между ними, а также первоначальные термохалинные индексы ядер и глубины их залегания. Количество водных масс, определяемое по форме T,S -кривой, равно количеству точек экстремума кривой плюс две конечные точки. Пересечение касательных к выпрямленным участкам T,S -кривой в области экстремумов определяют значение температуры и солености (T,S -индексы) промежуточных водных масс. Крайним (са-

мой верхней и самой нижней) водным массам соответствуют концевые точки T,S -кривой. На T,S -индексах, как на вершинах, строятся треугольники смещения. Пересечение главной медианы треугольника с T,S -кривой определяет глубину залегания ядра, а пересечения побочных медиан с кривой соответствуют границам промежуточной водной массы. Положения ядер промежуточных водных масс совпадают с экстремумами T,S -кривой.

Метод T,S -анализа адаптирован для исследований структуры водной толщи Байкала [4]. Характеристики, используемые при анализе водных масс озера, – температура воды и S_c , рассчитанная по электропроводности воды и выраженная в мг/кг. Анализ сезонных изменений этих характеристик позволяет исследовать внутригодовую трансформацию водных масс и изменения вертикальной структуры водного тела озера.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Фазы прямой и обратной температурной стратификации разделяются фазами осеннего и весеннего перемешивания деятельного слоя озера, когда толщина поверхностного гомогенного слоя достигает 150–250 м. В осеннем перемешивании на T,S_c -кривой выделяются четыре водные массы: поверхностная гомогенная (ПГМ), нижняя промежуточная (НПМ), глубинная (ГМ) и придонная водная масса (ПДМ).

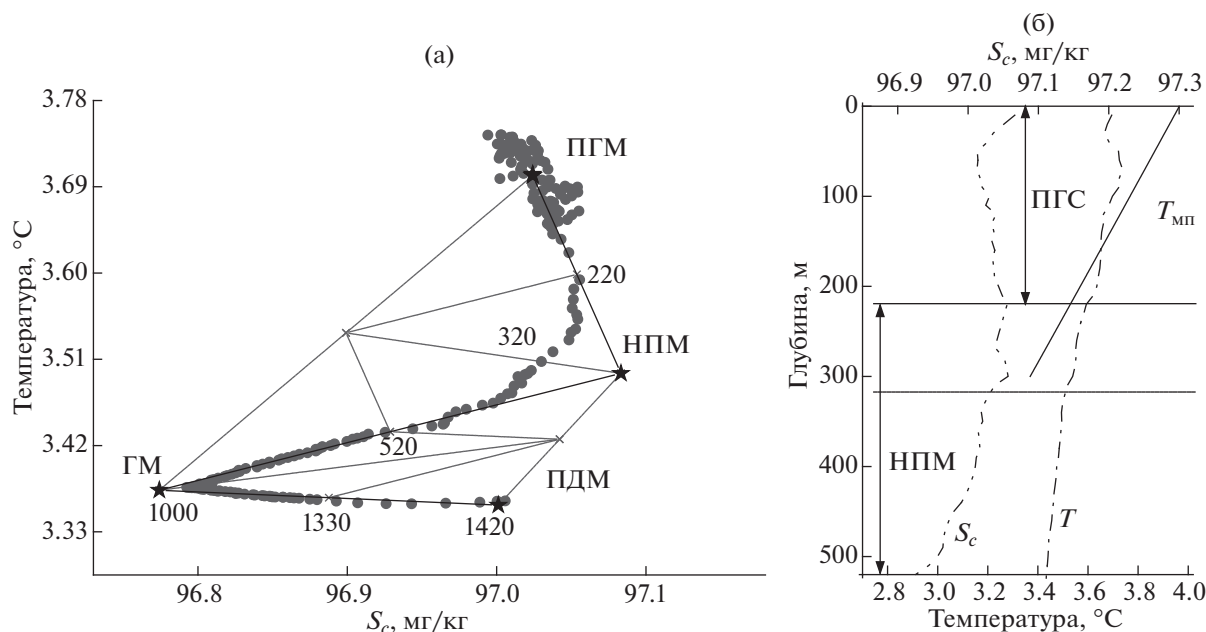


Рис. 2. T, S_c -диаграмма (а) и вертикальное распределение температуры T и суммы ионов S_c (б) в июне 2001 г. Здесь и на рис. 3, 4: а – сплошные линии – касательные к T, S_c -кривой, пунктирные – медианы и основание треугольника смешения, звездочки – водные массы, цифры – глубины, м; б – $T_{\text{мп}}$ – температура максимальной плотности, стрелки – мощности водных масс, горизонтальная сплошная линия – граница водных масс, пунктирная – глубина залегания ядра.

В пределах ПГМ изменения температуры и суммы ионов по глубине незначительны по причине интенсивного вертикального перемешивания. На T, S_c -плоскости этому соответствует компактное поле точек (рис. 2). Центр этого поля условно считается T, S_c -характеристикой ПГМ. Средние значения этих характеристик (3.7°C и 97 мг/кг) при осеннем и весеннем перемешивании близки.

Две водные массы – поверхностная (ПМ) и верхняя промежуточная (ВПМ) в фазы перемешивания трансформируются в ПГМ, T, S_c -характеристики которой близки к характеристикам ВПМ. Продолжительность гомотермии для глубоководных участков южной котловины озера составляет от полутора недель до месяца [27, 37]. На протяжении фазы осеннего перемешивания остаются неизменными водные массы ниже дельтового слоя.

После осеннего перемешивания ПГМ трансформируется в ПМ и ВПМ. Во время существования обратной температурной стратификации ПМ представлена своей зимней модификацией, обозначим ее как верхняя зимняя водная масса (ВЗМ). Ее T, S_c -характеристики типичны только для зимнего сезона, когда температура поверхности воды ниже ее температуры максимальной плотности (рис. 3). По мере охлаждения поверхностного слоя озера в процессе формирования ВЗМ к декабрю ее температура достигает 1.7°C ,

что на 2°C ниже температуры ПГМ при осеннем перемешивании. Сумма ионов ВЗМ с начала фазы отрицательной температурной стратификации увеличивается на 0.5 мг/кг , что обусловлено преобладанием испарения с поверхности озера над атмосферными осадками в этот период. Положение нижней границы ВЗМ (42 м) в декабре совпадает с глубиной, где вертикальные градиенты температуры и суммы ионов наибольшие. Глубже ВЗМ залегает верхняя промежуточная водная масса (ВПМ), T, S_c -характеристики которой близки к характеристикам ПГМ при осеннем перемешивании, а температура совпадает с температурой мезотермического максимума во время существования обратной стратификации. Ядро ВПМ залегает на глубине 180 м , а мощность этой водной массы составляет $\sim 300 \text{ м}$. В декабре границы НПМ заглубляются на $\sim 100 \text{ м}$, а ее характеристики меняются незначительно (табл. 1).

При формировании и нарастании ледового покрова сумма ионов в поверхностном слое увеличивается за счет вымораживания солей, в результате чего над ВЗМ образуется подледная водная масса (ПЛМ). В подледный период на T, S_c -кривой выделяется шесть водных масс (рис. 3а). Во время существования ПЛМ при максимальной толщине льда сумма ионов достигает максимальных для поверхностного слоя годовых значений. Нижняя граница этого слоя находится на

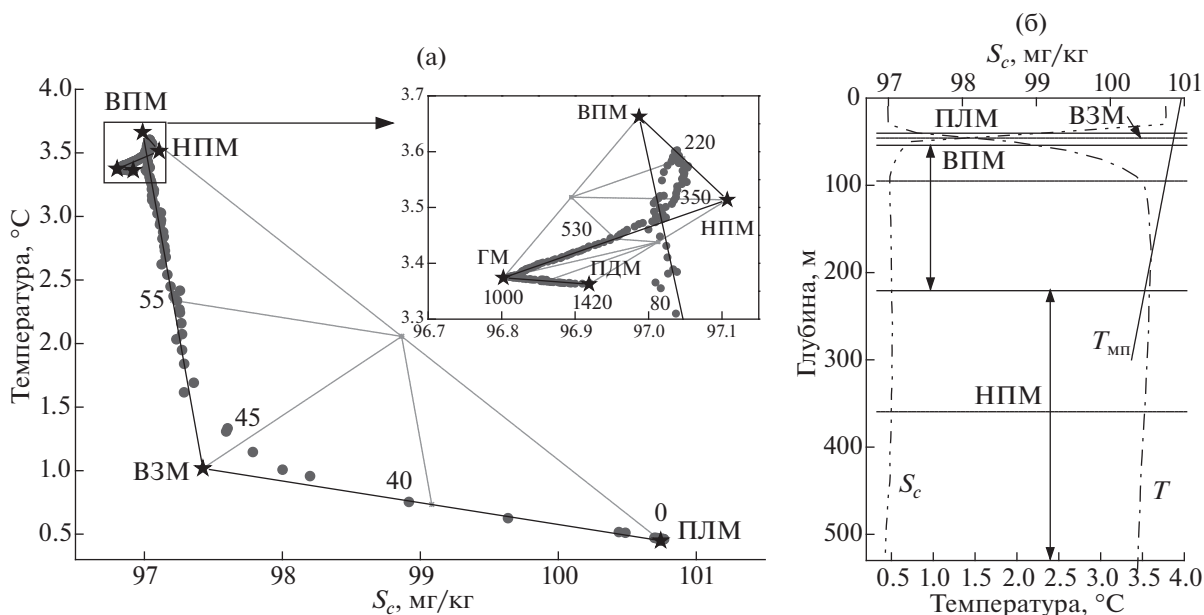


Рис. 3. T, S_c -диаграмма (а) и вертикальное распределение (б) температуры T и суммы ионов S_c в марте 2001 г.

глубине 40 м, где наблюдаются максимальные вертикальные градиенты S_c .

Ниже ПЛМ залегает ВЗМ. В марте ядро ВЗМ располагается на глубине 44 м с температурой 1.02°C и суммой ионов 97.42 мг/кг . Нижняя граница, как и в декабре, залегает в слое максимальных градиентов температуры – на глубине 55 м. Мощность ВЗМ в марте составила $\sim 15 \text{ м}$, т.е. на 30 м меньше, чем в декабре. Ниже залегает ВПМ с ядром на глубине $\sim 100 \text{ м}$. Его температура по сравнению с декабрем увеличилась на 0.07°C , а сумма ионов уменьшилась на 0.02 мг/кг . Нижняя

граница ВПМ залегает на глубине $\sim 220 \text{ м}$, вблизи мезотермического максимума. Мощность ВПМ по сравнению с декабрем уменьшилась на $\sim 150 \text{ м}$. Свойства ядра НПМ к марту изменились незначительно. Температура понизилась на 0.05°C , сумма ионов увеличилась на 0.01 мг/кг . Глубина залегания ядра уменьшилась на 120 м (табл. 1).

В период прогрева поверхности озера при весеннем перемешивании водные массы деятельного слоя трансформируются в ПГМ. T, S_c -характеристики ПГМ при весеннем и осеннем переме-

Таблица 1. Характеристики ядер и нижние границы водных масс Южного Байкала для фаз осеннего перемешивания, обратной температурной стратификации и весеннего перемешивания

Водные массы	Период охлаждения						Период прогрева					
	осеннее перемешивание, ноябрь			обратная температурная стратификация, декабрь			обратная температурная стратификация, март			весеннее перемешивание, июнь		
	нижние границы, м	индексы		нижние границы, м	индексы		нижние границы, м	индексы		нижние границы, м	индексы	
		$T, ^\circ\text{C}$	$S_c, \text{ мг/кг}$		$T, ^\circ\text{C}$	$S_c, \text{ мг/кг}$		$T, ^\circ\text{C}$	$S_c, \text{ мг/кг}$		$T, ^\circ\text{C}$	$S_c, \text{ мг/кг}$
ПЛМ	—	—	—	—	—	—	40	0.45	100.74	—	—	—
ВЗМ	—	—	—	42	1.77	97.5	55	1.02	97.42	—	—	—
ПГМ/ВПМ	240*	3.7*	97*	350	3.59	97.01	220	3.66	96.99	220*	3.7*	97.02*
НПМ	520	3.48	97.05	650	3.56	97.1	530	3.51	97.11	520	3.5	97.08
ГМ	1280	3.37	96.78	1300	3.38	96.81	1260	3.37	96.80	1330	3.37	96.77
ПДМ	1420	3.35	96.98	1420	3.36	96.9	1420	3.36	96.92	1420	3.36	97.00

* Характеристики ПГМ.

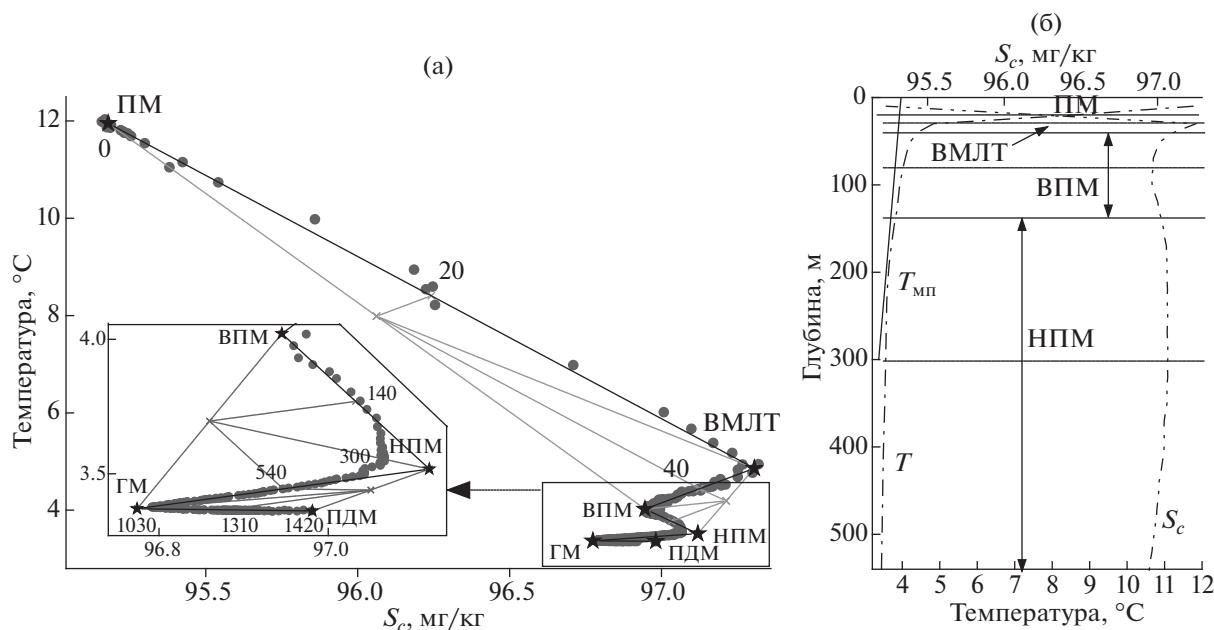


Рис. 4. T, S_c -диаграмма (а) и вертикальное распределение (б) температуры T и суммы ионов S_c в сентябре 2001 г.

шивании близки между собой и определяются компактным полем точек на T, S_c -диаграмме.

Период летнего прогрева при прямой температурной стратификации характеризуется повышением температуры от 4°C и уменьшением S_c вод верхнего слоя. После весеннего перемешивания ПГМ трансформируется в две водные массы — ПМ и ВПМ. Таким образом, в июле при начальном развитии прямой температурной стратификации выделяется пять водных масс.

В конце периода прогрева температура ПМ достигает максимальных в году значений, а сумма ионов приближается к минимальным значениям. В сентябре, перед началом фазы охлаждения температура ПМ составляет ~12°C, что на 8°C выше, чем в июне. S_c с июня до сентября уменьшается на 2 мг/кг, что вызвано преобладанием в это время осадков над испарением [18], а также поступлением слабоминерализованных вод притоков Южного Байкала со склонов Хамар-Дабанского хребта. Минерализация этих притоков в течение всего года ниже минерализации байкальской воды [11, 24, 25].

Ниже ПМ на глубинах от 13 до 70 м залегает ВПМ с ядром на горизонте 40 м (рис. 4). Температура ядра ВПМ (при весеннем перемешивании) к июлю увеличилась на 0.83°C по сравнению с ПГМ, а S_c уменьшилась на 0.15 мг/кг. Ниже ВПМ залегает НПМ мощностью 510 м с ядром на глубине 320 м. Ее T, S_c -характеристики с июня изменились незначительно: температура — на 0.01°C, S_c — на 0.01 мг/кг (табл. 2).

В период прогрева при развитии прямой температурной стратификации между ПМ и ВПМ на T, S_c -кривой выделяется еще один экстремум, который соответствует дополнительной водной массе. Назовем ее водной массой летнего термоклина (ВМЛТ), в верхней части она включает в себя термоклин. Эта водная масса появляется в конце июля — начале августа и существует до осеннего перемешивания. В сентябре она залегает на глубинах от 20 до 40 м с ядром на горизонте 30 м. Температура ядра — 4.86°C, S_c — 97.27 мг/кг. ВМЛТ характеризуется повышенной суммой ионов. Можно предположить, что повышение S_c (промежуточный максимум) и возникновение этой водной массы связано с деструкцией и минерализацией органического вещества (ОВ) на нижней границе термоклина. Аналогичный процесс наблюдается, например, в Саргассовом море [34].

Глубже ВМЛТ — от 40 до 140 м залегает ВПМ с ядром на глубине 80 м. Температура ядра ВПМ от июля к сентябрю уменьшилась на 0.5°C, S_c увеличилась на 0.1 мг/кг. Верхняя граница ВПМ совпадает с глубиной, на которой температура воды приближается к температуре максимальной плотности $T_{мп}$. Глубина залегания НПМ — от 140 до 540 м, ядро — на горизонте 300 м. По сравнению с июлем мощность НПМ уменьшилась на 100 м, ее температура увеличилась на 0.01°C, S_c возросла на 0.03 мг/кг (табл. 2).

От сентября к октябрю форма T, S_c -кривой и количество экстремумов не меняются. Температура ПМ понижается на 7°C. Сумма ионов к это-

Таблица 2. Характеристики ядер и нижние границы водных масс Южного Байкала для фаз весеннего перемешивания и прямой температурной стратификации

Водные массы	Период прогрева									Период охлаждения		
	весеннее перемешивание, июнь			прямая температурная стратификация, июль			прямая температурная стратификация, сентябрь			прямая температурная стратификация, октябрь		
	нижние границы, м	индексы		нижние границы, м	индексы		нижние границы, м	индексы		нижние границы, м	индексы	
		T , °C	S_c , мг/кг		T , °C	S_c , мг/кг		T , °C	S_c , мг/кг		T , °C	S_c , мг/кг
ПМ	—	—	—	13	7.71	96.80	20	11.95	95.18	65	4.96	96.47
ВМЛТ	—	—	—	—	—	—	40	4.86	97.31	75	3.79	97.13
ПГМ/ВППМ	220*	3.7*	97.02*	70	4.53	96.87	140	4.04	96.96	210	3.76	96.98
НПМ	520	3.5	97.08	580	3.51	97.09	540	3.52	97.12	540	3.50	97.04
ГМ	1330	3.37	96.77	1350	3.37	96.79	1310	3.37	96.77	1230	3.37	96.77
ПДМ	1420	3.36	97.00	1420	3.35	97.00	1420	3.36	96.98	1420	3.36	97.01

* Характеристики ПГМ.

му времени повышается на ~1.3 мг/кг, что обусловлено преобладанием испарения над осадками. Мощность ПМ в октябре увеличивается на 45 м (табл. 2).

могут меняться вследствие обновления вод глубинной и придонной зон при обратной температурной стратификации перед ледоставом и после вскрытия озера. Эти процессы описаны в работах [28, 30, 36, 38, 39].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенный анализ T, S_c -кривых позволил выделить до шести водных масс при прямой температурной стратификации и столько же — при обратной. Три верхние водные массы залегают в деятельном слое, и их характеристики подвержены сезонным изменениям. При прямой температурной стратификации в этой зоне выделяются ПМ, ВМЛТ и ВПМ, а при обратной — ПЛМ, ВЗМ и ВПМ. В фазы весеннего и осеннего перемешивания формируются четыре водные массы — ПГМ, НПМ, ГМ, ПДМ. Три последние водные массы относятся к глубинной зоне и существуют постоянно.

Положения границ и T, S_c -характеристики водных масс глубинной зоны незначительно меняются во времени. Глубина верхней границы НПМ в течение года меняется от 70 (в июле) до 350 м (в декабре), в среднем за год ~200 м. Средняя глубина залегания ядра НПМ в течение года составляет 350 м. Изменения температуры ядра НПМ за год составили 3.48–3.56°C, S_c — 97.04–97.12 мг/кг. Средняя годовая мощность НПМ — 350 м. Наименее изменчивы характеристики у глубинной водной массы (ГМ): температура изменяется в пределах 3.37–3.38°C, S_c — 96.77–96.81 мг/кг. Мощность ГМ — больше остальных водных масс и в течение года составляет в среднем 740 м. Характеристики ПДМ в течение года

Сезонная трансформация водных масс деятельного слоя

В результате T, S_c -анализа впервые идентифицированы ПЛМ и ВМЛТ. ПЛМ образуется при формировании и нарастании ледового покрова. В подледный период в поверхностном слое воды увеличивается минерализация за счет вымораживания солей [14, 15]. ВМЛТ формируется под ПМ в зоне летнего термоклина, где наблюдается промежуточный максимум минерализации. На основании данных измерений температуры и электропроводности воды можно однозначно сказать, что ВМЛТ формируется и существует не только в Южном Байкале, но и по всей акватории озера с июля—августа до фазы осеннего перемешивания.

Проведены расчеты количества солей в ПЛМ, выделяющихся при образовании и нарастании ледового покрова. Также выполнена оценка приращения минерализации в ВМЛТ.

Оценка поступления солей при формировании ПЛМ

При формировании и увеличении толщины ледового покрова происходит выделение солей и S_c в подледном слое воды возрастает. Оценка количества солей (ионов), выделяющихся при этом,

получена по максимальной толщине льда с учетом S_c в верхнем слое воды перед ледоставом:

$$\begin{aligned}\Delta Q_{\text{лед}} &= S_{c_{\text{вода}}} H_{\text{л}} \frac{\rho_{\text{лед}}}{\rho_{\text{вода}}} - 0.15 S_{c_{\text{вода}}} H_{\text{л}} \frac{\rho_{\text{лед}}}{\rho_{\text{вода}}} = \\ &= S_{c_{\text{вода}}} H_{\text{л}} 0.9(1 - 0.15) = \\ &= S_{c_{\text{вода}}} H_{\text{л}} 0.765,\end{aligned}$$

где $S_{c_{\text{вода}}}$, г/м³ – среднее значение суммы ионов до ледостава; $H_{\text{л}}$, м – толщина льда в начале апреля. Безразмерный коэффициент 0.765 учитывает соотношение плотностей льда и воды ($\rho_{\text{лед}}/\rho_{\text{вода}} = 0.9$) и минерализацию льда, доля которой в минерализации байкальской воды составляет в среднем 0.15 [1].

Для расчета потока солей рассмотрим изменения минерализации с декабря (до ледостава) по март (достижение максимальной толщины льда) на станции Южного Байкала в 5 км от м. Ивановский в 2001 г. Средняя S_c в поверхностном слое 40 м до ледостава (декабрь) составляла 97.16 мг/кг, и наблюдалось дальнейшее повышение S_c при формировании и нарастании ледового покрова. Толщина льда $H_{\text{л}}$ в конце марта составляла 1 м. Расчеты показали, что за период нарастания льда поток солей в рассматриваемом слое составил 74.3 г/м² (или 1.2 мг/кг). Таким образом, нарастание 10 см льда увеличивает S_c в поверхностном слое воды на ~0.12 мг/кг.

По данным авторов статьи, увеличение суммы ионов с декабря по март происходило в слое 40 м. В декабре вертикальное распределение S_c в этом слое было практически гомогенным, а в марте она уменьшалась с глубиной от максимальных значений (101.5 мг/кг) на поверхности до близких к декабрьским значений (97.16 мг/кг) на горизонте 40 м. При интегрировании изменения суммы ионов в этом слое получим приращение $\Delta Q_{S_c} = 77.1$ г/м². Полученная разница (2.8 г/м²) между рассчитанным количеством выделившихся солей (74.3 г/м²) и приращением ΔQ_{S_c} обусловлена дополнительным влиянием превышения испарения над осадками в предледоставный период (с декабря по январь), которое приводит к увеличению S_c перед формированием ледового покрова.

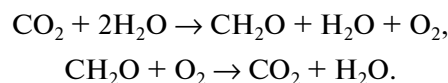
Повышение минерализации вызывает конвекцию в подледном слое воды [14, 15], которая влияет на его перемешивание в период нарастания ледового покрова и играет важную роль в поддержании во взвешенном состоянии клеток диатомовых водорослей. В марте–апреле сумма ионов в верхнем слое вод достигает максимальных в году значений. Позднее при прогреве происходит таяние льда, что приводит к уменьшению S_c поверхностного слоя воды за счет распреснения.

Формирование водной массы летнего термоклина

В середине июля в нижней части термоклина наблюдается увеличение S_c , и это приводит к образованию ВМЛТ. Прирост суммы ионов может быть результатом деструкции и минерализации ОВ. Основная часть суммы ежегодно продуцируемого в Байкале автохтонного ОВ и поступающего с водными притоками аллахтонного ОВ подвергается деструкции в пределах деятельного слоя озера [21].

Основа внутреннего круговорота биогенных элементов в водной толще – их биологическое потребление и последующая минерализация продуцируемого ОВ. Известно, что в процессе минерализации в толще воды возвращается 78–98% биогенных элементов, таких как углерод, азот, фосфор, кремний, а также железо и марганец [12, 16].

Процессы фотосинтеза и аэробной деструкции ОВ принято обобщенно выражать соответствующими уравнениями:



Сезонное изменение интенсивности процессов продуцирования ОВ, его трансформации и аэробной деструкции сопровождается изменениями рН и концентрации CO_2 , что вызывает изменения динамического равновесия карбонатной системы озера [21]. Концентрация гидрокарбонатов в открытых водах Байкала составляет в среднем 67 мг/л, или 70% суммы ионов, которая составляет ~96 мг/л [10, 31]. Углерод, как известно, преобладает в составе ОВ первичной продукции планктонных водорослей.

Нормированное по фосфору соотношение биогенных элементов в атомных единицах в составе валового ОВ первичной продукции, рассчитанных авторами статьи по среднему составу массовых видов фитопланктона Байкала [26], составляет С : N : P : Si = 196 : 11 : 1 : 4. Заметим, что это соотношение несколько отличается от соответствующих данных по Мировому океану [35].

При минерализации планктонного ОВ $S_{\text{орг}}$ в конечном счете количественно превращается в неорганический углерод карбонатной системы. При значениях рН > 7 основная мольная доля суммы компонентов карбонатной системы приходится на ион HCO_3^- с его максимумом при рН ~ 8.4 [2]. Для основной водной толщи Байкала характерные величины рН – 7.4–7.6. При активном фотосинтезе фитопланктона рН в фотическом слое периферической зоны может увеличиваться до 9 [10].

В период летнего прогрева подвергаются минерализации фито- и пикопланктон. В июле в фотической зоне озера происходит значительное

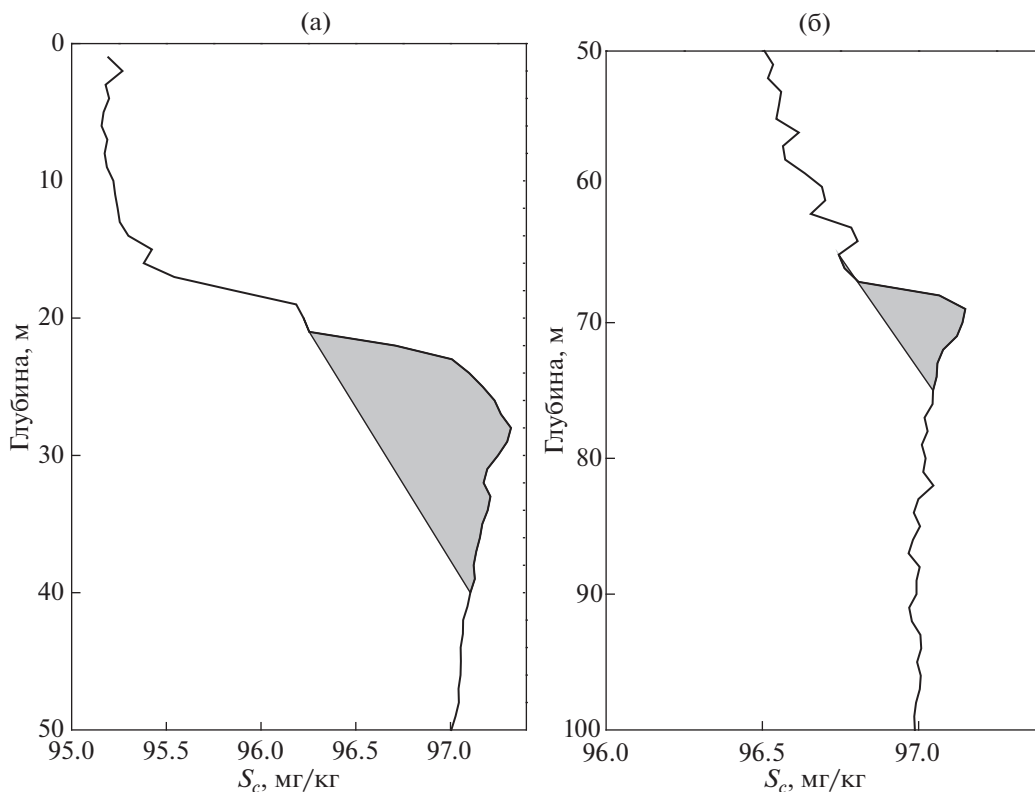


Рис. 5. Вертикальное распределение суммы ионов S_c с выделенным полигоном для интегрирования в слое ВМЛТ в сентябре (а) и октябре (б).

повышение численности пикопланктона. Его максимум обычно достигается к концу июля – началу августа и на некоторых горизонтах фотической зоны может составлять до $(1-2) \times 10^6$ кл/мл [22, 33], что по биомассе соответствует ~ 600 мг/м³. Также известно, что в августе пикопланктон производит от 60 до 90% общей первичной продукции [6, 12].

По увеличению S_c в ВМЛТ можно оценить концентрацию ОВ, которое распалось при его минерализации. Для этого проведены расчеты приращения суммы ионов ΔQ . Изменения S_c ВМЛТ учитывались между границами 20 и 40 м (рис. 5). Эти расчеты предполагают отсутствие водообмена и турбулентной диффузии ионов ВМЛТ через ее границы.

ΔQ в слое 20–40 м в сентябре составило 8.5 г/м². В условиях осеннего охлаждения в октябре эта водная масс залегала глубже – в слое 65–75 м, а ΔQ составило 1.2 г/м². Предполагая, что ΔQ в ВМЛТ происходит за счет увеличения концентрации гидрокарбоната, оценим ΔQ в расчете на углерод. Из соотношения $\text{HCO}_3^- : C_{\text{орг}} = 61 : 12$ следует, что при приращении концентрации HCO_3^- – 8.5 г/м², количество $C_{\text{орг}}$ в пределах рассматриваемого слоя составляет 1.7 г/м².

Сухое ОВ рассчитывается из соотношения $C_{\text{орг}} : \text{CH}_2\text{O} = 12 : 30$, или на 1.7 г/м² углерода приходится 4.2 г/м² сухого ОВ. В пересчете на вещество планктона при влажности 90% получим величину 42 г ОВ/м², необходимую для обеспечения наблюдаемого ΔQ ВМЛТ в сентябре. Для октября расчетная концентрация планктона составила 6 г ОВ/м².

Сравнение полученных величин с первичной продукцией ОВ по опубликованным данным показало следующее.

1. По данным [12], ежегодно в Байкале суммарное количество автохтонного и растворенного аллохтонного ОВ при условии его равномерного распределения по всей акватории озера составляет 137 г $C_{\text{орг}}$ /м², из которого в течение года подвергается деструкции 133 г $C_{\text{орг}}$ /м². Если допустить, что это количество распределено в течение года равномерно по месяцам, то за месяц подвергается деструкции в среднем 11 г $C_{\text{орг}}$ /м². За два месяца (с середины июля до середины сентября) деструкции подвергается 22 г $C_{\text{орг}}$ /м².

2. При исследованиях первичной продукции в Южном Байкале в 1980-х гг. получены средние оценки в 100–250 г $C_{\text{орг}}$ /м² [6]. При допу-

шении равномерного распределения первичной продукции в течение года количество первичной продукции в месяц составляет 8–21 г $C_{\text{орг}}/м^2$.

3. В [40] показано, что наибольшая первичная продукция в августе в фотической зоне (15 м) составляла в среднем 344 мг $C_{\text{орг}}/(м^2 \text{ сут})$ [40]. В июне и октябре величина продукции составляла соответственно 259 и 129 мг $C_{\text{орг}}/(м^2 \text{ сут})$ при фотическом слое 45 и 11 м. Принимая эти значения, можно предположить, что период прогресса с середины июля до середины сентября (до перехода теплового баланса с положительного на отрицательный) – за два месяца – первичная продукция составляет ~ 22 г $C_{\text{орг}}/м^2$. При этом продукция пикопланктона (<2 мкм) составляет 9–14 г ОВ/ $м^2$ (41–62% продукции), пико- и фитопланктона вместе – 21 г ОВ/ $м^2$ (96% продукции).

Рассчитанное по приращению минерализации количество углерода составило ~ 2 г $C_{\text{орг}}/м^2$. Это соответствует $\sim 10\%$ первичной продукции за рассматриваемый период (с июля по сентябрь), который, по [6, 12, 40], составляет в среднем ~ 22 г $C_{\text{орг}}/м^2$.

При соотношении биогенных элементов $C : N : P : Si = 196 : 11 : 1 : 4$ [26] и рассчитанном количестве $C_{\text{орг}} = 1.7$ г/ $м^2$ в ВМЛТ увеличение азота должно здесь составлять 0.005 мг/л, а фосфора – 0.0004 мг/л. С учетом столь малого увеличения концентраций N и P методами химического анализа определить их затруднительно.

ВЫВОДЫ

С применением T, S_c -анализа выделено от четырех до шести водных масс оз. Байкал в разные сезоны года, периоды и фазы годового цикла. Сезонным изменениям подвержены все три водные массы деятельного слоя. При прямой температурной стратификации это ПМ, ВМЛТ и ВПМ, а при обратной температурной стратификации – ПЛМ, ВЗМ и ВПМ. В фазы осеннего и весеннего перемешивания водные массы деятельного слоя трансформируются в ПГМ. Глубинная зона состоит из водных масс НПМ, ГМ и ПДМ. Они существуют постоянно, и их характеристики, за исключением характеристик ПДМ, изменяются незначительно. Положение границы между деятельным слоем и глубинной зоной, согласно геометрическим теоремам T, S -анализа, в течение года меняется.

Впервые выделены ВМЛТ и ПЛМ. Проведены оценки увеличения S_c в результате нарастания льда и распада ОВ. Показано, что сумма ионов возрастает в ПЛМ до 100.74, а в ВМЛТ – до 97.31 мг/кг. Увеличение минерализации соответствует количеству солей, выделяющихся в ПЛМ (77.1 г/ $м^2$) при нарастании ледового покрова. При разложе-

нии ОВ в пределах ВМЛТ образуется 8.5 г солей под 1 $м^2$ поверхности данного слоя, что соответствует минерализации 1.7 г $C_{\text{орг}}/м^2$.

Авторы выражают благодарность за помощь при получении данных в экспедициях в навигационный период командам НИС “Верещагин” и “Титов”, а также в зимних ледовых экспедициях – водителю С.Н. Алехину.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аверин А.И., Горбунова Л.А., Гранин Н.Г.* Зависимости между удельной электропроводностью и концентрацией ионов для вод оз. Байкал // Вод. ресурсы. 1990. № 4. С. 23–29.
2. *Алекин О.А.* Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 444 с.
3. *Асламов И.А., Козлов В.В., Мизандронцев И.Б. и др.* Оценка потока тепла на границе вода–лед на Байкале по экспериментальным данным // ДАН. 2014. Т. 457. № 4. С. 477–480.
4. *Блинов В.В., Гранин Н.Г., Гнатовский Р.Ю. и др.* Определение водных масс в озере Байкал методом T, S -анализа // География и природные ресурсы. 2006. № 2. С. 63–69.
5. *Богословский Б.Б., Кирилова В.А., Фориш-Миниуткина Т.Б., Шерман Э.Э.* Опыт выделения водных масс Онежского озера // Динамика водных масс Онежского озера. Л.: Наука, 1972. С. 159–203.
6. *Бондаренко Н.А., Гусельникова Н.Е.* Продукция фитопланктона Южного Байкала // Изв. СО АН СССР. Сер. биол. науки. 1989. № 1. С. 77–80.
7. *Верболов В.И., Сокольников В.М., Шимараев М.Н.* Гидрометеорологический режим и тепловой баланс озера Байкал. М.; Л.: Наука, 1965. 374 с.
8. *Верещагин Г.Ю.* Байкал. Научно-популярный очерк / Под ред. Талиева Д.Н. М.: Гос. изд-во географ. лит., 1947. 228 с.
9. *Верещагин Г.Ю.* Основные черты вертикального распределения динамики водных масс на Байкале // Юбилейный сборник в честь акад. В.И. Вернадского. 1936. Т. 2. С. 1207–1230.
10. *Вотинцев К.К.* Гидрохимия озера Байкал. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 311 с.
11. *Вотинцев К.К., Глазунов И.В., Толмачева А.П.* Гидрохимия рек бассейна озера Байкал. М.: Наука, 1965. 495 с.
12. *Вотинцев К.К., Мещерякова А.И., Поповская Г.И.* Круговой оборот органического вещества в озере Байкал. Новосибирск: Наука, 1975. 189 с.
13. *Гранин Н.Г.* Устойчивость стратификации и некоторые механизмы генерации конвекции в Байкале. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Иркутск: ЛИН СО РАН, 1999. 23 с.
14. *Гранин Н.Г., Гнатовский Р.Ю., Жданов А.А. и др.* Конвекция и перемешивание подо льдом озера Байкал // Сибирский экол. журн. 1999. № 6. С. 597–600.
15. *Гранин Н.Г., Джусон Д., Гнатовский Р.Ю. и др.* Турбулентное перемешивание вод озера Байкал в слое, непосредственно примыкающем ко льду, и

- его роль в развитии диатомовых водорослей // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 6. С. 835–839.
16. *Гранина Л.З.* Ранний диагенез донных осадков озера Байкал. Новосибирск: ГЕО, 2008. 159 с.
17. *Грачев М.А., Домышева В.М., Ходжер Т.В. и др.* Глубинная вода озера Байкал – природный стандарт пресной воды // Химия в интересах устойчивого развития. 2004. № 12. С. 417–429.
18. *Гронская Т.П., Литова Т.Э.* Краткая характеристика водного баланса озера Байкал за период 1962–1988 гг. // Мониторинг состояния озера Байкал. Л.: Гидрометеиздат, 1991. С. 153–158.
19. *Добровольский А.Д.* Об определении водных масс // Океанология. 1961. Т. 1. № 1. С. 12–24.
20. *Мамаев О.И.* Термохалинный анализ вод Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 296 с.
21. *Мизандронцев И.Б., Мизандронцева К.Н.* Круговорот кислорода в Байкале // Вод. ресурсы. 2001. Т. 28. № 5. С. 552–558.
22. *Поповская Г.И., Белых О.И.* Этапы изучения автотрофного пикопланктона озера Байкал // Гидробиол. журн. 2003. Т. 39. № 6. С. 12–24.
23. *Россолимо Л.Л.* Температурный режим озера Байкал // Тр. Байкальская лимнол. ст. ВСФАН СССР. 1957. Т. XVI. 552 с.
24. *Сороковикова Л.М., Нецветаева О.Г., Томберг И.В. и др.* Влияние атмосферных осадков на химический состав речных вод Южного Байкала // Оптика атмосферы и океана. 2004. Т. 17. № 5–6. С. 423–427.
25. *Сороковикова Л.М., Синюкович В.Н., Коровякова И.В. и др.* Формирование химического состава воды притоков Южного Байкала в современных условиях // География и природные ресурсы. 2002. № 4. С. 52–57.
26. *Тарасова Е.Н., Мещерякова А.И.* Современное состояние гидрохимического режима озера Байкал / Отв. ред. Галазий Г.И. Новосибирск: Наука, 1992. 143 с.
27. *Шимараев М.Н.* Элементы теплового режима озера Байкал / Отв. ред. Афанасьев А.Н. Новосибирск: Наука, 1977. 150 с.
28. *Шимараев М.Н., Гранин Н.Г.* К вопросу о стратификации и механизме конвекции в Байкале // ДАН СССР. 1991. Т. 321. № 2. С. 381–385.
29. *Шимараев М.Н., Гранин Н.Г., Домышева В.М., Блинов В.В. и др.* О межкотловинном обмене в Байкале // Вод. ресурсы. 2003. № 6. С. 678–681.
30. *Шимараев М.Н., Грачев М.А., Имбоден Д.М. и др.* Международный гидрофизический эксперимент на Байкале: процессы обновления глубинных вод в весенний период // ДАН. 1995. Т. 343. № 6. С. 824–827.
31. *Falkner K.K., Measures C.I., Herbelin S.E.* The major and minor element geochemistry of Lake Baikal // Limnol. Oceanogr. 1991. Т. 36. V. 3. P. 413–423.
32. *Hohmann R., Kipfer R., Peeters F. et al.* Processes of deep-water renewal in Lake Baikal // Limnol. Oceanogr. 1997. V. 42. № 5. P. 841–855.
33. *Nagata T., Takai K., Kawanobe K. et al.* Autotrophic picoplankton in southern Lake Baikal: abundance, growth and grazing mortality during summer // J. Plankton Research. 1994. Т. 16. V. 8. P. 94–959.
34. *Ono S., Ennye A., Najjar R.G., Bate N.R.* Shallow remineralization in the Sargasso Sea estimated from seasonal variations in oxygen, dissolved inorganic carbon and nitrate // Deep-Sea Research. 2001. 48. P. 1567–1582.
35. *Redfield A.C., Ketchum B.H., Richards F.W.* The influence of organisms on the composition of sea water // The Sea, Interscience / Ed. Hill M.N. N. Y., 1963. V. 2. P. 26–77.
36. *Schmid M., Budnev N.M., Granin N.G. et al.* Lake Baikal deepwater renewal mystery solved // Geophys. Research Letters. 2008. V. 35(L09605). P. 1–5.
37. *Shimaraev M.N., Verbolov V.I., Granin N.G., Sherstayankin P.P.* Physical limnology of Lake Baikal. A review / Eds. Shimaraev M.N., Okuda S. Okayama; Irkutsk, 1994. 82 p.
38. *Weiss R.F., Carmack E.C., Koropalov V.M.* Deep-water renewal and biological production in Lake Baikal // Nature. 1991. V. 349. P. 665–669.
39. *Wüest A., Ravens T.M., Granin N. et al.* Cold intrusions in Lake Baikal: Direct observational evidence for deep-water renewal // Limnol. Oceanogr. 2005. V. 50. № 1. P. 184–196.
40. *Yoshida T., Sekino T., Genkai-Kato M. et al.* Seasonal dynamics of primary production in the pelagic zone of southern Lake Baikal // Limnology. The Japanese Society of Limnol. 2003. V. 4. № 1. P. 53–62.