

УДК 551.89+550.46

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА, ОТРАЖЕННЫЕ В ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА ГОЛОЦЕНОВЫХ КАРБОНАТОВ ОЗЕРА ТЕРЕ-ХОЛЬ, ТЫВА (ЮЖНАЯ СИБИРЬ)

© 2025 г. Б. Г. Покровский^{1, *}, А. В. Панин²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Институт географии РАН, Москва, Россия

*e-mail: pokrov@ginras.ru

Поступила в редакцию 25.07.2024 г.

После доработки 31.10.2024 г.

Принята к публикации 12.11.2024 г.

Донные отложения озера Тере-Холь на юго-востоке Саяно-Тувинского нагорья содержат архив ландшафтно-климатических изменений в течение всего голоцена. Регион, располагающийся на границе Южной Сибири и Центральной Азии, выступает пограничным в отношении факторов, определявших гидроклиматические изменения в голоцене. К северу и западу доминирующим было влияние западного переноса атлантических воздушных масс, к югу и востоку — азиатско-тихоокеанской муссонной циркуляции. Реконструкция голоценовых изменений климата в регионе имеет большое значение для понимания динамики атмосферной циркуляции во внутренних районах Евразийского континента. Для оценки хода увлажнения в голоцене выполнен анализ стабильных изотопов в озерных карбонатах. Вода оз. Тере-Холь обогащена ^{18}O на 6–8‰ и ^2H на 50–60‰ по отношению к питающим ручьям и речкам, что характеризует его как сильно испаряющийся водоем. Это дает основание полагать, что вариации $\delta^{18}\text{O}$ (14.1–20.0‰ SMOW) и связанные с ними положительной зависимостью вариации $\delta^{13}\text{C}$ (–5.8...4.2‰ PDB) в рассеянном карбонатном материале голоценовых осадков озера отражают главным образом изменения гидрологического режима: положительные экскурсы $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ — периоды аридизации, отрицательные — периоды относительного увлажнения. По типу увлажнения в голоцене выделено три основные эпохи: относительно засушливые от начала голоцена до 9.8 тыс.л.н. и от 4.4 тыс.л.н. до настоящего времени и влажная эпоха между 9.8 и 4.4 тыс.л.н. На этом фоне происходили изменения увлажненности второго порядка, причем изменчивость и амплитуда колебаний увлажненности значительно возросли во второй половине голоцена после ~6 тыс.л.н. Самый влажный в голоцене интервал времени — 5.2–4.4 тыс.л.н. Около 4.4 тыс.л.н. происходит резкая и значительная аридизация, наиболее яркое гидроклиматическое событие в голоцене. Самые засушливые интервалы времени — от 4.2 до 3.1 и от 1.9 до 0.1 тыс.л.н. На рубеже эр ~2 тыс.л.н. и в последнее столетие аридные условия прерывались короткими эпизодами относительного увлажнения. Позднеголоценовая аридизация указывает на ослабление тихоокеанского муссона и уменьшение дальности его проникновения во внутренние районы Евразии в связи с трендом к похолоданию во второй половине голоцена.

Ключевые слова: стабильные изотопы, палеоклимат, аридизация, увлажнение, палеогидрология, азиатский муссон, радиоуглеродное датирование, электронная микроскопия

DOI: 10.31857/S0869592X25030061, EDN: TDTUOW

ВВЕДЕНИЕ

Глобальное стратиграфическое расчленение плейстоцена основывается главным образом на вариациях изотопного состава кислорода в раковинах фораминифер из океанических осадков. Для расчленения голоцена такой подход

непригоден вследствие низкого временного разрешения и инерционных эффектов, благодаря которым изменение изотопного состава кислорода в океане не реагирует на короткопериодные климатические осцилляции. Кроме того, климатические изменения в голоцене отличались

региональной спецификой; событий глобального или полушарного охвата, которые могли бы распознаваться в удаленных океанических колонках, в голоцене не было. Поэтому голоценовые климатические изменения изучаются по природным архивам регионального и местного масштаба.

В течение длительного времени стратиграфическое и палеоклиматическое расчленение голоцена осуществлялось по спорово-пыльцевым данным или реже по диатомовым данным, малакофауне и другим палеобиологическим индикаторам. Однако в настоящее время установлено, что выделенные в различных районах относительно теплые и холодные периоды гетерохронны и коррелируются в лучшем случае в пределах крупных регионов типа Западной Европы (Gibbard, Head, 2020). Более совершенными инструментами глобальных климатических реконструкций являются данные по изотопному составу кислорода в ледниках и пещерных карбонатах, но они не отражают весь спектр климатических изменений на земной поверхности, так как ограничены преимущественно полярными и горными районами.

Для выявления климатических колебаний в голоцене в последнее время все шире используются О- и С-изотопные данные, полученные по озерным карбонатам и позволяющие построить значительно более детальную климатическую кривую для различных континентов и климатических зон. Такого рода исследования проводились в различных частях Западной Европы (Mayer, Schwark, 1999; Von Grafenstein et al., 1999a; Hammarlund et al., 2002), на озерах Белоруссии (Махнач и др., 2022), на озере Ван в Турции (Lemke, Sturm, 1997), озерах Тибетского плато на северо-западе Китая (Liu et al., 2007; Qiang et al., 2017; Ma et al., 2021), озере Иссык-Куль в Киргизии (Ricketts et al., 2001), Верхнем Белом в Бурятии (Солотчина и др., 2012) и в ряде других районов (Leng, Marshall, 2004).

Нами проведено изучение изотопного состава О и Н в воде и О и С в карбонатных осадках озера Тере-Холь, расположенного в Республике Тыва на юго-востоке Саяно-Тувинского нагорья. Широкую известность озеро приобрело благодаря археологическим раскопкам и комплексным исследованиям древней уйгурской крепости Пор-Бажин (VIII в н.э.), расположенной на острове посреди озера (Панин, Аржанцева, 2010; Arzhantseva et al., 2011). Ее впервые в международной практике изучения археологических объектов удалось датировать радиоуглеродным

методом с помощью астрофизического маркера — так называемого события Мяке — с точностью до одного года (Kuitens et al., 2020). Ранее высказывалось предположение, что крепость была построена еще на суше, а озеро, глубина которого не превышает 2 м, появилось позднее (Вайнштейн, 1964). Однако детальное исследование керн донных скважин, которое сопровождалось радиоуглеродным AMS датированием озерных отложений, показало, что осадконакопление в озере охватывает период в 11 000 календарных лет (Панин и др., 2012), что дает основание считать его одним из наиболее полных архивов голоценовых событий Центральной Азии.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И СОСТАВ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОЗЕРА ТЕРЕ-ХОЛЬ

Озеро Тере-Холь (50,6150° с.ш., 97,3853° в.д.) располагается в пределах плато Сангилен на юго-востоке Республики Тыва (рис. 1), в Терехольской межгорной впадине на высоте 1298 м над уровнем моря. Водосбор озера площадью 286 км² занимает борта впадины и прилегающие среднегорья плато Сангилен, сложенные мраморами и мраморизованными известняками верхнего рифея, прорванными раннепалеозойскими интрузиями гранитоидов. Поступление в озеро карбонатов с водосбора оказало значительное влияние на характер озерной седиментации. Возможные следы оледенения на водосборе озера (остаток конуса выноса р. Айыл, вероятно, флювиогляциального происхождения) датированы временем глобального максимума последнего оледенения (Панин и др., 2012); в голоцене ледников в бассейне озера не было, что имеет значение для интерпретации изотопных данных. Площадь озера 39.1 км², средняя глубина 0.5 м, максимальная — 1.9 м. В озеро впадает сравнительно крупная р. Кунгур-Тук и значительное количество мелких ручьев и речек. Вытекает из озера р. Салдам, впадающая в р. Балыктыг-Хем — правый приток р. Каа-Хем (р. Малый Енисей).

По данным гидрологических изысканий (Панин и др., 2012), вода озера пресная, пригодная для питья, с общей минерализацией ~150 мг/л, по составу гидрокарбонатно-кальций-натриевая (Cl < 5 мг/л), слабощелочная (pH = 8.8–9.2). В годовом цикле преобладает подземное водное питание. В летний сезон минерализация впадающих в озеро малых рек (225–356 мг/л), имеющих летом почти исключительно подземное питание, существенно выше, чем в озере, очевидно, за счет накопления в озере весенних талых вод. Летом уровень воды снижается на 10–20 см

по сравнению с периодом весеннего половодья, что в пересчете на объем дает 20–30% потери на испарение. Соответственно, минерализация воды летом несколько увеличивается.

Скважина Рб-21 (50.61264°с.ш., 97.36478°в.д.) в относительно приглубой юго-западной части озера прошла озерные отложения мощностью 2.72 м. Ниже с резкой границей залегали

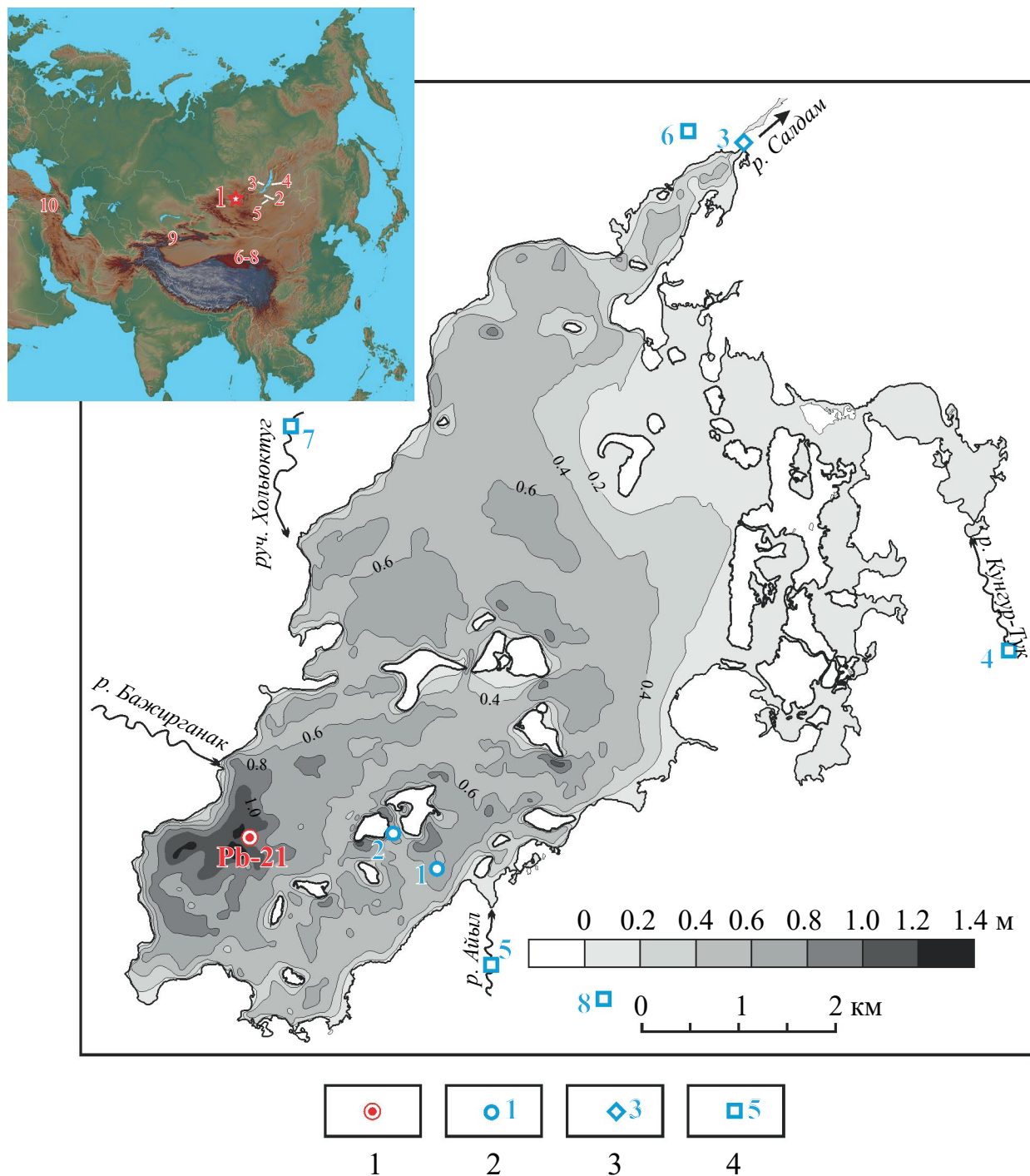


Рис. 1. Батиметрическая карта оз. Тере-Холь с расположением точек пробоотбора.

1 – скважина Рб-21; 2–4 – точки пробоотбора на изотопный состав воды: 2 – оз. Тере-Холь, 3 – вытекающая из озера р. Салдам, 4 – реки и ручьи, впадающие в озеро. На врезке показано расположение на карте Азии оз. Тере-Холь (1) и некоторых других упоминаемых в тексте озер: 2–4 – Прибайкалье и Забайкалье: 2 – Верхнее Белое, 3 – Цаган-Тырма, 4 – Котокель, Бурятия; 5 – Гун Нуур (Gun Nuur), Северная Монголия; 6–8 – Северный Тибет: 6 – Кукунор, или Цинхай (Qinghai), 7 – Генггахай (Genggahai), 8 – Харлер (Hurleg); 9 – Иссык-Куль, Северный Тянь-Шань; 10 – Ван (Van), Турция, Малая Азия.

аллювиальные суглинки. Доминирующим типом осадков являются карбонатные илы, характеризующиеся различным соотношением терригенного силикатного материала и аутигенных карбонатов, среди которых присутствует как рассеянный материал, так и обломки раковин моллюсков (в основном остракод). Примесь тонкозернистых песков носит подчиненный характер. Минимальное количество карбонатного материала (20–25%) содержится в нижней части разреза, максимальное (70–80%) в верхних 50–60 см колонки.

Наряду с глинистым терригенно-карбонатным материалом в осадках в разных количествах присутствуют остатки водорослей и высших растений, сапропель и органическое вещество неопределенного происхождения. В подошве разреза отмечены зерна диагенетического пирита. Озерные илы подстилаются плотными, местами оторфованными суглинками субаэрального происхождения, вскрытыми скважиной на глубине 2.72 м (рис. 2а). Детальные литологические описания содержатся в работе (Панин и др., 2012).

По колонкам озерных отложений, пройденных скважиной Pb-21, получено тринадцать ^{14}C масс-спектрометрических дат, из которых три образовали инверсии, а оставшиеся позволили определить возраст основных климатических и гидрологических этапов в истории озера, а также оценить средний темп осадконакопления (Панин и др., 2012). В интервале ниже 120 см (древнее 6.2 тыс.л.н.) он составлял 30 см за 1000 лет, выше 120 см (после 6.2 тыс.л.н.) — 15 см за 1000 лет (без учета слабоконсолидированных верхних 30 см). Уменьшение скорости осадконакопления вверх по разрезу коррелирует со снижением доли терригенной (минеральной) компоненты в озерных осадках (Панин и др., 2012).

Выделение гидроклиматических этапов в истории озера проводилось в работе (Панин и др., 2012) по данным анализа биологических остатков, прежде всего альгологического анализа. В качестве ключевого показателя, характеризующего активность водообмена (степень проточности) озера, принималось относительное обилие остатков диатомовых и синезеленых водорослей. Признаком относительной многоводности, значительного притока воды с водосбора и хорошей проточности считалась большая доля диатомовых (DT) водорослей, которым для массового развития требуется достаточная глубина воды, хорошая аэрация, наличие достаточного количества биогенов и кремния. Преобладание синезеленых (CN)

водорослей в совокупности с десмидиевыми (DS), хлорококковыми (HL), вольвоксовыми (VL) и золотистыми (ZL) считалось показателем маловодья, уменьшения проточности озера со значительным летним прогревом воды. На этой основе были выделены локальные экозоны, характеризующие разные типы гидрологического режима озера (рис. 2в). Количественное соотношение двух указанных экологических групп водорослей можно выразить показателем $K_d = DT/(DT + CN + DS + HL + VL + ZL)$, отражающим относительное обилие диатомовых водорослей. Рассчитанный по данным работы (Панин и др., 2012) показатель K_d помещен на рис. 2б для иллюстрации принципа выделения эпох с разным гидрологическим режимом озера (рис. 2в).

В качестве стратиграфической основы нами использовано формальное расчленение голоцена на три отдела, рекомендованное в работах (Walker et al., 2012; Ogg, 2019; Gibbard, Head, 2020). Нижняя граница голоцена принимается на уровне 11.7 тыс. лет назад (тыс.л.н.), согласно (Walker et al., 2009). Граница раннего и среднего голоцена проводится на уровне 8.2 тыс.л.н., среднего и позднего голоцена — на уровне 4.2 тыс.л.н. (рис. 2).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Природа карбонатного вещества в озерных осадках изучалась методом электронной микроскопии в лаборатории физических методов изучения пород и минералов ГИН РАН на приборе Tescan MV 2300 с микрозондовой приставкой Inca-200 при напряжении 20 кВ и эмиссионном токе 120 мкА.

Изотопный состав кислорода и водорода был определен в двух пробах воды из озера, из пяти впадающих в озеро ручьев и рек и вытекающей из озера р. Салдам. Для определения изотопного состава кислорода в воде методом уравнивания с CO_2 был использован комплекс аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающий масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II; для определения изотопного состава водорода использовался тот же масс-спектрометр и термохимический анализатор TC/EA с реактором, заполненным металлическим хромом.

89 образцов валовых проб донных осадков, отобранных из керна скважины с интервалом в 2–4 см, были обработаны 100-процентной ортофосфорной кислотой при 50°C для разложения

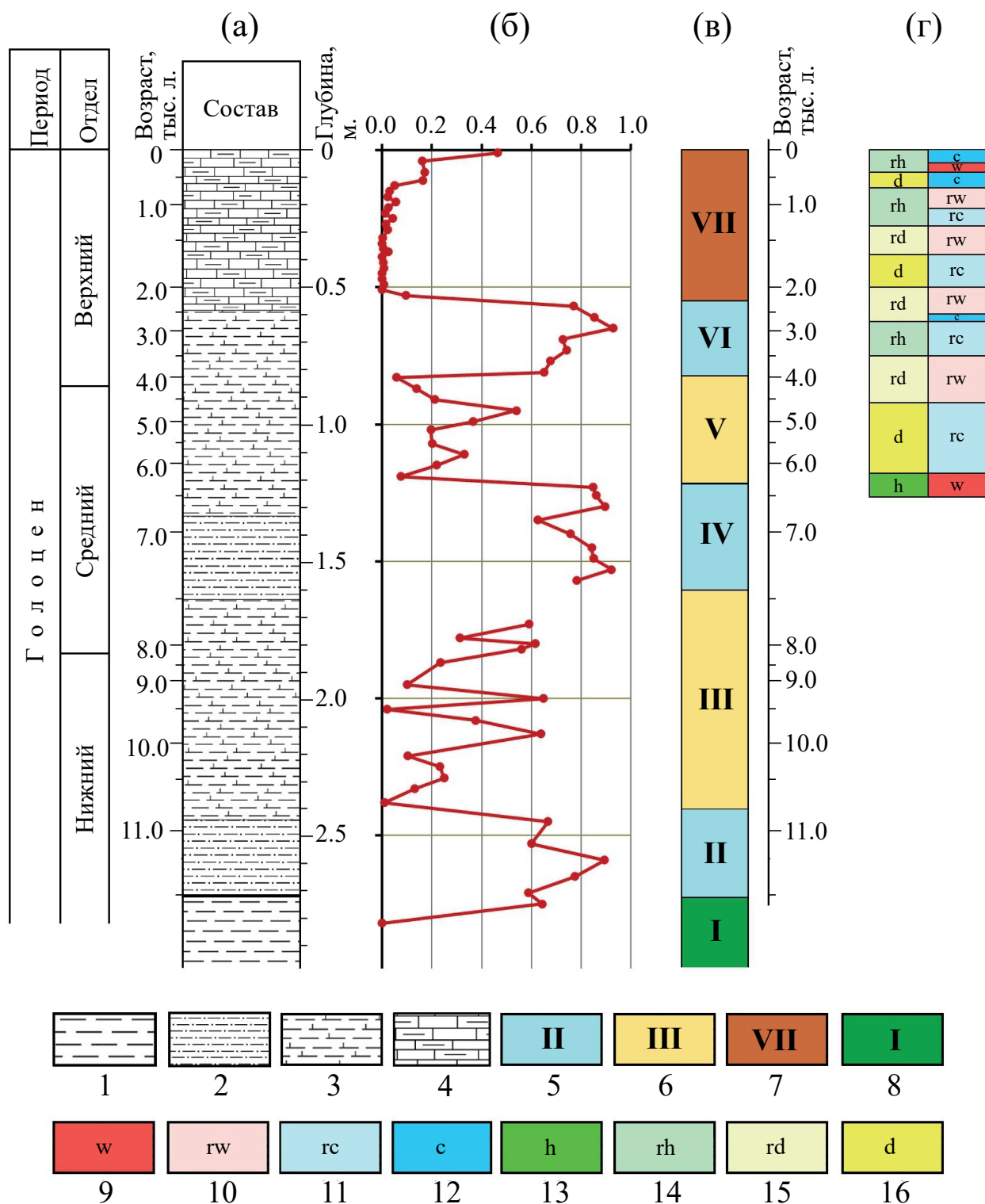


Рис. 2. Палеогидрологические и палеоклиматические реконструкции по озерным и береговым отложениям оз. Тере-Холь. (а) – литологическая колонка: 1 – суглинок, 2 – ил органоминеральный, 3 – ил органогенно-карбонатный (сапропель), 4 – ил карбонатный; (б) – показатель относительного обилия диатомовых водорослей Kd (см. пояснения в тексте); (в) – локальные экозоны по данным палеоальгологического анализа и их палеогидрологическая интерпретация по (Панин и др., 2012): 5–8 – степень проточности озера: 5 – относительно высокая (зоны II, IV, VI), 6 – относительно низкая (зоны III, V), 7 – очень низкая (зона VII), 8 – аллювиальная обстановка (зона I); (г) – палеоклиматические фазы второй половины голоцена по данным спорово-пыльцевого анализа (Borisova, Panin, 2019; Борисова и др., 2021): 9–12 – температура: 9 – тепло, 10 – относительно тепло, 11 – прохладно, 12 – холодно; 13–16 – влажность: 13 – влажно, 14 – относительно влажно, 15 – относительно сухо, 16 – сухо.

рассеянного карбонатного материала; тем же способом разлагались отобранные вручную обломки раковин остракод. Delta V Advantage и Gas-Bench II использовались для определения изотопного состава С и О в карбонатах. Значения $\delta^{13}\text{C}$ приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB, значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD — в промилле относительно стандарта V-SMOW, который связан с используемым во многих работах по изотопному составу кислорода в карбонатах стандартом PDB формулой (Friedman, O'Neil, 1977): $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03086 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.86$. Для привязки результатов анализов к V-PDB и V-SMOW использовались сверочные пробы и стандарты IAEA C-O-1, V-SMOW и V-SIAP. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и δD находится в пределах ± 0.2 , ± 0.1 и ± 2 ‰ соответственно.

Привязка к шкале времени осуществлялась по модели возраст—глубина, построенной в среде R Bacon v.2.3 (Blaauw, Christen, 2011) (рис. 3). Модель строилась по ^{14}C датам, полученным ранее. Поскольку в ранней публикации (Панин и др., 2012) список дат и характеристики образцов приведены не были, мы помещаем их здесь для корректного введения в научный оборот (табл. 1). Датирование выполнено масс-спектрометрическим (AMS) методом в лаборатории геологического факультета университета г. Лунда, Швеция (индекс LuS). Согласно новой возрастной модели, контакт озерных и субэвральных (аллювиальных) отложений на глубине 2.72 м датируется временем порядка 11.5 тыс.л.н., что на 0.5 тыс.л.н. удревает время образования озера по сравнению с более ранней оценкой (Панин и др., 2012).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вода. Изотопный состав воды озера и связанных с ним водотоков изучался по пробам, отобранным 16–18 июля 2015 г. (см. список проб в табл. 2, расположение мест опробования на рис. 1).

Пробы воды, отобранные в оз. Тере-Холь летом 2015 г., характеризуются величинами $\delta^{18}\text{O} = -6.2 \pm 0.2$ ‰ и $\delta\text{D} = -69 \pm 1$ ‰, которые значительно выше аналогичных параметров основной питающей озеро реки Кунгур-Тук ($\delta^{18}\text{O} = -12.2$ ‰ и $\delta\text{D} = -117$ ‰) и впадающих в него более мелких ручьев и речек: $\delta^{18}\text{O} = -14.7...-17.0$ ‰, $\delta\text{D} = -104...-129$ ‰ (табл. 2). На графике $\delta^{18}\text{O}$ – δD (рис. 4) тренд, соединяющий воду озера и воду р. Кунгур-Тук,

отвечает формуле: $\delta\text{D} = 4.9 \times \delta^{18}\text{O} - 38$, которая существенно отличается от формулы Крейга (Craig, 1961): $\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$, характеризующей глобальную линию атмосферных вод, и указывает на то, что изотопный состав О и Н в воде озера модифицируется в результате испарения.

Угловой коэффициент $\sim 4.5 \pm 0.5$, связывающий изотопный состав кислорода и водорода, типичен для испаряющихся озер аридного климата (Брезгунов и др., 1980; Gonfiantini, 1986; Покровский и др., 2017). Нельзя не отметить, что р. Салдам, вытекающая из озера, занимает на тренде промежуточное место между озером и питающими водотоками (рис. 3). Очевидно, что в ее питании наряду с водой озера принимает участие не подверженный испарению подземный сток.

Карбонаты. На основании литологических наблюдений и оптической микроскопии предполагалось, что рассеянный карбонатный материал имеет отчасти терригенное, отчасти хемогенное происхождение (Панин и др., 2012). Однако электронная микроскопия показала, что карбонаты образуют тонкие корки на поверхности синезеленых водорослей (рис. 5) и осаждаются, очевидно, так же как и многократно описанные карбонатные корки на настоящих водорослях, вследствие интенсивного поглощения углекислого газа в ходе фотосинтеза и смещения углекислотно-карбонатного равновесия. В тех случаях, когда электронный луч проникает сквозь карбонатную корку, под ней оказывается углеродистое (органическое) вещество. Хемогенная природа карбонатного вещества в озерных илах подтверждает возможность его использования для палеоклиматических реконструкций.

На рис. 6 показаны вариации изотопного состава кислорода и углерода в карбонатах скважины Pb-21 и их гидроклиматическая интерпретация. Использована построенная в данной работе возрастная шкала (рис. 3).

Общий разброс значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в рассеянном карбонатном материале донных осадков охватывает интервал от -5.8 до 4.2 ‰ и от 14.1 до 20.0 ‰ соответственно. Важнейшей особенностью изотопно-кислородной кривой является общая тенденция к уменьшению величин $\delta^{18}\text{O}$ снизу вверх по разрезу в нижних 1.8 м (в нижнем и среднем голоцене), которая сменяется положительным трендом в верхней части, примерно соответствующей верхнему голоцену (рис. 6). Граница между этими частями очень резкая: всего на 4-сантиметровом интервале на глубинах от 90 до 86 см значения $\delta^{18}\text{O}$ увеличиваются сразу на 5‰ (табл. 3).

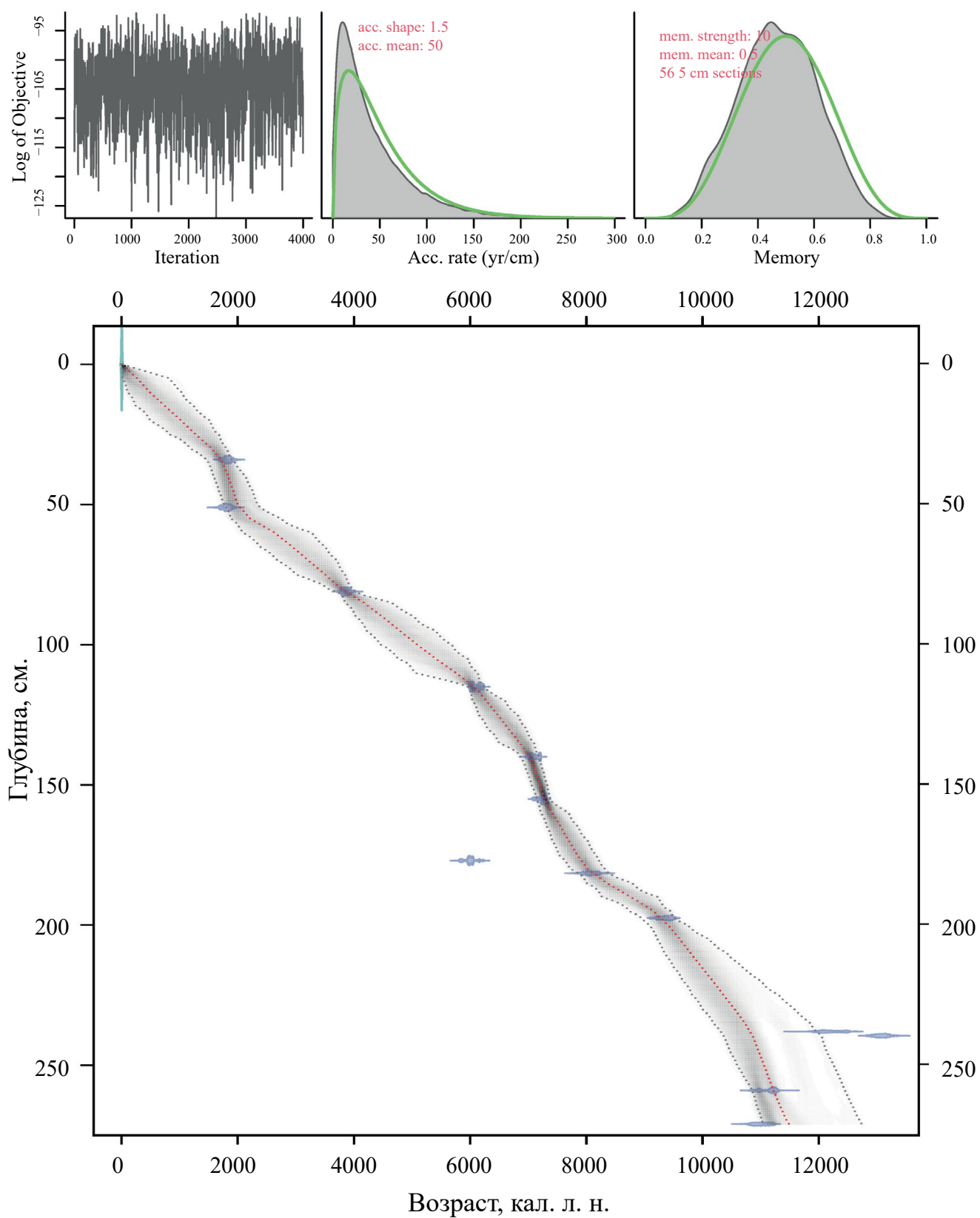


Рис. 3. Возрастная модель озерных отложений скважины Pb-210 по данным табл. 1, построенная в программе R Bacon.

Таблица 1. Радиоуглеродные (AMS) даты по озерным отложениям в скважине Pb-21

Глубина, см	Материал	Дата ^{14}C BP, $\mu\pm\sigma$	Дата кал. л. н. $\mu\pm\sigma$	Индекс LuS
34	раковины <i>Pisidium casetanum</i>	1850 ± 50	1760 ± 140	8156
51	растительные остатки	1840 ± 50	1755 ± 135	7425
81	растительные остатки	3530 ± 35	3800 ± 100	7426
115	озерный ил (ТОС)	5247 ± 30	5990 ± 130	7427
140	озерный ил (ТОС)	6134 ± 30	7030 ± 110	7428
155	раковины (не определены)	6256 ± 30	7210 ± 125	7429
177	растительные остатки	? 5175 ± 50	? 5965 ± 215	7430
181	раковины <i>Guralis albus</i>	7190 ± 100	8000 ± 210	8157
197	озерный ил (ТОС)	8310 ± 60	9320 ± 170	7431
238	озерный ил (ТОС)	? 10310 ± 70	? 12200 ± 400	7432
240	раковины <i>Guralis albus</i>	? 11125 ± 110	? 13045 ± 175	8158
259	озерный ил (ТОС)	9710 ± 60	11140 ± 230	7433
271	озерный ил (ТОС)	9600 ± 65	10940 ± 225	7434

Примечание. ТОС (Total Organic Carbon) – общий органический углерод. Знаком вопроса помечены даты, отвергнутые возрастной моделью.

Таблица 2. Изотопный состав кислорода и водорода в воде оз. Тере-Холь, впадающих и вытекающих из него рек

№ п/п	Объект	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW	δD , ‰ SMOW
1	оз. Тере-Холь	–6.0	–68
2	оз. Тере-Холь	–6.5	–70
3	р. Салдам (вытекающая)	–11.5	–95
4	р. Кунгуртук	–16.0	–117
5	руч. Айыл	–14.7	–104
6	руч. Бай-Ой	–15.7	–117
7	руч. Хольюктуг	–17.0	–129
8	источник Торгун	–16.4	–121

Исходя из возрастной модели (рис. 3, табл. 3), этот скачок произошел между 4.5 и 4.2 тыс.л.н.

Основные тренды осложнены флюктуациями второго порядка. Крупный отрицательный экскурс отмечается в интервале 58–47 см (~2.4–1.9 тыс.л.н.), в котором, на фоне характерного для верхнего голоцена положительного плато (19–20‰), величины $\delta^{18}\text{O}$ опускаются до 16–17‰. В нижней части разреза отрицательный

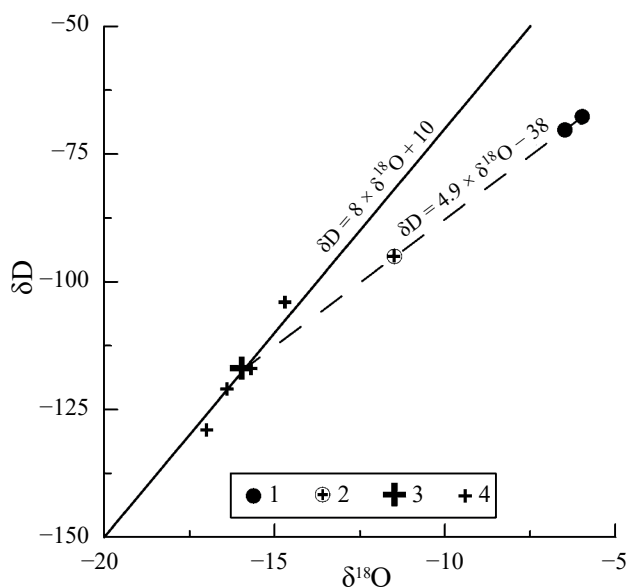


Рис. 4. Изотопный состав кислорода и водорода в воде. 1 – оз. Тере-Холь, 2 – вытекающая из озера р. Салдам, 3 – впадающая в озеро р. Кунгур-Тук, 4 – впадающие в озеро мелкие ручьи и реки. Сплошная линия – глобальный тренд атмосферных осадков: $\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$ (Craig, 1961), пунктирная линия – тренд испарения оз. Тере-Холь.

экскурс можно отметить на уровне 188–190 см (~8.8–8.6 тыс.л.н.). Его точное положение, к сожалению, установить не удалось, так как 20 см керна утрачено. Весьма вероятно, что он приходится на границу нижнего и среднего голоцена.

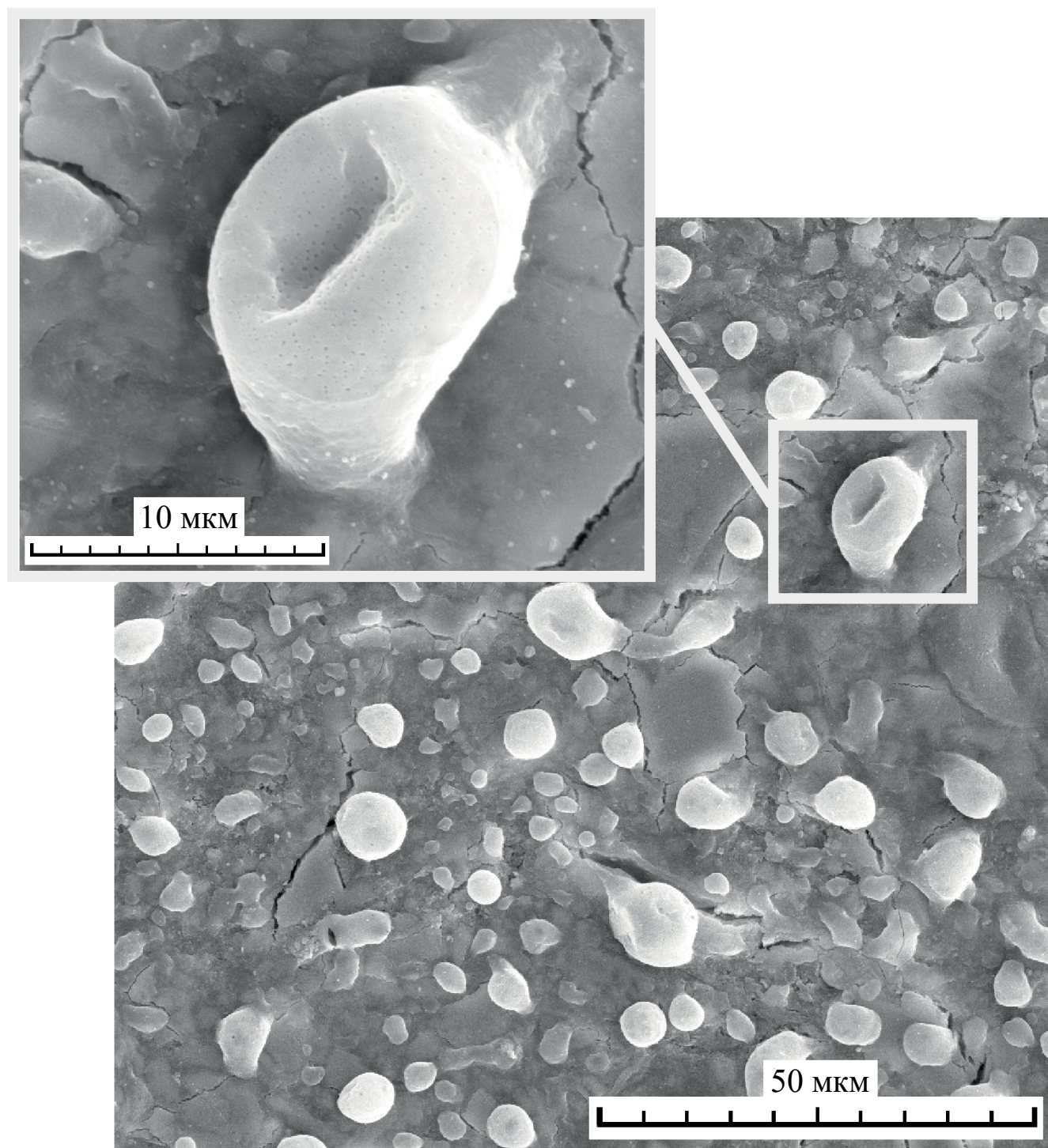


Рис. 5. Электронно-микроскопические фотографии карбонатного материала из донных осадков оз. Тере-Холь, скважина Pb-21.

Между О- и С-изотопными вариациями в разрезе скважины Pb-21 существует четкая корреляция: положительным экскурсам $\delta^{18}\text{O}$ соответствуют положительные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$, и наоборот (рис. 6). Отсутствует положительная корреляция $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ только в основании

разреза, где на 50–60 см керна очень быстрый (на $\sim 8\%$) рост значений $\delta^{13}\text{C}$ сопровождается незначительным уменьшением величин $\delta^{18}\text{O}$. Важно отметить, что единичные выбросы на эволюционных кривых $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ отсутствуют — как крупные, так и более мелкие экскурсы

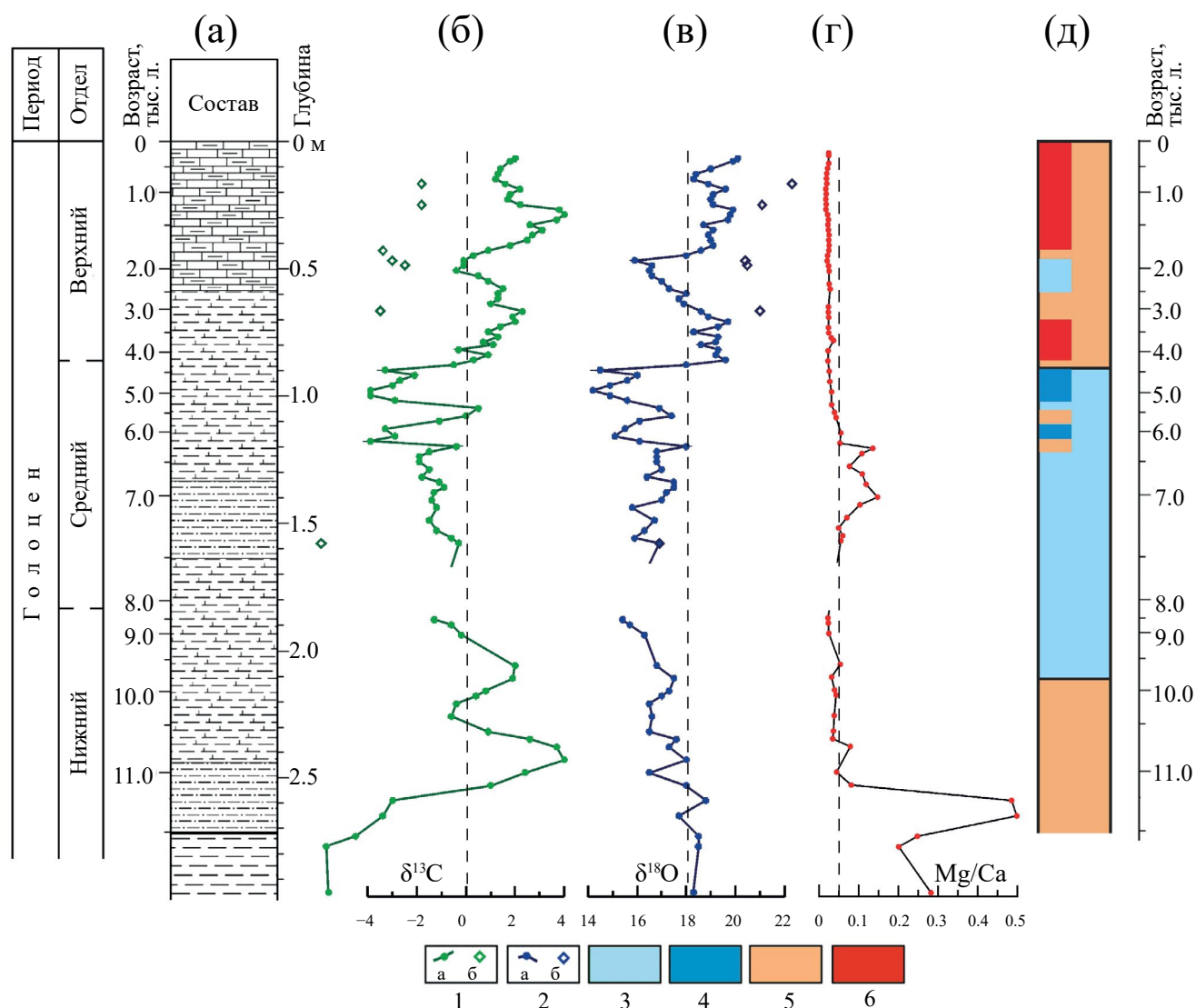


Рис. 6. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в разрезе голоценовых осадков оз. Тере-Холь.

(а) – литологическая колонка (условные обозначения см. на рис. 2); (б, в) – значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах соответственно: 1а, 2а – валовые пробы; 1б, 2б – раковины остракод; (г) – значения Mg/Ca в валовых пробах карбонатов; (д) – гидроклиматическая периодизация по изотопным данным: 3, 5 – события первого порядка: 3 – влажно, 5 – засушливо; 3–6 – события второго порядка: 3 – относительно влажно, 4 – максимальное увлажнение, 5 – относительно засушливо, 6 – максимальная засушливость.

поддержаны сериями из 3–4, а иногда 8–10 точек, за которыми, очевидно, стоят не случайные загрязнения осадков чужеродным (например, эоловым) материалом, а достаточно продолжительные – в сотни и тысячи лет – интервалы в истории озера.

Раковины остракод, отобранные в верхней части разреза, в целом повторяют тренды, установленные в рассеянном карбонатном материале. При этом они характеризуются более высокими (в среднем на $2.8 \pm 1.6\text{‰}$), чем в рассеянном карбонате, значениями $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 7а)

и более низкими (в среднем на $4.15 \pm 1.1\text{‰}$) значениями $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 7б). Обогащение раковин остракод тяжелым изотопом кислорода по отношению к равновесным значениям на 2–3‰ отмечалось ранее (Von Grafenstein et al., 1999b; Bahr et al., 2006) и связывается с характерным для остракод “жизненным эффектом”. Сдвиг, установленный в осадках оз. Тере-Холь, таким образом, косвенно подтверждает равновесное осаждение карбоната, который мы называем “рассеянным”, и правомерность использования последнего в палеоклиматических построениях.

Таблица 3. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах из керна донной скважины озера Тере-Холь

№№	Глубина, см	Возраст, лет от 2000 г*	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB**	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW**
1	7	345	2.0	20.1
2	8	389	1.8	19.9
3	11	531	1.4	19
4	13	636	1.3	18.4
5	15	741	1.2	18.3
6	17	849	1.6 (–1.8)	18.9 (22.3)
7	19	957	2.2	19.6
8	21	1062	1.8	19.1
9	23	1163	1.7	19
10	25	1264	2.2 (–1.8)	19.1 (21.1)
11	27	1374	3.8	19.9
12	29	1484	4.0	19.8
13	31	1577	3.7	19.7
14	33	1653	2.6	18.7
15	35	1728	3.1 (–1.3)	19.1 (21.7)
16	37	1766	2.7	18.9
17	39	1804	2.5	19.0
18	41	1840	1.8	19.1
19	43	1874	0.9 (–3.4)	18.6 (23.8)
20	45	1908	0.3	18.0
21	47	1939	–0.1 (–3.0)	15.9 (20.4)
22	49	1971	–0.1 (–2.5)	16.6 (20.5)
23	51	2029	–0.4	16.5
24	53	2115	0.5	16.6
25	55	2201	0.9	17.0
26	58	2451	1.5	17.3
27	60	2618	1.3	18.0
28	62	2740	1.3	17.7
29	64	2861	1.0	17.9
30	67	3035	2.3 (–3.5)	18.6 (21.0)
31	69	3149	1.9	18.9
32	71	3264	2.0	19.7
33	73	3379	1.4	19.3
34	75	3495	0.9	18.3
35	77	3604	1.3	19.3
36	79	3713	0.7	19.2
37	80	3768	1.1	18.6
38	82	3923	–0.3	19.3
39	84	4079	0.9	19.2

Таблица 3. Продолжение

№№	Глубина, см	Возраст, лет от 2000 г*	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB**	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW**
40	86	4221	0.3	19.6
41	88	4350	–0.5	18.0
42	90	4478	–3.3	14.5
43	92	4598	–2.1	16.0
44	94	4717	–2.7	15.6
45	96	4837	–3.0	14.9
46	98	4958	–3.9	14.2
47	100	5078	–3.9	14.9
48	102	5207	–2.9	15.6
49	105	5399	0.5	16.9
50	108	5604	0.0	17.4
51	110	5740	–1.1	16.1
52	113	5936	–3.3	15.5
53	116	6107	–2.9	15.1
54	118	6187	–3.9	16.1
55	120	6267	–0.4	18.0
56	122	6346	–1.5	16.8
57	124	6425	–1.9	16.8
58	126	6502	–1.9	16.8
59	129	6613	–1.5	17.0
60	132	6727	–1.8	16.4
61	134	6804	–1.1	17.5
62	136	6880	–0.9	17.5
63	138	6955	–1.3	17.2
64	141	7045	–1.4	17.0
65	144	7092	–1.2	15.8
66	149	7174	–1.5	16.7
67	153	7237	–1.2	16.3
68	156	7294	–0.6	15.9
69	158	7349	–0.3 (–5.9)	16.9 (16.9)
70	188	8589	–1.3	15.4
71	190	8755	–0.6	15.7
72	194	9062	–0.2	16.3
73	206	9631	2.0	16.8
74	211	9818	1.9	17.5
75	216	10008	0.8	17.3
76	218	10086	0.4	17.0
77	221	10200	–0.4	16.5
78	226	10387	–0.6	16.6

Таблица 3. Окончание

№№	Глубина, см	Возраст, лет от 2000 г*	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB**	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ SMOW**
79	232	10609	0.9	16.5
80	235	10715	2.6	17.6
81	238	10801	3.7	17.3
82	243	10914	4.0	18.0
83	248	11007	2.4	16.5
84	253	11098	1.0	18.0
85	259	11208	-3.0	18.8
86	265	11331	-3.4	17.7
87	273	11500	-4.5	18.5
88	277	11580	-5.7	18.5
89	295	11940	-5.6	18.3

Примечания:

*Согласно построенной модели возраст—глубина (рис. 3).

**Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, приведенные без скобок, получены для рассеянного карбоната в валовых пробах; значения в скобках — для раковин остракод.

Существенное обеднение остракод по сравнению с рассеянным карбонатом тяжелым изотопом углерода (^{13}C) может быть связано как с участием в образовании раковины продуктов

метаболизма, так и с вовлечением в этот процесс диагенетической углекислоты, связанной с окислением органического вещества на дне озера или в поверхностном слое осадка.

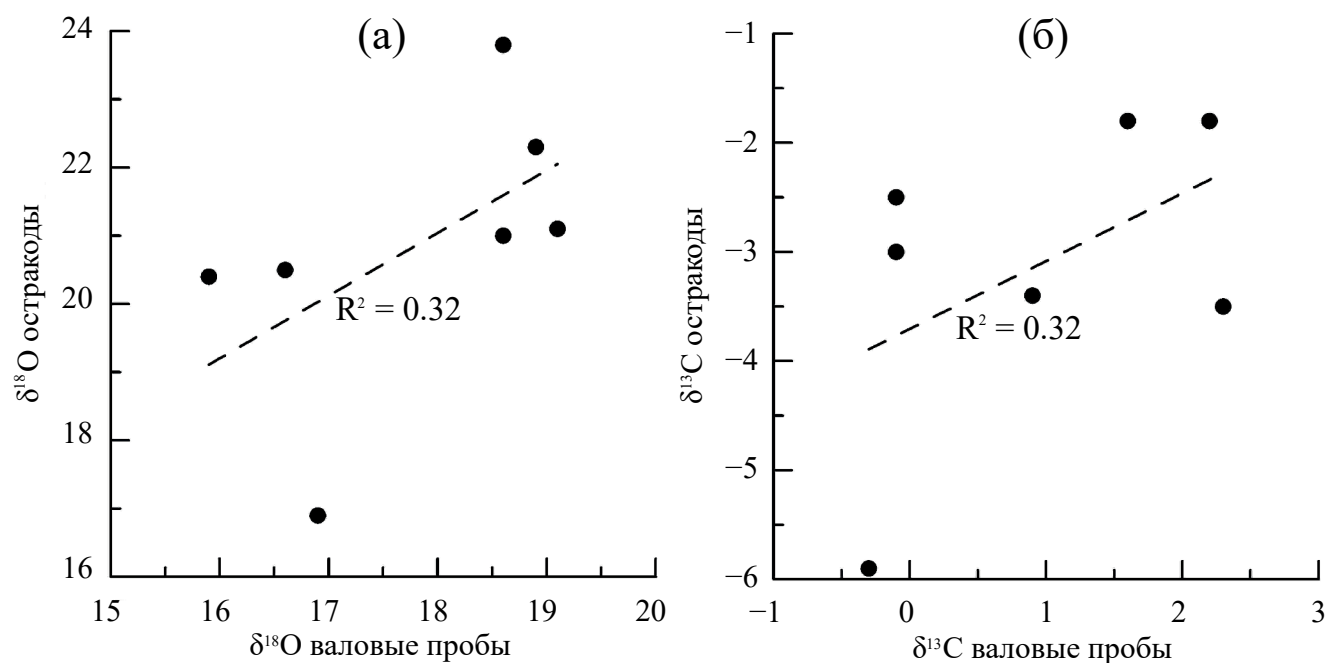


Рис. 7. Соотношение изотопного состава кислорода (а) и углерода (б) в рассеянном карбонате и раковинах остракод из одной пробы керна скважины.

ОБСУЖДЕНИЕ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Факторы, контролирующие изотопный состав С и О в озерных карбонатах

Изотопный состав кислорода хемогенных и органогенных карбонатов контролируется тремя основными факторами: 1) соотношением кальция и магния, 2) температурой и 3) изотопным составом воды, в равновесии с которой они образуются.

Согласно (Chacko, Deines, 2008), при низких температурах (0–130°C) фракционирование изотопов кислорода между крайними членами ряда магнезит (Mgs)–кальцит (Cc) и водой (W) определяется формулами:

$$1000\text{Ln}\alpha(\text{Mgs} - \text{W}) = 2.388 \times 10^6(T^{-2}) + 9.212 \times 10^3(T^{-1}) - 17.792, \quad (1)$$

$$1000\text{Ln}\alpha(\text{Cc} - \text{W}) = 1.692 \times 10^6(T^{-2}) + 7.649 \times 10^3(T^{-1}) - 16.925, \quad (2)$$

где α — коэффициент фракционирования, T — абсолютная температура и $1000\text{Ln}\alpha(\text{Mgs}, \text{Cc} - \text{W}) \cong \delta^{18}\text{O}(\text{Mgs}, \text{Cc}) - \delta^{18}\text{O}(\text{W})$.

Комбинируя формулы (1) и (2), можно получить зависимость фракционирования изотопов кислорода в системе карбонат–вода от содержания магния:

$$\alpha(\text{Mgs}, \text{Cc} - \text{Water}) = x \times \alpha(\text{Mgs} - \text{W}) + (1 - x) \times \alpha(\text{Cc} - \text{W}),$$

где x — мольная доля магния в кальците.

Расчеты показывают, что при вероятных температурах осаждения озерных карбонатов (20–30°C) высокомагнезиальный кальцит ($\text{MgCO}_3 \sim 15\text{--}20\%$) в изотопно-кислородном равновесии может быть обогащен по сравнению с чистым кальцитом на 1.5–2‰. Однако изотопный состав кислорода в карбонатах оз. Терехоль в целом не коррелируется с содержанием Mg (рис. 6). Увеличение магнезиальности может быть причиной увеличения значений $\delta^{18}\text{O}$ на 1.5–2‰ только на относительно узком интервале 1.2–1.4 м (рис. 6). Высокое содержание Mg в самом низу колонки, где общая карбонатность ила не превышает 20%, может быть связано с силикатной фазой и может не отражать магнезиальность собственно карбоната. На изотопном составе кислорода этот всплеск магнезиальности не отразился.

Весьма маловероятна связь вариаций изотопного состава кислорода в карбонатах с колебаниями температуры в озерной воде. Для кальцита зависимость величин $\delta^{18}\text{O}$ от температуры в пределах 50°C характеризуется отрицательным градиентом $\Delta_T \approx 0.25\text{‰}/1^\circ\text{C}$ (Kim, O'Neil, 1997; Chacko, Deines, 2008): при постоянном изотопном составе воды увеличение температуры ведет к уменьшению величин $\delta^{18}\text{O}$ в равновесном кальците, и наоборот.

Однако озерная палеоклиматология основана не на О-изотопном фракционировании в системе карбонат–вода, а на зависимости от климата изотопного состава кислорода в воде. Проявляется эта зависимость двояко: вследствие зависимости изотопного состава О в атмосферных осадках от температуры, при которой они выпадают (в том числе от среднегодовой температуры данной территории), и вследствие зависимости изотопного состава О в том или ином озере от испарения, которое определяется гидрологическим режимом и увлажненностью территории.

Связь значений $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках и температуры поддается количественной оценке. Более 50 лет назад было установлено, что в Европе и Северной Атлантике значения $\delta^{18}\text{O}$ в осадках уменьшаются при движении с юга на север и обнаруживают прямую зависимость от среднегодовой температуры с градиентом $\Delta_b \approx -0.7\text{‰}/1^\circ\text{C}$ (Dansgaard, 1964). В дальнейшем обработка обширной базы данных дала глобальную зависимость: $\Delta_b \approx 0.6\text{‰}/1^\circ\text{C}$ (Fricke, O'Neil, 1999). О- (и Н-) изотопный эффект, связанный с испарением, действует в том же направлении (чем выше температура, тем сильнее обогащается озерная вода тяжелыми изотопами), однако плохо поддается количественной оценке, так как в большой степени зависит от гидрологического режима.

Изотопный состав углерода в озерных карбонатах также связан с гидрологическим режимом. В растворенном неорганическом углероде (РНУ) речных вод значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют в широких пределах — от ~0 до –25‰, в зависимости от литологии дренируемых пород, сезона, интенсивности обмена с атмосферой и ряда других факторов (Aucour et al., 1999; Kendall, Doctor, 2003; Leng, Marshall, 2004; Pokrovsky et al., 2015; Shan et al., 2021). Летом в реках умеренного пояса они обычно располагаются в интервале $-10 \pm 2\text{‰}$, демонстрируя примерно равное влияние двух процессов: растворения обедненной ^{13}C почвенной углекислоты ($\delta^{13}\text{C}$ около –25‰) и изотопного обмена с CO_2 атмосферы, который сдвигает

$\delta^{13}\text{C}$ РНУ к значениям 0–2‰. Существенно выше величины $\delta^{13}\text{C}$ (до ~0...–5) только в РНУ рек, дренирующих мощные толщ карбонатных пород (Leng, Marshall, 2004; Shan et al., 2021). В биогенном речном кальците и арагоните величины $\delta^{13}\text{C}$ на 1–2‰ выше, чем в РНУ, из которого они осаждаются (Aucour et al., 1999), что в первом приближении соответствует С-изотопному равновесию в системе кальцит– HCO_3^- (Deines et al., 1974).

Основным процессом, контролирующим изотопный состав углерода в РНУ и карбонатах морей, океанов, бессточных и слабопроточных озер, является обмен с CO_2 атмосферы, который осуществляется по геологическим меркам очень быстро. С-изотопное равновесие между РНУ в 50-метровом поверхностном слое океана и CO_2 атмосферы достигается за 10 лет (Lynch-Stieglitz et al., 1995; Quay et al., 2003); в мелководных озерах речь может идти о месяцах. Фракционирование $\delta^{13}\text{C}$ при переходе CO_2 в кальцит при температурах 20–30°C оценивается величиной $\sim 10 \pm 0.5\text{‰}$ (Deines et al., 1974). Соответственно, в равновесии с современной атмосферой, характеризующейся значением $\delta^{13}\text{C} = -8.5\text{‰}$ (Graven et al., 2017), должен осаждаться кальцит с $\delta^{13}\text{C} = 1\text{–}3\text{‰}$, что удовлетворительно согласуется с эмпирическими наблюдениями, несмотря на ряд осложняющих факторов, таких как фотосинтез, окисление органического вещества, дегазация и др.

Важно отметить, что изотопный состав углерода в атмосферном углекислом газе подвержен изменениям. В настоящее время он характеризуется величиной $\delta^{13}\text{C} = -8.5\text{‰}$ (Graven et al., 2017). В 1978 году, когда был начат постоянный мониторинг, эта величина была на 1‰ выше и с тех пор равномерно уменьшается одновременно с увеличением содержания в атмосфере CO_2 . Измерения газового состава ледников, накопленных в доиндустриальную эпоху (ранее 1850 года) дают в CO_2 атмосферы значение $\delta^{13}\text{C} = -6.7\text{‰}$ (Sundquist, Visser, 2003; Graven et al., 2017). Соответственно, изотопный состав углерода в осадочном кальците, равновесном с доиндустриальной атмосферой, можно оценить значением $\delta^{13}\text{C} = 3.5 \pm 0.5\text{‰}$.

На фоне колебания увлажненности территории трудно определить роль температурных изменений. Высказывались предположения, что на юге Сибири периоды увлажнения связаны с похолоданиями, и наоборот (Солотчина и др., 2012, 2013). Однако спорово-пыльцевой анализ осадков оз. Тере-Холь во второй

половине голоцена показывает, что существовали и прохладные относительно влажные и относительно теплые засушливые периоды (Borisova, Panin, 2019; Борисова и др., 2021). Не предполагая обсуждать в данной статье эту проблему в целом, отметим, что метеорологический мониторинг, который проводится на юге Сибири в последние 80–100 лет (<http://www.pogodaiklimat.ru/climate.php>), связь увлажнения с температурой не подтверждает и не опровергает. Глобальное потепление в г. Кызыл отчетливо проявляется только в увеличении зимних температур (рис. 8а) и практически незаметно в теплое время года, когда выпадает основная масса осадков (рис. 8б). При этом никакой корреляции между количеством осадков и температурой не наблюдается. Сходная ситуация наблюдается в г. Улан-Удэ, расположенном в 500 км восточнее Кызыла (<http://www.pogodaiklimat.ru/climate.php>).

О- и С-изотопные события в голоценовых осадках озера Тере-Холь

Связь изотопного состава С и О в озерных карбонатах с гидрологическим режимом водоема проявляется в их положительной корреляции, которая была установлена на многочисленных объектах (Talbot, 1990; Leng, Marshall, 2004). На озере Тере-Холь корреляция $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ наблюдается для всего разреза, за исключением самой нижней части (рис. 9). Для среднего и верхнего голоцена характерен общий тренд с высоким коэффициентом корреляции ($R^2 = 0.77$), причем верхний предел вариаций $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах практически соответствует изотопному равновесию кальция с доиндустриальной атмосферой, а вариации $\delta^{18}\text{O}$ укладываются в интервал между равновесием с современной речной и современной озерной водой (рис. 9). Карбонаты нижнего голоцена (исключая его основание) также показывают наличие корреляции между $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, однако наклон линии связи отличается от такового для среднего и верхнего голоцена. Характерное для застойного режима С-изотопное равновесие с атмосферой устанавливалось в раннем голоцене при более низких значениях $\delta^{18}\text{O}$, чем в позднем голоцене. Возможно, это связано с тем, что в раннем голоцене аридизация происходила при относительно низких температурах и, соответственно, более низких значениях $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках.

В целом средний голоцен был на юго-востоке Тывы наиболее влажным, поздний голоцен – наиболее засушливым. Судя по изотопным данным, постепенное увлажнение территории происходило на протяжении всего раннего и среднего голоцена, достигнув максимума в период

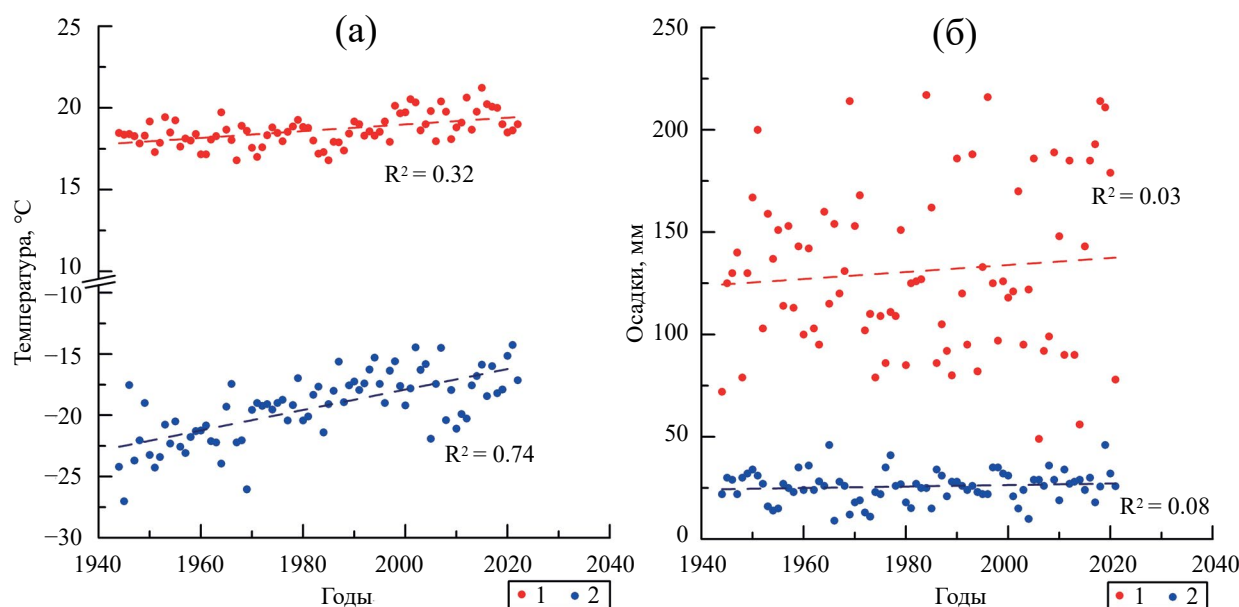


Рис. 8. Изменение температуры (а) и количества осадков (б) в г. Кызыл за последние 80 лет (<http://www.pogodaiklimat.ru/climate.php>).

1 — средние значения для теплого времени года (апрель—сентябрь); 2 — средние значения для холодного времени года (октябрь—март).

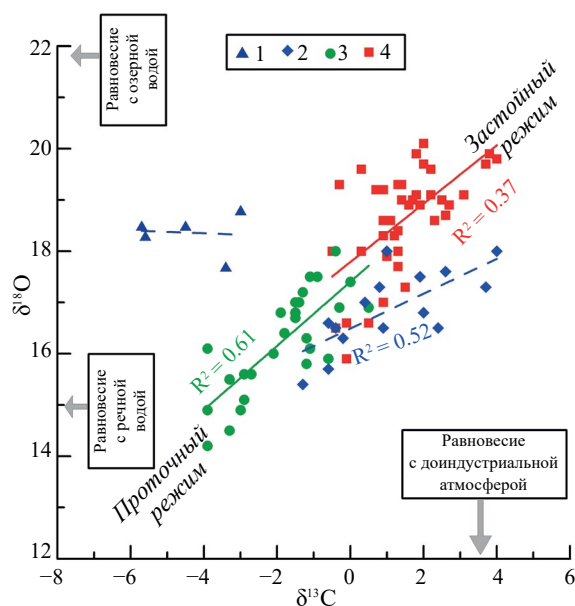


Рис. 9. Соотношение изотопного состава углерода и кислорода в валовых пробах карбонатов из донных осадков оз. Тере-Холь.

1 — основание разреза, 2 — нижний голоцен, 3 — средний голоцен, 4 — верхний голоцен. Стрелками показаны: значения $\delta^{18}\text{O}$ в кальците, равновесном с современной озерной и современной речной водой при фракционировании $\delta^{18}\text{O}$ (кальцит— H_2O) = $28 \pm 1\text{‰}$, соответствующем $\sim 25 \pm 5^\circ\text{C}$ (Kim, O'Neil, 1997); значения $\delta^{13}\text{C}$ в кальците, равновесном с углекислым газом доиндустриальной атмосферы (Sundquist, Visser, 2003; Graven et al., 2017) при фракционировании $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2 —кальцит) = $10 \pm 0.5\text{‰}$ (Deines et al., 1974), соответствующем $\sim 25 \pm 5^\circ\text{C}$.

5.2—4.4 тыс.л.н., и резко сменилось аридизацией на рубеже среднего и позднего голоцена. Очень сухой период, продолжавшийся около 1000 лет (от 4.2 до 3.1 тыс.л.н.), на короткое время сменился новым увлажнением, пик которого наступил между 2.1 и 1.9 тыс.л.н., на рубеже нашей эры. Затем территория вновь испытала аридизацию, которая продолжается до настоящего времени. Последние два столетия изотопными данными не охвачены, но, по альгологическим и историческим данным (Панин и др., 2012), начиная с 1930-х гг. увлажнение несколько возросло. Основные элементы С- и О-изотопных кривых, рассмотренные выше, осложнены флюктуациями второго порядка, которые, вероятно, маркируют менее значительные климатические события. Среди них можно отметить положительные (аридные) экскурсы около 6.3 и 5.6 тыс.л.н., разделенные кратковременным периодом увлажнения в интервале 6.1—5.9 тыс.л.н. Отрицательные экскурсы $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$, указывающие на увлажнение, располагались, судя по форме кривых, на отрезке 180—190 см, керн из которого утрачен. С высокой степенью вероятности можно сопоставить этот эпизод с границей нижнего и среднего голоцена (8.2 тыс.л.н.).

Отмечалось, что в озерных осадках может присутствовать карбонатный детрит, снесенный с окружающей территории (Leng et al., 2010; Shan et al., 2021). Однако в осадках оз. Тере-Холь примесь такого рода материала не проявляется.

Для кембрийских осадочных карбонатов, пользующихся широким распространением на территории Тувы, характерны значения $\delta^{13}\text{C}$ близкие к 0‰ и $\delta^{18}\text{O}$ в интервале $25 \pm 3\%$. Поле с таким изотопным составом лежит в стороне от тренда, установленного в осадках оз. Тере-Холь.

Неоднозначна интерпретация изотопного состава карбонатов из основания разреза (2.5–2.8 м), которые характеризуются большим разбросом значений $\delta^{13}\text{C}$ при практически постоянных величинах $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 6, 9). Литологические особенности этого интервала указывают на переходную стадию водоема от речной к озерной. Этот вывод хорошо согласуется с тем, что карбонаты на этом отрезке обогащаются ^{13}C снизу вверх по разрезу, но плохо соотносится с тем, что одновременно они обедняются, хотя и не столь заметно, ^{18}O . Возможно, это связано с особенностями постледникового гидрологического режима, в частности с участием в питании озера мерзлотных вод. Вместе с тем нельзя исключить, что в забое скважины, где появляются местами оторфованные аллювиальные суглинки, наряду с осадочными карбонатами в породах присутствует обедненный ^{13}C диагенетический кальцит.

Выявленные изотопные события лишь частично соответствуют выделенным ранее локальным экозонам (сравните рис. 6 и 2). С палеоальгологическими данными (рис. 2б, 2в) в целом согласуется вывод о значительной аридизации в конце голоцена, однако смена режима увлажнения, устанавливаемая по главному перегибу О-изотопной кривой (рис. 6в, 6д), произошла заметно раньше, в районе границы среднего и позднего голоцена (~4.4 тыс.л.н.). По изотопным данным эта резкая аридизация, устанавливаемая по скачкообразному росту роли испарения в водном балансе озера, выглядит как главное гидроклиматическое событие голоцена, а по палеоальгологическим (рис. 2б, 2в; Панин и др., 2012) и палинологическим (рис. 2г; Борисова и др., 2021) данным она столь отчетливо не проявляется; напротив, в районе 3.5–4 тыс.л.н. реконструируется рост увлажненности. Отрезок 7.5–6.3 тыс.л.н., охарактеризованный по палеоальгологическим данным как максимум увлажненности (рис. 2б, 2в; Панин и др., 2012), судя по изотопным данным, был умеренно увлажненным, а максимум увлажненности наступил позднее — в период 5.2–4.4 тыс.л.н. Этот же период по палеоальгологическим и палинологическим данным был засушливым. Указанные несоответствия требуют дальнейшего осмысления.

Сопоставление С- и О-изотопных вариаций в осадках озера Тере-Холь с глобальными и региональными климатическими изменениями

Несмотря на многолетние усилия палеоклиматологов, общая картина изменения климата в голоцене далека от завершения. Наиболее детальная информация об изменении температуры Северной Атлантики в позднем плейстоцене и голоцене содержится в ледниковом покрове Гренландии. Глобальное потепление на рубеже плейстоцена и голоцена отражается в резком обогащении льда тяжелым изотопом кислорода (^{18}O) на 5–7‰, что соответствует увеличению среднегодовых температур на ~8–10°C. Отчетливо выделяются менее значительные события: холодные стадии (~30, 24, 16 тыс.л.н.), ранний дриас, кратковременное похолодание 8.2 тыс.л.н. (Rasmussen et al., 2014). Глобальный характер этих событий подтверждается данными по изотопному составу кислорода в пещерных сталактитах и сталагмитах Центральной Азии (Dykoski et al., 2005; Berkelhammer et al., 2012; Chen et al., 2022), в которых они, однако, имеют противоположный знак: похолодания выражаются в обогащении карбонатов ^{18}O , что связывается с аридизацией, вызываемой ослаблением азиатского муссона. Четко проявлен в пещерных карбонатах положительный экскурс 4.2 тыс.л.н., не отмеченный в ледниках Гренландии.

В озерных карбонатах Центральной Азии эволюция изотопного состава кислорода существенно сложнее, так как наряду с азиатским муссоном она контролируется западным переносом воздушных масс и местными условиями. Для примера на рис. 10 приведены данные по некоторым озерам, которые, так же как и оз. Тере-Холь, располагаются в аридной зоне.

Ближайшими объектами, для которых имеются достаточно детальные данные по изотопному составу кислорода в карбонатах, являются расположенные в Бурятии озера Верхнее Белое (Солотчина и др., 2012) и Котокель (Безрукова и др., 2011; Кострова и др., 2012), озеро Цаган-Тырм в Западном Прибайкалье (Склярков и др., 2010б). Возраст осадков оз. Верхнее Белое (рис. 10, кривая 2) охарактеризован недостаточно детально, что затрудняет его корреляцию с оз. Тере-Холь. Однако можно отметить явную асинхронность вариаций изотопного состава кислорода в двух этих озерах: на протяжении раннего голоцена и большей части среднего голоцена в карбонатах оз. Верхнее Белое значения $\delta^{18}\text{O}$ увеличиваются, свидетельствуя об аридизации, а в позднем голоцене уменьшаются, указывая на увлажнение;

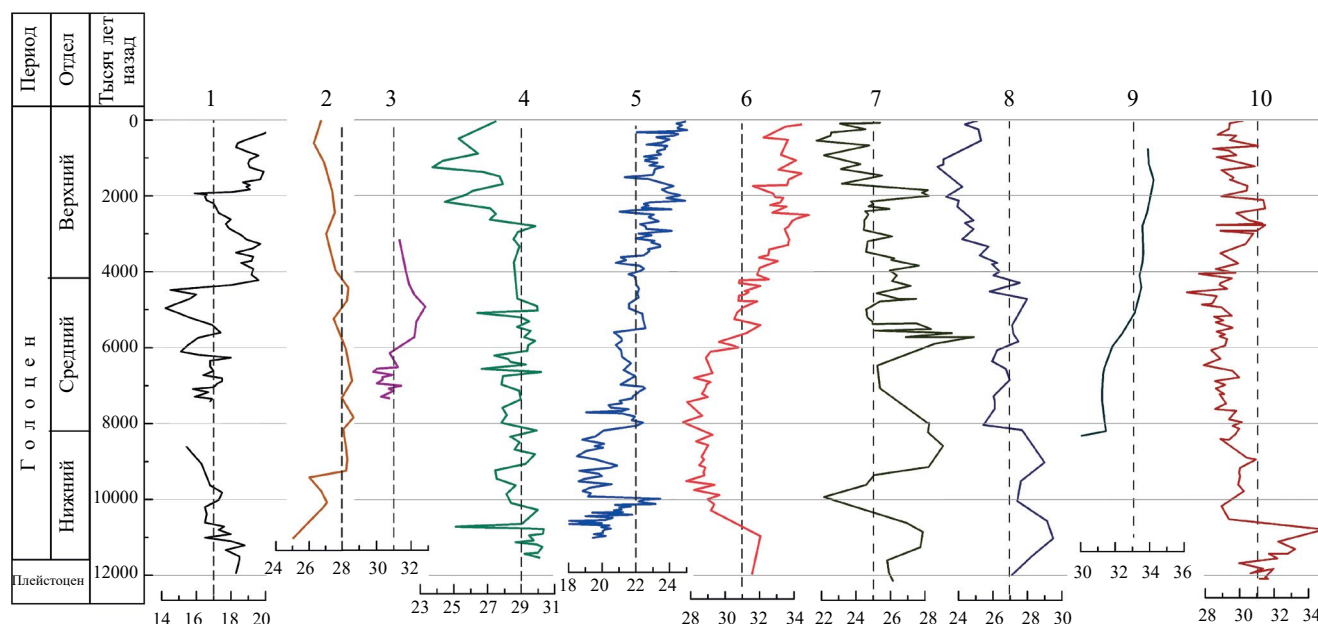


Рис. 10. Изменение изотопного состава кислорода в карбонатах некоторых озер Центральной Азии в голоцене. 1 – Тере-Холь (данная работа); 2 – Верхнее Белое, Бурятия (Солотчина и др., 2012); 3 – Цаган-Тырма (Скляр и др., 2010); 4 – Котокель (Кострова и др., 2012); 5 – Гун Нуур (Gun Nuur), Северная Монголия (Zhang et al., 2012); 6 – Цинхай (Qinghai), Тибет, СЗ Китай (Liu et al., 2007); 7 – Генгхай (Genggahai), там же (Qiang et al., 2017); 8 – Харлег (Hurleg), там же (Ma et al., 2021); 9 – Иссык-Куль, Киргизия (Ricketts et al., 2001); 10 – Ван (Van), Турция (Lemke, Sturm, 1997). Расположение озер показано на рис. 1. Все данные пересчитаны на стандарт SMOW. Для построения кривых 2 и 3 исходные радиоуглеродные даты откалиброваны, кривые со шкалы глубин спроецированы на шкалу времени путем интерполяции между датами.

в оз. Тере-Холь кривая $\delta^{18}\text{O}$ имеет противоположную форму. При этом на севере Западного Забайкалья во второй половине голоцена отмечается аридизация климата, начавшаяся несколько ранее, чем по данным оз. Тере-Холь: в озере Б. Алгинское на юге Баргузинской котловины между 5.6 и 5.1 тыс.л.н. фиксируется смена гидрологического режима озера с проточного на бессточный (Солотчина и др., 2013). Тренд к аридизации в последнюю тысячу лет демонстрируют изотопные данные по одному из озер в Еравнинской котловине на юго-западном краю Витимского плоскогорья (Солотчина и др., 2017).

Изотопно-кислородная кривая по створкам диатомовых водорослей в отложениях оз. Котокель (рис. 10, кривая 4) показывает небольшое снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ в период 11.5–9.5 тыс.л.н., совпадая в этой тенденции в отложениях оз. Тере-Холь. Поскольку одновременно происходило потепление климата, что должно было бы привести к утяжелению изотопного состава озерной воды за счет изотопно более тяжелых атмосферных осадков и усиления испарения, Кострова и др. (2012) интерпретируют эту тенденцию как результат поступления в озеро изотопно облегченных вод за счет таяния

остаточных ледников. Тот же механизм (таяние многолетних снежников) предложен и для объяснения некоторых кратковременных и резких провалов значений $\delta^{18}\text{O}$, происходивших в течение всего голоцена. За исключением нескольких таких провалов, в период 9.5–2.7 тыс.л.н. изотопная кривая была стабильна, а в последние 2.7 тыс. лет значения $\delta^{18}\text{O}$ значительно снизились, в отличие от оз. Тере-Холь, где тенденция была противоположной. Кострова и др. (2012) объясняют это изменением изотопного состава атмосферных осадков: по их мнению, это указывает на доминирование в формировании состава локальных осадков североатлантических воздушных масс начиная с 2.7 тыс.л.н., в то время как до того, особенно в раннем голоцене, влага приходила преимущественно с юга–юго-востока. Результаты палинологических исследований отложений оз. Котокель показывают, что наиболее влажным был интервал 11–7 тыс.л.н., в период 7–2.5 тыс.л.н. возросла континентальность климата, что выразилось, в частности, в значительном снижении суммы атмосферных осадков, а в последние 2.5 тыс. лет рост континентальности климата возобновился. Таким образом, оз. Котокель демонстрирует по отношению

к оз. Тере-Холь обратную тенденцию развития климата в среднем голоцене и начале позднего голоцена, а в последние 2.5 тыс. лет климатические тенденции в обоих районах совпадают.

По оз. Цаган-Тырм изотопные данные получены для сравнительно небольшого возрастного интервала от 3.6 до 7.2 тыс. лет назад (рис. 10, кривая 3). Экстремум значений $\delta^{18}\text{O}$, свидетельствующий о пике аридизации, располагается для этого озера около 4.9 тыс. лет назад, несколько ранее, чем для оз. Тере-Холь, что может быть связано с неточностью временной шкалы, так как керн Склярным и др. (2010б) датировался по карбонатному материалу. В оз. Холбо-Нур, расположенном неподалеку от оз. Цаган-Тырм, также выявлена аридизация, сопровождавшаяся обмелением во второй половине голоцена (Склярнов и др., 2010а). К сожалению, о времени этого события нельзя судить определенно из-за недостаточно детального датирования изученной колонки отложений. С реконструированным в оз. Тере-Холь периодом повышенного увлажнения в среднем голоцене в оз. Холбо-Нур может быть сопоставлен отрицательный экскурс $\delta^{18}\text{O}$, датированный несколько ранее 5895 ± 95 ^{14}C лет назад, или 6.7 тыс. кал. лет назад, и связываемый авторами с повышенным уровнем озера (Склярнов и др., 2010а).

Значительно детальнее и надежнее датированы осадки некоторых озер Монголии и северной окраины Тибетского плато. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах оз. Гун Нуур (Gun Nuur) в Северной Монголии (рис. 10, кривая 4) заметно выше, чем в карбонатах оз. Тере-Холь, что свидетельствует о более интенсивном испарении в первом. При этом в конфигурации их эволюционных изотопно-кислородных кривых устанавливается ряд сходных черт. На уровне 10.0 тыс.л.н. значения $\delta^{18}\text{O}$ в оз. Гун Нуур резко уменьшаются, свидетельствуя об увлажнении окружающей территории. В интервале 10.0–8.2 тыс.л.н. условия были самыми влажными в голоцене, а 8.2–8.0 тыс.л.н. произошла резкая аридизация. С 8.0 до 3.6 тыс.л.н. условия были стабильными умеренно аридными, с кратковременными эпизодами роста увлажнения, а после 3.6 тыс.л.н. рост аридизации возобновился. В Южной Туве относительно влажным был весь средний голоцен, а аридизация произошла резко непосредственно при переходе к позднему голоцену около 4.4 тыс.л.н. Динамика увлажнения в Северной Монголии была реконструирована по отложениям оз. Дуд (Dood) (Narantsetseg et al., 2013). Озеро появилось только 9.5 тыс.л.н.

в результате увлажнения климата и достигло максимальных глубин и площади в интервале 7.8–5.8 тыс.л.н., когда климат в регионе был наиболее теплым и влажным за весь голоцен. После 5.8 тыс.л.н. озеро начало уменьшаться в размерах вследствие иссушения климата на фоне относительного похолодания. Изучение истории оз. Улаан (Ulaan) в Южной Монголии показало, что в период 6.0–3.2 тыс.л.н. оно занимало обширную площадь, а после 3.2 тыс.л.н. и особенно после 2.0 тыс.л.н. испытывало сокращение, что указывает на аридизацию климата (Orkhonselenge et al., 2018).

В Северной Монголии изотопно-кислородные исследования были выполнены также для отложений оз. Хубсугул по керну, охватившему последний 1 млн лет (Prokopenko, Bonvento, 2009). В голоценовой части записи карбонаты отсутствовали, а для позднеледниковья был установлен рост $\delta^{18}\text{O}$ в интерстадиале беллинг-аллеред и при переходе к голоцену. Поскольку этот рост совпадал с повышением уровня озера и общим ростом увлажнения, авторы вышецитированной работы сделали вывод, что он отражает не гидрологические условия, а изменения атмосферной циркуляции, приведшие к росту изотопно-тяжелых летних атмосферных осадков. К аналогичному выводу пришли авторы работы (Watanabe et al., 2012), установившие для отложений оз. Хубсугул рост $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов остракод в интервале 18–14.5 тыс.л.н. Дополнительным фактором изотопного сдвига, согласно этим авторам, было поступление в озеро талых ледниковых вод.

Раковины остракод из оз. Цинхай, в России более известного под монгольским именем Куку-Нор (рис. 10, кривая 5), в интервале 17.5–11.0 тыс.л.н. характеризуются высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (в среднем 2.37‰ PDB), свидетельствующими о существенно аридном климате в позднем плейстоцене и позднеледниковье (Liu et al., 2007). Резкое – более чем на 4‰ – уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ между 11 и 10 тыс.л.н. интерпретируется как увлажнение, связанное с увеличением атмосферных осадков, приносимых летним азиатским муссоном. Количество осадков, судя по изотопным данным, было максимальным в интервале от 10 до 6 тыс.л.н., а с 6 до 2.5 тыс.л.н. имела место направленная аридизация, ускорившаяся после 4 тыс.л.н. Начиная с 2.5 тыс.л.н. до настоящего времени остракоды характеризуются высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (в среднем 3‰ PDB), указывающими на аридный климат современного типа.

Между кривыми, полученными по отложениям оз. Тере-Холь и оз. Цинхай, просматривается частичное сходство. На протяжении раннего голоцена в обоих озерах установлено уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$, которое, однако, в оз. Цинхае сменилось увеличением $\delta^{18}\text{O}$ около 6 тыс.л.н., тогда как в оз. Тере-Холь продолжалось до 4.4 тыс.л.н. Полностью совпадают максимумы аридизации в позднем голоцене, в обоих озерах осложненные кратковременным увлажнением на уровне 2.0–1.9 тыс.л.н.

Очень сложную конфигурацию и не менее сложную интерпретацию имеет кривая $\delta^{18}\text{O}$ по рассеянным карбонатам в отложениях оз. Генггахай (Genggahai) (рис. 10, кривая 6; Qiang et al., 2017). Ее отличительной чертой являются сильные кратковременные флюктуации $\delta^{18}\text{O}$, не характерные для других озер. Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ в интервалах 10.4–9.4 и 7.4–6.3 тыс.л.н. совпадают с периодами высокого уровня оз. Генггахай, что указывает на увлажнение, связанное с активизацией муссона. Вместе с тем примерно такие же по амплитуде отрицательные экскурсы 15–14.5, 13.8–13.3, 12.5–11.4, 5.3–4.8, 3.7–3.4, 2.8–2.3, 1.7–1.3 и 0.6 тыс.л.н. коррелируются с обмелениями озера и объясняются не увлажнением, а влиянием западных ветров, которые приносят обедненные ^{18}O осадки. Тем же объясняется общая тенденция к уменьшению $\delta^{18}\text{O}$ в последние 6 тыс. лет, на фоне которой высокоамплитудные события роста $\delta^{18}\text{O}$ (например, 2.2–1.8 тыс.л.н.) указывают на кратковременные эпизоды интенсификации азиатского муссона, сопровождавшиеся умеренными или относительно высокими уровнями озера. На рис. 10 кривая $\delta^{18}\text{O}$ для оз. Генггахай воспроизведена по кальцитовым оболочкам харовых водорослей. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах моллюсков несколько ниже при практически идентичной форме кривой.

Общая форма кривой $\delta^{18}\text{O}$ для оз. Харлег (Hurleg) (рис. 10, кривая 7; Ma et al., 2021) сходна с рассмотренной выше для оз. Генггахай. Конец последнего оледенения на оз. Харлег характеризуется относительно низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, свидетельствующими о существенно аридном климате. Потепление, произошедшее около 12 тыс.л.н., сопровождавшееся активизацией влажного летнего муссона, нашло отражение в уменьшении $\delta^{18}\text{O}$; новое похолодание, по-видимому соответствующее позднему дриасу, вновь привело к ослаблению муссона, аридизации и положительному экскурсу. Около 8 тыс.л.н. увлажнение достигло максимума, после чего

в течение всего среднего голоцена уменьшалось. В позднем голоцене значения $\delta^{18}\text{O}$ постепенно уменьшаются, что интерпретируется авторами работы (Ma et al., 2021) по сумме признаков как увлажнение на фоне похолодания, связанного с развитием западного переноса.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах остракод из осадков оз. Иссык-Куль (рис. 10, кривая 8) увеличиваются снизу вверх по разрезу округленно от -1 до $+4\text{‰}$ PDB. От 8.7 до 6.9 тыс.л.н. озеро хорошо промывалось тальми ледниковыми водами и, судя по низким отношениям Sr/Ca, было относительно пресным (Ricketts et al., 2001). Быстрое обогащение озера ^{18}O и засолонение (увеличение Sr/Ca) произошло в интервале 6.9–4.9 тыс.л.н., после чего геохимические параметры озера остаются постоянными до настоящего времени. Отличительной чертой карбонатов оз. Иссык-Куль является отрицательная корреляция изотопного состава кислорода и углерода, не отмеченная в других озерах. По мнению авторов исследования (Ricketts et al., 2001), уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}$ в раковинах остракод снизу вверх по разрезу связано с увеличением биопродуктивности и с обогащением воды продуктами окисления органического вещества.

Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах оз. Ван (Van) в Турции (рис. 10, кривая 9) характеризуются двумя положительными экскурсами (Lemke, Sturm, 1997). Причиной нижнего экскурса, основание которого датируется возрастом 12.6 тыс.л.н., а экстремум (5.6‰ PDB, на 4.8‰ выше современного уровня) — 10.9–10.4 тыс.л.н., является, по-видимому, аридизация, начавшаяся в похолодание позднего дриаса, но распространившаяся и на первую половину раннего голоцена. Верхний экскурс, амплитуда которого достигает 2.5‰ , установлен в интервале 4.2–2.0 тыс.л.н. Очевидно, он также связан с аридизацией, однако заметного похолодания на этом уровне не регистрируется. Большая часть раннего голоцена и средний голоцен в районе оз. Ван были относительно влажными.

Существенная асинхронность событий, отраженных в изотопном составе кислорода озерных карбонатов, а также наличие флюктуаций второго порядка, связанных, по-видимому, с местными гидрологическими условиями (например, с динамикой таяния горных ледников, питающих озера), затрудняет использование этого параметра в стратиграфии голоцена и изучении глобальных климатических изменений. В этом отношении оз. Тере-Холь с его небольшим водосбором и отсутствием в голоцене ледникового

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

стока, где доминирующим фактором изменений изотопного состава воды было соотношение притока метеорных вод и испарения, оказалось удачным объектом для изучения. В первом приближении можно выделить три события, которые воспроизводятся в большинстве озер Центральной Азии: 1) положительный экскурс $\delta^{18}\text{O}$ в основании голоцена — свидетель аридизации, спровоцированной кратковременным похолоданием (поздний дриас); 2) длительный влажный интервал с относительно низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$, который на озерах Тере-Холь и Ван продолжался в течение большей части раннего голоцена и весь средний голоцен (от ~10–10.5 тыс.л.н. до ~4–4.5 тыс.л.н.), а в озерах Цинхай (Куку-Нор) и Иссык-Куль закончился около 6 и 3 тыс.л.н. соответственно; 3) положительное “аридное” плато $\delta^{18}\text{O}$, охватывающее интервал от ~4 тыс.л.н. до настоящего времени.

Кратковременное похолодание ~8.2 тыс.л.н. в озерных карбонатах на территории Азии проявлено слабо, аридизация на этом уровне не регистрируется. Напротив, аридизация ~4 тыс.л.н., отраженная в многочисленных археологических памятниках (Walker et al., 2012; Ogg, 2019), судя по изотопным данным, носила катастрофический характер: резкое увеличение значений $\delta^{18}\text{O}$ в озерных карбонатах на этом уровне может служить дополнительным маркером границы среднего и позднего голоцена. Поздний голоцен отличался пониженным увлажнением и в муссонных регионах умеренного климата. На Западном Сахалине в последние 3 тыс. лет, по сравнению с периодом 6.5–3 тыс.л.н., заметно падает повторяемость сильных речных паводков, связанных с прохождением наиболее сильных тайфунов и глубоких внутритропических циклонов (Разжигаяева и др., 2024). На юге российского Дальнего Востока относительное иссушение климата, связанное с ослаблением интенсивности летнего муссона, происходит начиная с 3.0–3.3 тыс.л.н., с временным возвратом повышенного увлажнения в Малый ледниковый период (МЛП, 700–150 лет назад) (Разжигаяева и др., 2023). Другая динамика увлажнения в МЛП реконструирована по данным изучения одного из озер на юге Приморского края: в период 800–200 кал. лет назад озеро мелело, а повышение его уровня началось около 200 кал. лет назад, что авторы связывают с умеренным потеплением и повышением влажности (Лящевская и др., 2023). В Южной Сибири и на севере Монголии возврата влажных условий в МЛП также не отмечается (рис. 10, кривые 1–4).

Голоценовые осадки оз. Тере-Холь содержат редкие раковины остракод и, как постоянную примесь, рассеянный аутигенный кальцит, который, судя по данным электронной микроскопии, осаждался в виде тонких корок на синезеленых водорослях. По отношению к рассеянному кальциту одновозрастные раковины остракод обогащены ^{18}O в среднем на 2.8‰. Это соответствует “витальному сдвигу” по отношению к изотопному равновесию, установленному ранее в остракодах, и дает основание считать, что осаждение рассеянного кальцита происходило в изотопнокислородном равновесии с водой.

Общий разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в рассеянном карбонатном материале донных осадков охватывает интервалы от 14.1 до 20.0‰ и от –5.8 до 4.2‰ соответственно. Между O - и C -изотопными вариациями существует четкая корреляция: положительным экскурсам $\delta^{18}\text{O}$ соответствуют положительные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$, и наоборот. Важнейшей особенностью изотопных кривых является общая тенденция к уменьшению величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ снизу вверх по разрезу в нижнем и среднем голоцене, которая сменяется положительным трендом в верхней части, примерно соответствующей верхнему голоцену.

Вода оз. Тере-Холь обогащена ^{18}O по отношению к питающим ручьям и речкам на 6–8‰, что указывает на интенсивное испарение. Полагая, что гидрологический режим играл в изотопном составе озерных осадков на протяжении голоцена более заметную роль, чем изменения температуры, мы интерпретируем положительные экскурсы $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ как периоды аридизации, а отрицательные — как периоды относительного увлажнения окружающей территории.

Руководствуясь этим соображением, в голоценовой истории оз. Тере-Холь можно выделить три основные гидроклиматические эпохи: 1) аридную в первой половине раннего голоцена; 2) длительный влажный интервал, который продолжался в течение второй половины раннего голоцена и весь средний голоцен (от ~9.8 до ~4.4 тыс.л.н.), с максимальным увлажнением в период 5.2–4.4 тыс.л.н.; 3) аридную эпоху в позднем голоцене, которая резко началась около 4.4 тыс.л.н. и продолжается, с кратковременным периодом увлажнения около 2 тыс.л.н., до настоящего времени. Во второй половине голоцена, после ~6 тыс.л.н., заметно возрастает

вариабельность увлаженности и амплитуда ее колебаний.

Детальную корреляцию озерных осадков затрудняет некоторая неопределенность геохронологии О-изотопных событий, которые во многих работах привязываются к шкале времени путем экстраполяции и расчета скорости осадконакопления с неизбежной в таких случаях потерей точности. Представляется целесообразным сначала определять в керне скважин изотопный состав кислорода и углерода, а затем датировать узловые точки — экскурсы.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке гранта Минобрнауки РФ (Соглашение № 075-15-2024-554 от 24.04.2024). Авторы благодарны Д.К. Тулушу (Институт археологии им. А.Х. Халикова АН Республики Татарстан) за отбор проб воды из озера Тере-Холь и его притоков, Н.В. Горьковой (ГИН РАН), которая проводила электронно-микроскопическую съемку, Г.А. Александровой (ГИН РАН) за помощь в интерпретации электронно-микроскопических фотографий и О.Л. Петрову (ГИН РАН) за участие в определении изотопных отношений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кулагина Н.В., Абзаева А.А., Летунова П.П., Кострова С.С. Палинологическое исследование донных отложений озера Котокель (район озера Байкал) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 4. С. 586–595.
- Борисова О.К., Константинов Е.А., Панин А.В., Полякова Е.И., Успенская О.Н. Короткопериодные климатические колебания второй половины голоцена по данным комплексных исследований осадков оз. Тере-Холь // LXXIV Герценовские чтения. Т. 1. СПб.: РГПУ им. А.И. Герцена, 2021. С. 332–337.
- Брезгунов В.С., Нечаев В.В., Романов В.В., Ферронский В.И. Исследование генезиса и динамики вод бассейнов крупных озер с помощью природных изотопов // Водные ресурсы. 1980. Т. 1. С. 108–120.
- Вайнштейн С.И. Древний Пор-Бажин // Советская этнография. 1964. № 6. С. 103–114.
- Кострова С.С., Майер Х., Чаплыгин Б., Безрукова Е.В. Изотопные характеристики озера Котокель // Вестник ИРГТУ. 2012. № 9 (68). С. 62–68.
- Лящевская М.С., Базарова В.Б., Макарова Т.Р. Развитие природной среды и эволюция озера Гнилое (юго-восточное Приморье) за последние 3300 лет // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 3. С. 108–123. <https://doi.org/10.31857/S2949178923030064>
- Махнач А.А., Махнач Н.А., Покровский Б.Г. Геохимия стабильных изотопов в платформенном чехле Беларуси. Минск: Беларуская навука, 2022. 373 с.
- Панин А.В., Аржанцева И.А. Загадки Пор-Бажина // Живописная Россия. 2010. № 6. С. 14–19.
- Панин А.В., Бронникова М.А., Успенская О.Н., Фузеева Ю.Н., Шеремяцкая Е.Д., Селезнева Е.В., Константинов Е.А., Магрицкий Д.В., Ланг А. Палеоклимат, палеогидрология и палеокриогенез на юго-востоке Саяно-Тувинского нагорья в позднеледниковье и голоцене (по результатам изучения истории озера Тере-Холь) // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2012. № 72. С. 104–121.
- Покровский Б.Г., Завьялов П.О., Буякайте М.И., Ижицкий А.С., Петров О.Л., Курбаниязов А.К., Шиманович В.М. Геохимия изотопов О, Н, С, S и Sg в водах и осадках Аральского бассейна // Геохимия. 2017. № 11. С. 1053–1066.
- Разжигаяева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Чаков В.В., Копотева Т.А., Климин М.А., Симонова Г.В. Проявление глобальных похолоданий позднего голоцена на морском побережье юга Дальнего Востока России // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 1. С. 112–130. <https://doi.org/10.31857/S2949178923010115>
- Разжигаяева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Пономарев В.И., Афанасьев В.В., Горбунов А.О., Климин М.А. Повторяемость сильных паводков на Западном Сахалине и интенсивность циклогенеза в среднем–позднем голоцене // Геоморфология и палеогеография. 2024. Т. 55. № 2. С. 173–190. <https://doi.org/10.31857/S2949178924020091>
- Скляров Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Изох О.П., Кулагина Н.В., Орлова Л.А., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н. Климатическая история голоцена Западного Прибайкалья в карбонатной осадочной летописи озера Холбо-Нур // Докл. АН. 2010а. Т. 431. № 5. С. 668–674.
- Скляров Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Игнатова Н.В., Изох О.П., Кулагина Н.В., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н., Федоровский В.С., Хлыстов О.М. Детальная летопись климата голоцена из карбонатного разреза соленого озера Цаган-Тырма (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2010б. Т. 51. № 3. С. 303–328.
- Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Столповская В.Н., Склярова О.А., Ухова Н.Н. Реконструкция климата голоцена на основе карбонатной осадочной летописи малого соленого озера Верхнее Белое (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1756–1775.

- Солотчина Э.П., Скляр Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Склярова О.А., Ухова Н.Н. Голоценовая осадочная летопись озера Большое Алгинское, Западное Забайкалье: связь с палеоклиматом // Докл. АН. 2013. Т. 449. № 1. С. 80–86. <https://doi.org/10.7868/S0869565213070220>
- Солотчина Э.П., Скляр Е.В., Солотчин П.А., Замана Л.В., Даниленко И.В., Склярова О.А., Татков П.Г. Аутигенное карбонатообразование в озерах Еравнинской группы (Западное Забайкалье): отклик на изменения климата голоцена // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1749–1763. <https://doi.org/10.15372/GiG20171109>
- Arzhantseva I., Inevatkina O., Zav'yalov V., Panin A., Modin I., Ruzanova S., Härke H. Por-Bajin: an enigmatic site of the Uighurs in Southern Siberia // European Archaeologist. 2011. № 35. P. 6–11.
- Aucour A., Sheppard S.M.F., Guyomar O., Wattelet J. Use of ^{13}C to trace origin and cycling of inorganic carbon in the Rhône River system // Chem. Geol. 1999. V. 159. P. 87–105.
- Borisova O.K., Panin A.V. Multicentennial climatic changes in the Tere-Khol Basin, Southern Siberia, during the Late Holocene // Geography, Environment, Sustainability. 2019. V. 12. № 2. P. 148–161. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-64>.
- Bahr A., Arz H.W., Lamy F., Wefer G. Late Glacial to Holocene paleoenvironmental evolution of the Black Sea, reconstructed with stable oxygen isotope records obtained on ostracod shells // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 241. P. 863–875.
- Berkelhammer M.B., Sinha A., Stott L. et al. An abrupt shift in the Indian Monsoon 4000 years ago // Geophys. Monograph Ser. 2012. V. 198. P. 75–88.
- Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. 2011. V. 6. P. 457–474.
- Chacko T., Deines P. Theoretical calculation of oxygen isotope fractionation factors in carbonate systems // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 3642–3660.
- Chen Q., Cheng X., Cai Y., Luo Q., Zhang J., Tang L., Hu Y., Ren J., Wang P., Wang Y., Zhang Y., Xue G., Zhou J., Cheng H., Edwards R.L., Hong Z. Asian summer monsoon changes inferred from a stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ record in Central China During the Last Glacial Period // Front. Earth Sci. 2022. V. 10. № 863829. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.863829>
- Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
- Dansgaard W. Stable isotope in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. P. 436–468.
- Deines P., Langmuir D., Harmon R.S. Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters // Geochim. Cosmochim. Acta. 1974. V. 38. P. 1147–1164.
- Dykoski C.A., Edwards R.L., Cheng H., Yuan D., Cai Y., Zhang M. et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and Deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 233 (1–2). P. 71–86. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.01.036>
- Fricke H.C., O'Neil J.R. The correlation between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of meteoric water and surface temperature: its use in investigating terrestrial climate change over geologic time // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 170. P. 181–196.
- Friedman I., O'Neil J.R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest // Data of Geochemistry. 6th Wash. D.C. U.S. Gov. Print. Office, 1977. 116 p.
- Gibbard P.L., Head M.J. Geologic Time Scale 2020. V. 2. Pt. IV. Geologic Periods: The Quaternary Period. Ch. 30. Elsevier, 2020. P. 1217–1255.
- Gonfiantini R. Environmental isotopes in lake studies // Fritz P., Fontes J.-Ch. (eds.). Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1986. P. 113–168. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42225-5.50008-5>
- Graven H., Allison C., Etheridge D., Hammer S., Keeling R., Levin I., Meijer H.A.J., Rubino M., Tans P., Trudinger C., Vaughn B., White J. Compiled records of carbon isotopes in atmospheric CO_2 for historical simulations in CMIP6 // Geosci. Model Dev. 2017. V. 10. P. 4405–4417.
- Hammarlund D., Barnekow L., Birks H.J.B., Buchardt B., Edwards T.W.D. Holocene changes in atmospheric circulation recorded in the oxygen-isotope stratigraphy of lacustrine carbonates from northern Sweden // The Holocene. 2002. V. 12. P. 339–351.
- Kendall C., Doctor D.H. Stable isotope applications in hydrologic studies // Treatise on Geochemistry. Elsevier Science, 2004. V. 5. Pt. 11. P. 319–364.
- Kim S.-T., O'Neil J.R. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 3461–3475.
- Kuitema M., Panin A., Scifo A., Arzhantseva I., Kononov Y., Doeve P., Neocleous A., Dee M. Radiocarbon-based approach capable of subannual precision resolves the origins of the site of Por-Bajin // PNAS. 2020. V. 117 (25). P. 14038–14041.

- Lemke G., Sturm M.* $\delta^{18}\text{O}$ and trace element measurements as proxy for the reconstruction of climate changes at Lake Van (Turkey): preliminary results // Dalfes, H.N., Kukla, G., Weiss, H. (eds). Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse. NATO ASI Series. V. 49. 1997. Springer, Berlin, Heidelberg.
https://doi.org/10.1007/978-3-642-60616-8_29
- Leng M.J., Marshall J.D.* Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives // Quatern. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 811–831.
- Leng M.J., Jones M.D., Frogley M.R., Eastwood W.J., Kendrick C.P., Roberts C.N.* Detrital carbonate influences on bulk oxygen and carbon isotope composition of lacustrine sediments from the Mediterranean // Global and Planetary Change. 2010. V. 71. P. 175–182.
- Liu X.Q., Shen J., Wang S.M., Wang Y.B., Liu W.G.* Southwest monsoon changes indicated by oxygen isotope of ostracode shells from sediments in Qinghai Lake since the late Glacial // Chinese Sci. Bull. 2007. V. 52. № 4. P. 539–544.
- Lynch-Stieglitz J., Stocker T.F., Broecker W.S., Fairbanks R.G.* The influence of air-sea exchange on the isotopic composition of oceanic carbon: observations and modeling // Global Biogeochem. Cycles. 1995. V. 9. P. 653–665.
- Ma X., Wei Z., Wang Y., Wang G., Zhang T., He W., Yu X., Ma H., Zhang P., Li S., Wei J., Fan Q.* Reconstruction of climate changes based on $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ on the Northeastern Tibetan Plateau: a 16.1-cal kyr BP record from Hurleg Lake // Front. Earth Sci. 2021. V. 9. 745972.
<https://doi.org/10.3389/feart.2021.745972>.
- Mayer B., Schwark L.* A 15,000-year stable isotope record from sediments of Lake Steisslingen, Southwest Germany // Chem. Geol. 1999. V. 161. P. 315–337.
- Narantsetseg Ts., Krivonogov S.K., Oyunchimeg Ts., Uugantsetseg B., Burr G.S., Tomurhuu D., Dolgorsuren Kh.* Late Glacial to Middle Holocene climate and environmental changes as recorded in Lake Dood sediments, Darhad Basin, northern Mongolia // Quatern. Int. 2013. V. 311. P. 12–24.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.08.043>
- Ogg J.G.* Integrated global stratigraphy and geologic timescales, with some future directions for stratigraphy in China // Earth-Sci. Rev. 2019. V. 189. P. 6–20.
- Orkhonselenge A., Komatsu G., Uuganzaya M.* Middle to late Holocene sedimentation dynamics and paleoclimatic conditions in the Lake Ulaan basin, southern Mongolia // Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement. 2018. V. 24. № 4. P. 351–363.
<https://doi.org/10.4000/geomorphologie.12219>
- Pokrovsky O.S., Manasypov R.M., Loiko S., Shirokova L.S., Krickov I.A., Pokrovsky B.G., Kolesnichenko L.G., Kopysov S.G., Zemtsov V.A., Kulizhsky S.P., Vorobyev S.N., Kirpotin S.N.* Permafrost coverage, watershed area and season control of dissolved carbon and major elements in western Siberian rivers // Biogeosciences. 2015. V. 12. P. 6301–6320.
- Prokopenko A.A., Bonvento V.J.* Carbonate stable isotope signals in the 1-Ma sedimentary record of the HDP-04 drill core from Lake Hovsgol, NW Mongolia // Quatern. Int. 2009. V. 201. P. 53–64.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.02.009>
- Qiang M., Song L., Jin Y., Li Y., Liu L., Zhang J., Zhao Y., Chen F.* A 16-ka oxygen-isotope record from Genggahai Lake on the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau: hydroclimatic evolution and changes in atmospheric circulation // Quatern. Sci. Rev. 2017. V. 62. P. 72–87.
- Quay P., Sonnerup R., Westby T., Stutsman J., McNichol A.* Changes in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon in the ocean as a tracer of anthropogenic CO_2 uptake // Global Biogeochem. Cycles. 2003. V. 17. P. 1004.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M.A.* Stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the last Glacial Period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // Quatern. Sci. Rev. 2014. V. 106. P. 14–28.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.000>
- Ricketts R.D., Johnson T.C., Brown E.T., Rasmussen K.A., Romanovsky V.V.* The Holocene paleolimnology of Lake Issyk-Kul, Kyrgyzstan: trace element and stable isotope composition of ostracods. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2001. V. 176. P. 207–227.
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00339-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00339-X)
- Shan S., Luo C., Qi Y., Cai W.-J., Sun S., Fan D., Wang X.* Carbon isotopic and lithologic constraints on the sources and cycling of inorganic carbon in four large rivers in China: Yangtze, Yellow, Pearl, and Heilongjiang // J. Geophys. Research: Biogeosciences. 2021. V. 126. e2020JG005901.
- Sundquist E.T., Visser K.* The geological history of the carbon cycle // Treatise on Geochemistry. V. 8. Biogeochemistry. Ed. Schlesinger W.H. Oxford, UK: Elsevier-Pergamon, 2003. P. 425–72.
- Talbot M.R.* A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates // Chem. Geol. Isotope Geosci. Sect. 1990. V. 80. P. 261–279.

- Von Grafenstein U., Erlernkeuser H., Brauer A., Jouzel J., Johnsen S.J.* A Mid-European decadal isotope-climate record from 15,500 to 5000 years B.P. // *Science*. 1999a. V. 284. P. 1654–1657.
- Von Grafenstein U., Erlernkeuser H., Trimborn P.* Oxygen and carbon isotopes in modern fresh-water ostracod valves: assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 1999b. V. 148. P. 133–152.
- Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Popp T., Steffensen J.P., Gibbard P., Hoek W., Lowe J., Andrews J., Björck S., Cwynar L., Hughen K., Kershaw P., Kromer B., Litt T., Lowe D.J., Nakagawa T., Newnham R., Schwander J.* Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records // *J. Quatern. Sci.* 2009. V. 24. P. 3–17.
- Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H.* Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // *J. Quatern. Sci.* 2012. V. 27. P. 649–659.
- Watanabe T., Minoura K., Nara F.W., Shichi K., Horiuchi K., Kakegawa T., Kawai T.* Last glacial to post glacial climate change in continental Asia inferred from multi-proxy records (geochemistry, clay mineralogy, and paleontology) from Lake Hovsgol, northwest Mongolia // *Global and Planetary Change*. 2012. V. 88–89. P. 53–63.
- Zhang C., Zhang W., Feng Z., Mischke S., Gao X., Gao D., Sun F.* Holocene hydrological and climatic change on the northern Mongolian Plateau based on multi-proxy records from Lake Gun Nur // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2012. V. 15. P. 75–86.
- Рецензенты О.П. Изох, М.В. Шумов, А.К. Маркова*

Climate Changes Reflected in the Carbon and Oxygen Isotope Composition of Holocene Carbonates of Lake Tere-Khol, Tyva (Southern Siberia)

B. G. Pokrovskiy^{a,*} and A. V. Panin^b

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

*e-mail: pokrov@ginras.ru

The bottom sediments of Lake Tere-Khol, located in the southeast of the Sayano-Tuvian Highlands, contain a detailed archive of landscape and climatic changes throughout the Holocene. Situated at the boundary between South Siberia and Central Asia, this region marks a transitional zone in terms of the factors driving hydroclimatic changes during the Holocene. To the north and west, the western transport of Atlantic air masses exerted a significant influence, while to the south and east, the Asian-Pacific monsoon circulation prevailed. Reconstructing Holocene climate changes in this region is crucial for understanding atmospheric circulation shifts across the Eurasian continent's interior. Stable isotope analyses in lake carbonates were conducted to evaluate Holocene moisture fluctuations. The water of Lake Tere-Khol is notably enriched in ¹⁸O by 6–8‰ and ²H by 50–60‰ compared to its inflowing streams and rivers, indicating a strongly evaporative water body. This suggests that variations in δ¹⁸O (14.1 to 20.0‰ SMOW) and their positive correlation with δ¹³C variations (–5.8 to 4.2‰ PDB) in the dispersed carbonate material of Holocene lake sediments primarily reflect shifts in the hydrological regime. Positive δ¹⁸O and δ¹³C excursions correspond to periods of aridification, while negative excursions indicate phases of relative humidity. Three primary humidity epochs were identified in the Holocene. These include a relatively dry phase from the onset of the Holocene until 9.8 ka BP and from 4.4 ka BP to the present, with a humid phase in between, spanning from 9.8 to 4.4 ka BP. Superimposed on these major trends were second-order humidity changes, with variability and the amplitude of fluctuations notably intensifying in the latter half of the Holocene, after approximately 6 ka BP. The wettest interval occurred between 5.2 and 4.4 ka BP, while a sharp and substantial shift towards arid conditions around 4.4 ka BP stands out as the most significant hydroclimatic event of the Holocene. The driest periods were observed between 4.2 and 3.1 ka BP and from 1.9 to 0.1 ka BP. At the turn of the eras around 2 ka BP and in the past century, short episodes of relative wetting interrupted these dry conditions. This late Holocene aridification trend points to a weakening of the Pacific monsoon and a reduction in its reach into Eurasia's interior, which aligns with cooling trends observed in the latter part of the Holocene.

Keywords: stable isotopes, palaeoclimate, aridisation, humidification, palaeohydrology, Asian monsoon, radiocarbon dating, scanning electron microscopy