

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) ОТЛОЖЕНИЙ ПАЛЕООЗЕРА ШУФАНСКОГО ПЛАТО КАК ПОКАЗАТЕЛИ ИЗМЕНЕНИЙ СРЕДЫ В ГОЛОЦЕНЕ

Н.Г. Разжигаева^{1,2}, Л.А. Ганзей¹, Г.В. Симонова³, Т.А. Гребенникова¹, Т.А. Копотева⁴

¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия; e-mail: nadyar@tigdvo.ru

²Институт географии РАН, г. Москва, Россия

³Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск, Россия

⁴Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия

Поступила в редакцию 14 января 2025 г.

Впервые для юга Дальнего Востока проведено исследование изотопного состава общего углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$) и азота ($\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$) в органогенных отложениях и кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$) с углеродом ($\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$) в целлюлозе органогенных отложений голоцена. Объектом выбран разрез озерно-болотных отложений Шуфанского плато (Южное Приморье), накопление которых происходило в течение 9720 кал. лет. Наибольшая изменчивость соотношений изотопов установлена для раннего голоцена и последней тысячи лет. Проанализировано влияние на изотопный состав таких факторов, как гидроклиматические изменения, включая динамику гидрологического режима палеоозера, вокруг которого формировался торфяник, ботанический состав растений-торфообразователей и скорости торфонакопления. Показано, что усиление увлажнения имело разный эффект на изотопное фракционирование в торфе, сложенном бриофитами и сосудистыми растениями. Определен возраст и проинтерпретированы положительные и отрицательные пики значений стабильных изотопов; проведено сопоставление с данными по региону. Одним из ведущих факторов фракционирования изотопов было изменение увлажнения, связанное с особенностями муссонной атмосферной циркуляции. Высказано предположение о возможном влиянии на изотопные соотношения уменьшения глубины озера, испарения, вклада в грунтовое питание снежного покрова. Сравнение записей $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$, $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$ и отношения C/N по глубине разреза выявило периоды с различной степенью деградации органического вещества. Установлены прямые корреляционные связи значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ и обратные для $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$ и $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$, закономерно меняющиеся в разновозрастных генерациях торфа. Выявлены изменения изотопного состава в торфе и дернине, образованных после малого ледникового периода в более теплых условиях и под воздействием усиливающегося антропогенного влияния.

Ключевые слова: стабильные изотопы, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, растения-торфообразователи, муссонная циркуляция, Сибирский антициклон, циклогенез, юг Дальнего Востока.

ВВЕДЕНИЕ

Одним из современных направлений изучения развития природной среды является анализ состава стабильных изотопов легких элементов, что дает возможность более детально восстанавливать условия образования и процессы, происходившие в толще органогенных отложений после их захоронения. Палеогеографические исследования, начиная с работы J.M. McCrea [37] и H.C. Urey с соавторами [49], показали возможность использования изотопного состава для реконструкции палеотемператур и других характеристик природной среды.

Изотопный состав целлюлозы растений зависит от условий, в которых произрастала растительность. Эту зависимость широко используют для изучения изменчивости климатических параметров в прошлом [36]. Изменения значений $\delta^{18}\text{O}$ в разрезах связаны с изменениями изотопного состава воды в озерно-болотных экосистемах, который может зависеть от температуры, источника формирования воздушных масс и соотношения осадков/испарения [25]. После отмирания растений содержания изотопов кислорода и углерода в целлюлозе не меняется, поэтому не теряется информация о климатах прошлого [23, 54].

Особенно информативным для реконструкции динамики увлажнения является соотношение стабильных изотопов углерода [19]. На изотопный состав целлюлозы растений влияет непосредственно изотопный состав и концентрация CO_2 в воздухе. По данным, реконструированным с помощью ледовых кернов и измеренным непосредственно, известно, что значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ снижаются, начиная со второй половины XIX века [45]. Вызвано это постепенным ростом концентрации антропогенного CO_2 , который имеет более легкий изотопный состав углерода. Этот тренд часто присутствует и в значениях $\delta^{13}\text{C}$ древесно-кольцевых рядов. Кроме того, согласно данным [27], физиологическая реакция деревьев на увеличение концентрации CO_2 во второй половине XX века приводит к дополнительному снижению значений $\delta^{13}\text{C}$ в растениях, и это явление носит глобальный характер.

При интерпретации содержания стабильных изотопов углерода и азота в торфе и органогенных озерных отложениях необходимо учитывать состав растений-торфообразователей, растущих вокруг озера, и наличие водных растений [31]. Отношение стабильных изотопов азота сильно зависит от степени разложения органических остатков. Соотношение изотопов углерода и азота свидетельствует об источнике органического вещества, изменении продуктивности в прошлом и трофности заболоченных водоемов. Для определения степени разложения торфа в качестве косвенного показателя широко используют отношение C/N , которое показывает потерю массы, вызванную минерализацией при потреблении богатых углеродом веществ и выделение CO_2 микробным дыханием [29]. В то время как углерод теряется во время микробного разложения, азот в основном сохраняется в микробной и растительной биомассе, что приводит к относительно более высокой потере углерода по отношению к азоту и более низким значениям отношения C/N по мере разложения органики [18].

Одновременное определение отношений стабильных изотопов кислорода, углерода и азота в озерно-болотных отложениях позволяет лучше понять процессы, происходившие во время климатических смен через анализ факторов, определявших фракционирование изотопов. Поскольку анализируется смесь органических остатков (целлюлоза) и общее органическое вещество (ОВ), климатический сигнал не всегда ясно поддается интерпретации. Растения могут по-разному реагировать на гидроклиматические изменения, картина также осложняется возможным комбинированным, а часто и разнонаправленным влиянием отдельных компонентов климатической системы. Дополнительную сложность создает отсутствие изотопных палеозаписей для голоцена в Дальнево-

сточном регионе, за исключением данных по кольцам погребенной древесины из бассейна р. Колымы [46], озерным отложениям Камчатки [22] и торфянику Чукотки [4]. Исследования по изучению стабильных изотопов в растительности и растительных остатках в торфе активно проводятся в Сибири [1–3, 19, 38, 39, 41]. Для юга Дальнего Востока опорой в палеорекострукциях могут служить работы по изотопному составу природных вод, в том числе грунтовых [10–12].

Цель статьи – детализация гидроклиматических изменений, связанных не только с изменением температурного фона, но и с интенсивностью муссонной циркуляции в голоцене на основе использования данных вертикальной изменчивости по содержанию и значениям изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{цел}}$), углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{цел}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ}}$) и азота ($\delta^{15}\text{N}_{\text{общ}}$) в образцах органогенных отложений палеоозера Шуфанского (Борисовского) плато.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве объекта исследований выбран наиболее полный разрез голоцена для горной части крайнего юга Дальнего Востока – отложения палеоозера Шуфанского плато, входящего в систему Восточно-Маньчжурских гор (рис. 1). Заболоченная котловина находится в восточной части плато в бассейне р. Грязной на уплощенной поверхности (абс. высота 320 м) около уступа древнего лавового потока (высотой ~100 м). Центральная часть представляет собой сильно обводненную топь с двумя небольшими мелководными озерами. В котловину идет поступление воды с крутого склона уступа, разгрузка вод происходит с подземным стоком, после сильных ливней из озера вытекает небольшой ручей. Для растительности болота характерна мозаичность в распределении основных болотообразующих видов. Тростник высочайший (*Phragmites altissimus*) занимает центральную часть, участок под крутым склоном и распространен вокруг озер. Со стороны долины р. Грязной к болоту примыкает сырой ольховый лес. На крутом уступе развит дубовый лес. Доминирует дуб монгольский при участии лип, кленов и граба. Климат муссонный, среднегодовая температура на плато составляет +2.5 °C, самый теплый месяц – август +18.5 °C, самый холодный январь -15.7 °C. Годовое количество атмосферных осадков 1015 мм, наибольшее выпадение в августе (22 %), минимальное – в январе (1.3 %). Влажность колеблется от 61 до 88 %. Безморозный период длится 145 дней.

Торфяник (43°22.551' с.ш., 131°33.005' в.д.), мощностью 2.25 м, пробурен ручным буром в 2 м от уреза воды небольшого реликтового озера. На осно-

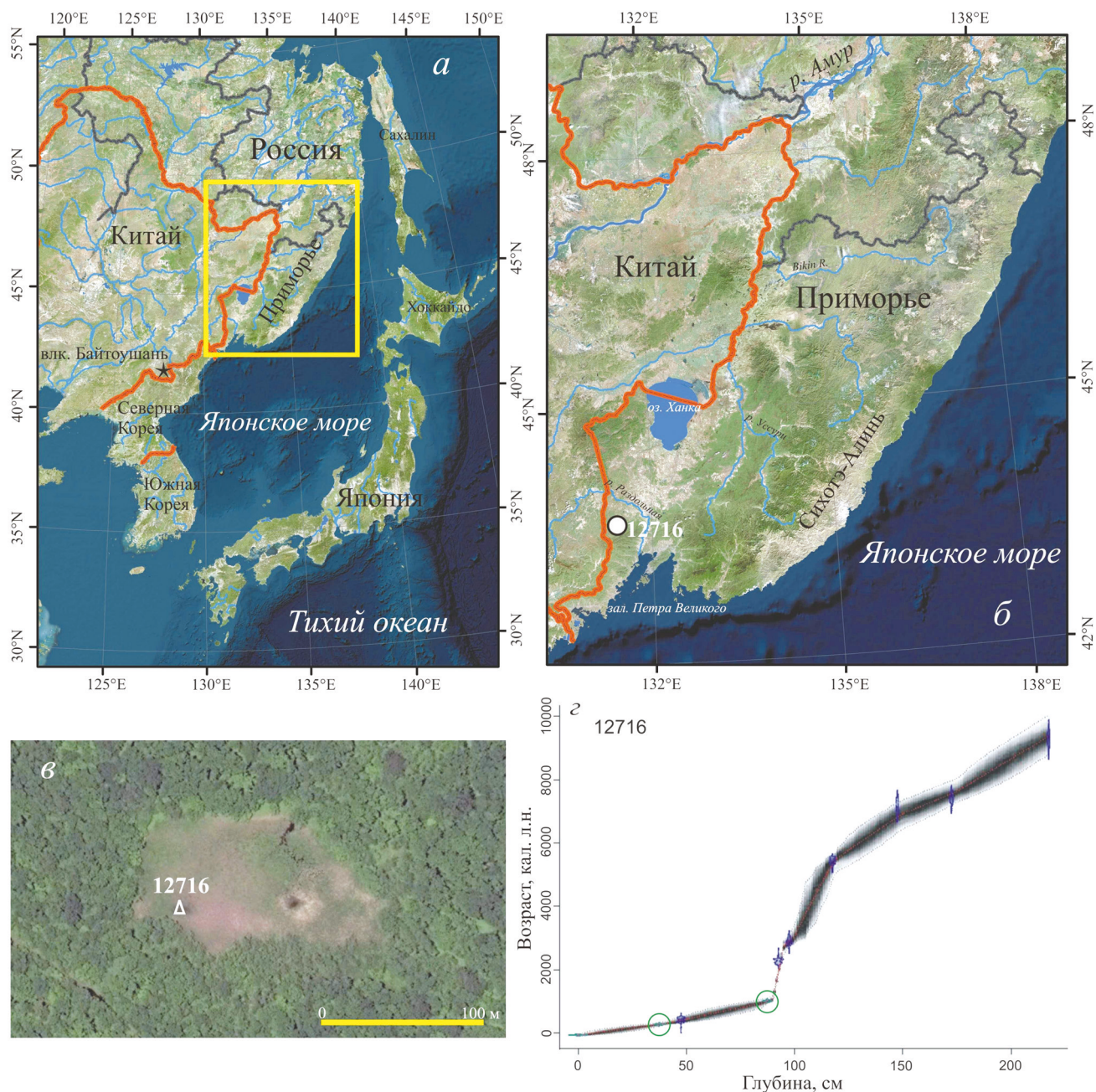


Рис. 1. Положение района работ на Шуфанском плато и возрастная модель для отложений палеозера.

a – Япономорский регион, *б* – Приморский край с сопредельными территориями и положение палеозера на Шуфанском плато Восточно-Маньчжурских гор; *в* – болотный массив на месте озерной котловины и положение разреза; *г* – возрастная модель, голубым показаны ^{14}C -даты со стандартными отклонениями, зелеными кружками – возраст маркирующей криптотефры, серая кривая отражает 95 %-ный доверительный интервал.

ве комплекса биостратиграфических методов (диатомовый, палинологический, ботанический анализы) восстановлено развитие природной среды для последних 9720 лет [44]. Возраст определен на основе радиоуглеродного датирования, выполненного в Институте наук о Земле СПбГУ (г. Санкт-Петербург), и тефростратиграфии. В разрезе обнаружено 8 просло-

ев криптотефры влк. Байтоушань, включая материал кальдерообразующего извержения (946/947 гг. н.э.). Источник установлен на основе химического макро-состава вулканического стекла, изученного с помощью рентгеноспектрального микроанализа (ЕРМА) в Радиевом институте им. В.Г. Хлопина (г. Санкт-Петербург). Возрастная модель (рис. 1) построена с

помощью программы Vascon 4.2.2 [14] в программной оболочке R [42].

Анализ процентного содержания общего углерода и азота в органогенных отложениях, кислорода и углерода в целлюлозе органогенных отложений и изотопного состава этих элементов ($\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$, $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$) проведен в ИМКЭС СО РАН, г. Томск. Изотопные анализы сделаны для 28 образцов органогенных отложений, прослой торфа с криптотефрой исключались. Пробоподготовка образцов для проведения изотопного анализа включала два этапа: 1) удаление карбонатов путем обработки образцов раствором 3 % HCl; 2) удаление гуминовых кислот раствором 1 % KOH. Содержание углерода, кислорода, азота и их изотопный состав определяли методом масс-спектрометрии изотопных отношений легких элементов с использованием изотопного масс-спектрометра DELTA V Advantage, совмещенного с элементным анализатором Flash 2000 (Thermo Fisher Scientific), оснащенного окислительно-восстановительным реактором при анализе углерода и пиролизическим реактором при анализе кислорода. Приборы предоставлены центром коллективного пользования ТомЦКП СО РАН. Гомогенизированные образцы, запакованные в оловянные капсулы при анализе отношений стабильных изотопов углерода ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) и азота ($^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$) и серебряные капсулы при анализе отношений стабильных изотопов кислорода ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), помещали в автосамплер элементного анализатора Flash 2000. При анализе отношений стабильных изотопов углерода капсула, попадая в окислительный реактор, нагретый до температуры +102 °C и заполненный Cr_2O_3 и гранулами Co_3O_4 , сжигалась в потоке газа-носителя (гелий, 250 мл/мин) с одновременно поданным чистым кислородом (180 мл/мин). Полученные продукты окисления (CO_2 , N_xO_y) поступали в восстановительный реактор. Для удаления воды использовали ловушку с $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2$. При анализе отношений стабильных изотопов кислорода капсула, попадая в пиролизический реактор, нагретый до температуры +1350 °C, сжигалась в потоке газаносителя (гелий, 250 мл/мин) без подачи кислорода. Выделившиеся O_2 , CO_2 , N_2 по капилляру попадали в масс-спектрометр через систему газораспределения ConFlo II. Значения изотопного состава (δ^{X}) выражены в промилле (‰) отклонения от стандарта. Калибровка лабораторных рабочих газов сравнения проведена по международному стандартному образцу ЕМА-Р2 (Elemental Microanalysis Ltd) с известной величиной отношений стабильных изотопов: $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = +26.88 \pm 1.88$ ‰ с содержанием кислорода 19.91 ‰; $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -28.19 \pm 0.14$ ‰ с содержанием

углерода 68.35 ‰ и $\delta^{15}\text{N}_{\text{V-PDB}} = -1.57 \pm 0.2$ ‰ с содержанием азота 7.56 ‰. Среднеквадратичное отклонение трех последовательных измерений анализируемых образцов не превышало для углерода ± 0.2 ‰, для кислорода ± 0.5 ‰, для азота ± 0.4 ‰.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Состав растений-торфообразователей и развитие болота по обрамлению палеоозера

Торфяник начал формироваться в раннем голоцене в сильно обводненных условиях с часто меняющимся режимом от проточного до застойного (рис. 2). На первом этапе (9700–9490 кал. л.н.) среди растений-торфообразователей был широко распространен гигрофильный *Sphagnum fallax*, среди зеленых мхов встречались *Drepanocladus* sp., *Calliergonella cuspidata*, травянистые были представлены осоками (*Carex*), пушицами (*Eriophorum*) и рогозом (*Typha*). Около 9490 кал. л.н. возникло сфагновое болото. Питающие воды были олиготрофные, что способствовало довольно высоким темпам торфонакопления. Гидрофильный *S. jensenii* был наиболее распространен. Остатки гигрогидрофильного *S. lindbergii* найдены в слое торфа, образованном 8870–8660 кал. л.н. в более прохладных условиях. Травы представлены влаголюбивыми видами: осока топяная (*Carex limosa*), пушица, лобелия (*Lobelia*), рогоз, ирис (*Iris*). Кустарниковый ярус был слабо развит. В основном, на топи рос багульник болотный (*Ledum palustre*), около 8040 кал. л.н. появляется багульник подбел (*L. hypoleucum*), который является индикатором пирогенных смен [6]. Среди зеленых мхов преобладала *Calliergonella cuspidata*, с 8250 кал. л.н. – *Drepanocladus* sp. Около 7835 кал. л.н. появилась *Funaria hydrometrica*, гидрофильный вид, характерный для нарушенных местообитаний. Началось снижение уровня воды в озере, у берегов появились осушки.

Около 7630 кал. л.н. сфагновые мхи замещаются бриевыми гидрофильными (*Calliergonella cuspidata*, *Funaria hydrometrica*, *Drepanocladus* sp.), предпочитающими более эвтрофные местообитания. Уровень палеоозера еще более снизился. Роль *F. hydrometrica* увеличивается на рубеже ~7490 кал. л.н., вероятно, при резком падении уровня палеоозера и застойном режиме обводнения котловины. Сукцессия *F. hydrometrica* была кратковременной, роль сфагновых мхов снова увеличилась ~7340 кал. л.н. Появление эвтрофных *Sphagnum fallax*, *S. inundatum*, свидетельствует о росте минерализации болотных вод. Резкое увеличение степени разложения торфа, появление на болоте кустарниковой березы (*Betula ovalifolia*) и багульника (*Ledum hypoleucum*), пирогенных индикаторов [6],

говорит о том, что в условиях потепления режим водного питания изменился от застойного на резко переменный. В торфе присутствуют крупные терригенные частицы, скорее всего, смытые со склона. О переменном увлажнении свидетельствует смена осок (*Carex limosa* на *C. appendiculata*, *C. meyeriana*), исчезновение ириса, рогоза и появление папоротника *Dryopteris* sp. Мхи почти полностью выпадают из состава болотной растительности. В инт. 1.60–1.65 м обнаружены угли, свидетельствующие о прохождении пожаров ~7340–7205 кал. л.н.

В среднем голоцене в котловине существовало пушицевое и осоково-пушицевое болото с участием *Lobelia*, *Phragmites* и *Calamagrostis*. Роль пушицы увеличивалась после пожаров, росли два вида: *Eriophorum russeolum* и *E. vaginatum*. Среди мхов встречены *Sphagnum cuspidatum*, *Drepanocladus*. Торф имеет очень высокую степень разложения (до 95 %). Темпы накопления резко снизились (скорости 0.07 мм/г). Кустарничковый ярус с доминированием багульников (*Ledum hypoleucum*, *L. palustre*) стал более развит ~6240–5540 кал. л.н., вероятно, при снижении увлажнения болота и после серии пожаров. В условиях теплого климата пожары стали частыми, особенно сильные с потерей значительной части торфа были ~6010–5540 кал. л.н.

Кустарниковая береза (*Betula ovalifolia*) стала хорошо развита ~5540–2725 кал. л.н., чему способствовали снижение обводнения котловины и частые пожары ~5050–3050 кал. л.н. Вероятно, сильные пожары могли быть причиной почти полного уничтожения кустарников и развития осокового болота ~2725–1075 кал. л.н. Начала доминировать *Carex appendiculata*.

Пожары и постепенное обводнение болота, начавшееся ~ 1075 кал. л.н., привели к дальнейшему сокращению кустарничкового яруса. После пожаров среди мхов появляются *Drepanocladus* sp., *Aulacomnium palustre*, характерные для пирогенных сукцессий болот [6]. Последние 865 кал. л.н. стал накапливаться низинный, слабо разложившийся торф. Около озера существовало осоково-пушицевое болото с участием *Eriophorum vaginatum*, *E. russeolum*, *E. scheuchzeri*, *Carex limosa*, *C. meyeriana*, *C. schmidtii*, в небольшом количестве *C. globularis*, *Lobelia*, *Calamagrostis*. Было очень влажно – встречены остатки зеленых водорослей *Pediastrum* sp. и других представителей мелководных водоемов. Присутствие зеленых мхов (*Calliergonella cuspidata*, *Drepanocladus*) показывает, что режим питания большей частью был застойный. Роль сфагновых мхов, представленных эвтрофными гидрофильными видами, возросла в похолода-

ния ~580–510 и 300–240 кал. л.н., болото становилось сфагново-травяным. В первое похолодание помимо *Sphagnum cuspidatum* было много *S. fallax*, а во второе – мочажинных *S. subsecundum*, *S. contortum*, возможно, *S. inundatum*. В последние 240 лет участились пожары, препятствующие развитию сфагновых мхов. Основными растениями-торфообразователями оставались осоки и пушицы (*Eriophorum scheuchzeri*, *E. vaginatum*) с участием *Calamagrostis*, *Glyceria spiculosa*, появляется папоротник *Dryopteris* sp. Найдены водоросли *Closterium*, обитающие на торфяных болотах и в планктоне озер.

Изотопный состав кислорода, углерода и азота в органическом веществе палеозера

Результаты определения процентного содержания кислорода ($O_{\text{цел.}}$) и значений изотопного состава кислорода целлюлозы ($\delta^{18}O_{\text{цел.}}$) органогенных отложений представлены в табл. и на рис. 2. Значения $\delta^{18}O_{\text{цел.}}$ варьируют от 14.3 ‰ до 18.6 ‰, среднее значение 15.9 ± 0.9 ‰. Полученные величины ниже, чем в α -целлюлозе торфяника Хани на 900 м в горах Чанбайшань на северо-востоке Китая, который, судя по данным современного климата, формировался в более теплых условиях ($t_{\text{ср.}} +5.5$ °C, $t_{\text{летн.}} +20$ °C) [23].

Значения $\delta^{13}C_{\text{общ.}}$ варьируют от -29.2 ‰ до -25.9 ‰, а $\delta^{13}C_{\text{цел.}}$ изменяется более широко от -30.1 ‰ до -25 ‰ (табл., рис. 2). Среднее значение $\delta^{13}C_{\text{цел.}}$ -27.9 ± 1.6 ‰. Полученные значения $\delta^{13}C_{\text{цел.}}$ близки к данным по торфянику Хани [23] и донным отложениям оз. Хулун ($\delta^{13}C$ -27.08 ± 0.13 ‰), расположенного в степной зоне в северо-восточной части Внутренней Монголии и Китая [21].

Значения содержания азота варьируют от 1.8 до 2.6 ‰, $\delta^{15}N_{\text{общ.}}$ – от -1.3 ‰ до 1.9 ‰ (табл., рис. 2). Среднее значение $\delta^{15}N_{\text{общ.}}$ 0.63 ‰. Величина C/N в изученном разрезе изменяется от 12.3 до 19 и остается < 20 для всего разреза. Это означает, что происходила минерализация органического вещества [52]. Более высокие соотношения C/N зафиксированы в нижних слоях отложений.

Вертикальное распределение по разрезу $\delta^{18}O_{\text{цел.}}$ и $\delta^{13}C_{\text{цел.}}$ очень сходное (рис. 2), что подтверждается и удовлетворительной корреляцией значений. Уравнение линейной регрессии имеет вид $\delta^{18}O_{\text{цел.}} = 0.45\delta^{13}C_{\text{цел.}} + 28.47$ с коэффициентом детерминации $R^2 = 0.56$ (рис. 3, а). Отмечена обратная корреляция между $\delta^{13}C_{\text{общ.}}$ и $\delta^{15}N_{\text{общ.}}$ (рис. 3, б).

Анализ вертикального распределения в разрезе значений $\delta^{18}O_{\text{цел.}}$, $\delta^{13}C_{\text{цел.}}$ и $\delta^{15}N_{\text{общ.}}$ позволил выявить некоторые закономерности между изменением изотопного состава и сменой состава растений-торфо-

Таблица. Содержание и значения изотопного состава кислорода, углерода, азота и показатель C/N в озерно-болотных отложениях Шуфанского плато.

№ п/п	№ пробы	Глубина, см	O _{цел.} , %	$\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ (VSOW), ‰	C, %	$\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$, ‰	C _{цел.} , %	$\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$, ‰	$\Delta(\delta^{13}\text{C}) = \delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$, ‰	N, %	$\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$, ‰	C/N
1	1/12716	0–5	27	14.3	27	-29.2	23	-29.4	0.7	2.2	1.2	12.3
2	2/12716	5–10	29	16.6	32	-28.9	32	-29.0	0.3	2.5	1.3	12.8
3	3/12716	10–15	29	15.9	31	-28.9	33	-30.1	1.2	2.5	1.8	12.4
4	4/12716	15–20	25	15.1	32	-28.1	33	-29.9	1.8	2.5	1.9	12.8
5	6/12716	25–30	27	14.6	34	-27.7	36	-29.8	2.1	2.5	1.7	13.6
6	7/12716	30–35	28	15.4	34	-27.5	36	-29.7	2.2	2.5	1.7	13.6
7	9/12716	40–45	29	15.3	32	-27.0	39	-29.6	2.6	2.5	1.6	12.8
8	11/12716	50–55	26	15.3	33	-27.3	36	-29.7	2.4	2.6	1.1	12.7
9	12/12716	55–60	29	14.4	35	-26.9	37	-29.9	3.0	2.5	0.7	14.0
10	13/12716	60–65	29	15.0	37	-27.8	40	-28.1	0.3	2.5	0.5	14.8
11	14/12716	65–70	27	15.8	36	-26.7	38	-27.4	0.7	2.5	0.5	14.4
12	15/12716	70–75	24	16.2	36	-26.7	37	-27.1	0.4	2.5	0.7	14.4
13	16/12716	75–80	26	16.7	36	-26.9	37	-27.0	0.1	2.5	0.4	14.4
14	17/12716	80–85	22	16.5	33	-27.1	31	-27.4	0.3	2.2	1.4	15.0
15	21/12716	100–105	24	15.6	32	-27.8	36	-28.3	0.5	2.0	1.0	16.0
16	23/12716	110–115	16	15.0	30	-28.2	23	-28.9	0.7	1.9	1.2	15.8
17	27/12716	130–135	26	15.1	39	-28.2	37	-28.7	0.5	1.9	0.9	16.3
18	29/12716	140–145	26	15.4	32	-27.6	32	-28.0	0.4	1.8	0.9	17.8
19	32/12716	155–160	20	15.6	31	-27.5	22	-28.2	0.7	1.9	0.2	16.3
20	33/12716	160–165	26	17.2	35	-27.2	32	-27.3	0.1	1.9	0.5	18.4
21	36/12716	175–180	29	16.5	37	-27.5	40	-27.8	0.3	2.0	-0.2	18.5
22	37/12716	180–185	29	16.1	38	-26.7	39	-26.7	0	2.0	-0.3	19.0
23	38/12716	185–190	30	18.6	38	-25.9	36	-25.0	-0.9	2.0	-1.3	19.0
24	40/12716	195–200	28	16.1	36	-26.9	34	-26.3	-0.6	2.0	-0.9	18.0
25	41/12716	200–205	28	17.2	34	-26.7	36	-26.2	-0.5	2.0	-0.1	17.0
26	42/12716	205–210	29	16.2	34	-26.5	33	-25.9	-0.6	1.9	-1.2	17.9
27	43/12716	210–215	32	16.4	33	-26.4	30	-25.1	-1.3	1.9	0.1	17.4
28	45/12716	220–225	29	16.4	33	-27.0	32	-26.0	-1	2.0	0.2	16.5

образователей, обусловленные гидроклиматическими изменениями в голоцене (рис. 2).

Ранний–начало среднего голоцена. Высокое содержание кислорода с повышенными значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ (+16.1 – +16.5 ‰) и относительно «тяжелый» изотопный состав углерода в целлюлозе имеет сфагновый торф из основания торфяника (инт. 1.80–2.25 м), образованный 9700–7835 кал. л.н. (рис. 4) по обрамлению мелководного, хорошо прогреваемого озера с водной растительностью, со средними или слегка пониженными значениями pH и низкой минерализацией [44]. Можно предположить, что основным источником целлюлозы являлись сфагновые мхи, которые более чутко реагируют на изменение изотопного состава воды и являются хорошим индикатором палеогидрологических изменений [34]. Обилие гидрофильного *Sphagnum jensenii*, характерного для топких берегов озер и мочажин переходных и верховых болот, и зоопланктона (кладоцеры *Alonopsis* sp. и раковинные амёбы *Diffugia* sp.) свидетельствуют о силь-

ном обводнении котловины. Питающие воды были бедные, олиготрофные, что способствовало довольно высоким темпам торфонакопления. Здесь же зафиксированы высокие значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$ (выше -26.7 ‰) и повышенные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$. Эффект увеличения $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$ может быть за счет сильного насыщения сфагнового мха водой (эффект «водной пленки»), при котором снижается потребление CO_2 и происходит обогащение тяжелым изотопом углерода (^{13}C) [1, 34, 53].

Климат был более континентальным, чем в настоящее время. Летом водоем хорошо прогревался, о чем свидетельствуют находки пресноводной диатомеи *Eunotia monodon* var. *tropica*, обитающей в водоемах тропических и субтропических областей юго-восточной Азии [43]. Максимальное количество пыльцы широколиственных, зафиксированное в инт. 2.15–2.20 м [44], отражает кратковременную фазу развития полидоминантных лесов 9490–9280 л.н. (рис. 4) Известно, что озера с замкнутым бассейном сильно реагируют на эффекты испарения, для таких обста-

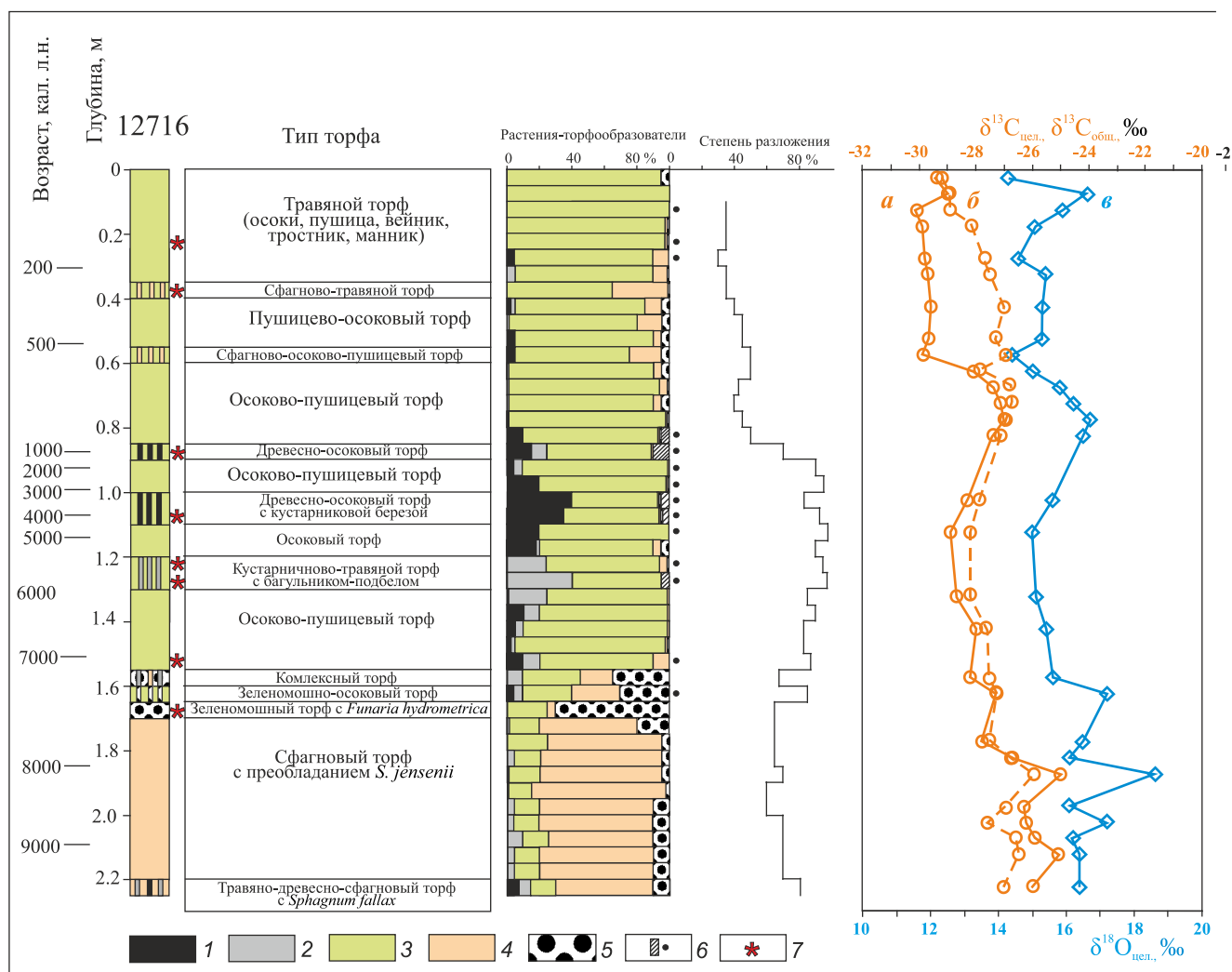


Рис. 2. Возраст торфа, его ботанический состав, степень разложения и вертикальные профили распределения стабильных изотопов в органогенных отложениях палеозера Шуфанского плато.

a – значения $\delta^{13}C_{\text{цел.}}$, b – значения $\delta^{13}C_{\text{общ.}}$, v – значения $\delta^{18}O_{\text{цел.}}$, $z = \Delta(\delta^{13}C) = \delta^{13}C_{\text{общ.}} - \delta^{13}C_{\text{цел.}}$; d – содержания углерода в целлюлозе ($C_{\text{цел.}}$); e – содержание углерода в общем органическом веществе ($C_{\text{общ.}}$), $ж$ – содержание кислорода в целлюлозе ($O_{\text{цел.}}$), $з$ – содержание азота в общем органическом веществе ($N_{\text{общ.}}$), $и$ – значения $\delta^{15}N_{\text{общ.}}$, $к$ – отношение C/N. Растительные остатки: 1 – древесные, 2 – кустарнички, 3 – травы; 4 – сфагновые мхи, 5 – зеленые мхи; 6 – угли; 7 – криптогефа.

новок получают более «тяжелую» изотопную запись кислорода [25]. Возможно, эффект сильного испарения в условиях жаркого лета сыграл большую роль в обогащении целлюлозы «тяжелым» кислородом. Скорее всего, зимние осадки были незначительными, что также могло способствовать накоплению тяжелых изотопов, поскольку снег всегда имеет более легкий изотопный состав кислорода, чем дождь [10]. В середине этого периода повторяемость зимних циклонов, идущих с моря и приносящих снегопады, снижалась, поскольку активизировался Сибирский антициклон, о чем свидетельствуют записи K^+ в ледяном керне Гренландии [35].

Вода в водоеме стала хуже прогреваться в фазу обводнения водоема 9070–8455 л.н. Створки диаграммы имеют следы растворения, чему обычно способствует высокое содержание Ca в воде. Особенно сильно это явление наблюдается на дне водоемов, где происходит накопление Ca и SiO_2 [5]. Присутствие *Eunotia arcus*, *E. arcubus*, *Gomphonema acuminatum* указывает на повышенную жесткость воды в водоеме. По-видимому, обводнение привело к активному дренированию древних базальтовых потоков и изменению гидрохимического режима грунтовых вод. Целлюлоза в торфе (инт. 1.95–2.10 м) обогащалась тяжелым изотопом кислорода.

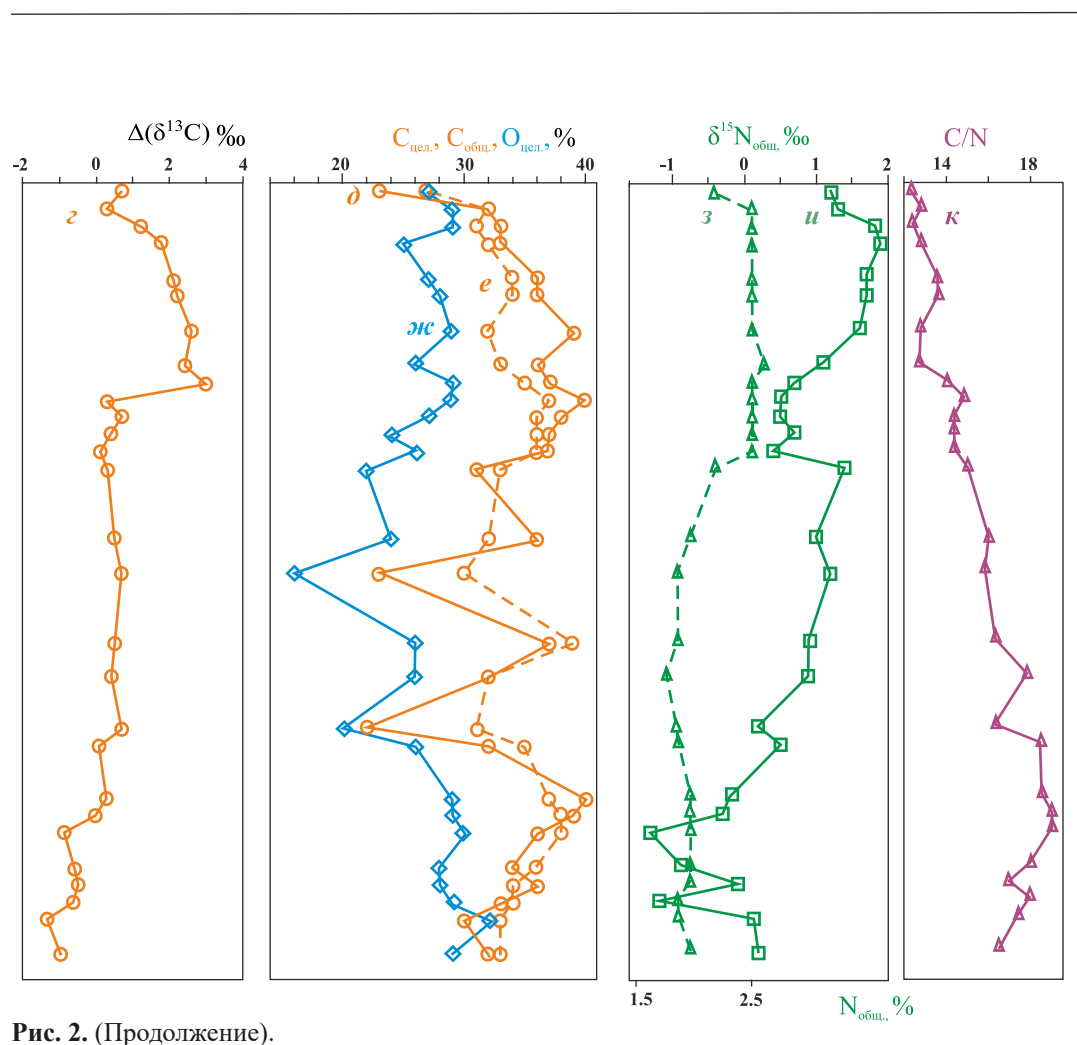


Рис. 2. (Продолжение).

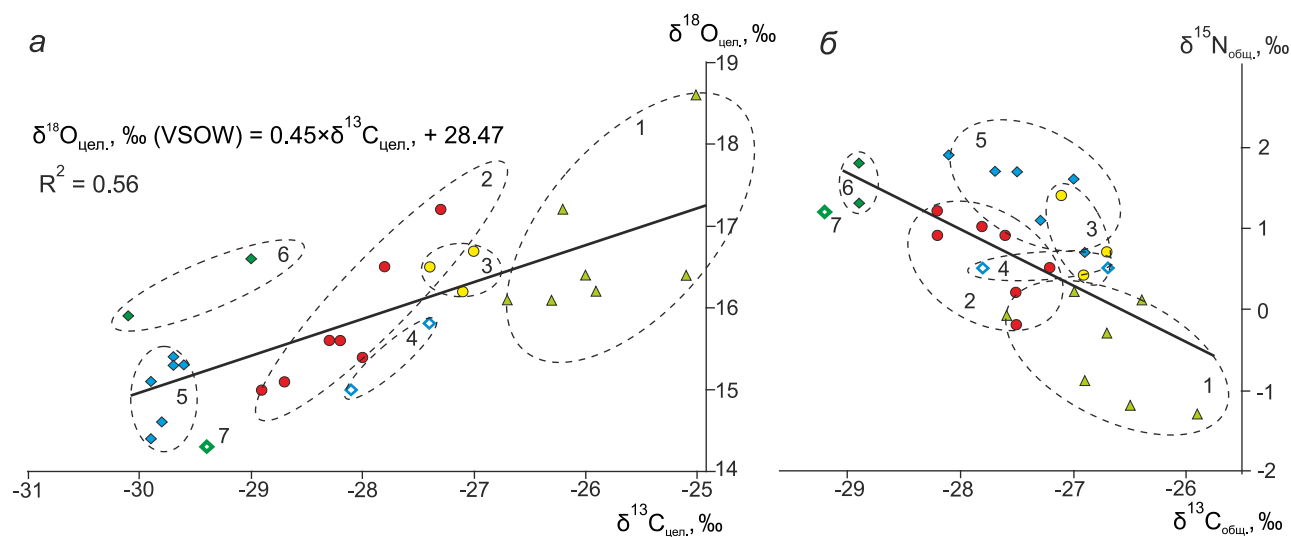
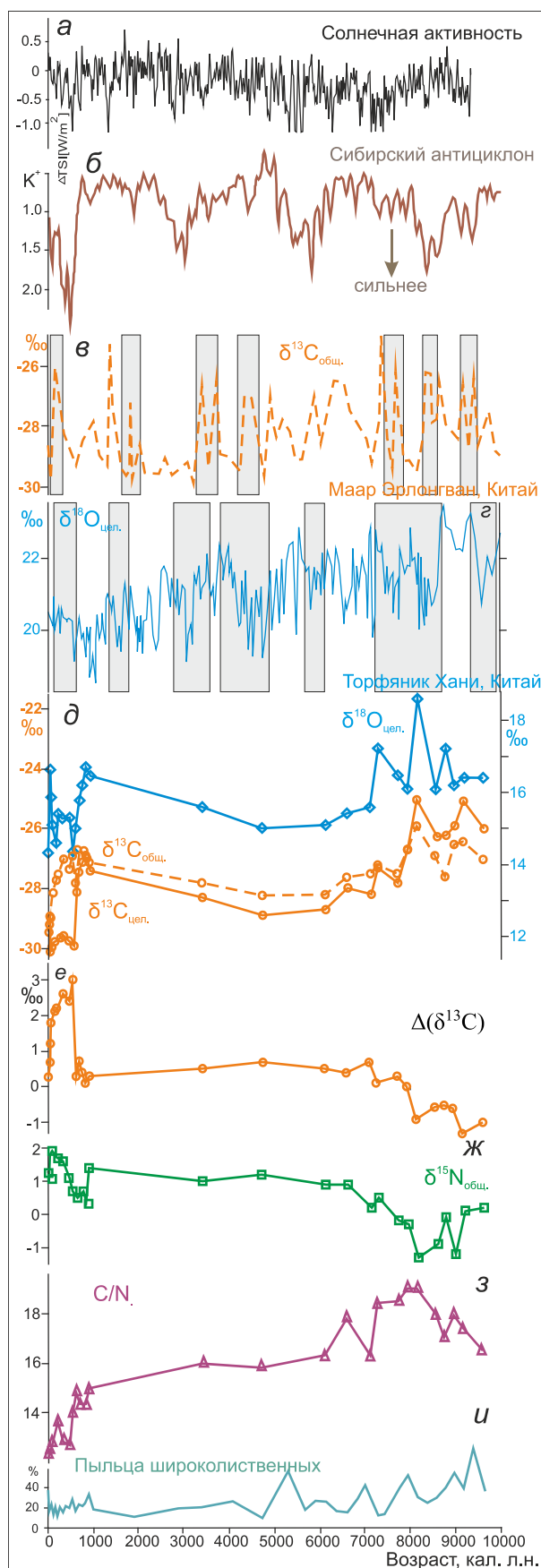


Рис. 3. График зависимости: а – значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$ – $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ в целлюлозе; б – значений $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$ в органических отложениях палеозера и торфяника по его обрамлению, Шуфанское плато.

1 – ранний–начало среднего голоцена, 2 – средний и поздний голоцен до последней 1000 лет, 3 – малый оптимум голоцена, 4 – переход от малого оптимума к малому ледниковому периоду, 5 – малый ледниковый период, 6 – XX век, 7 – XXI век.



На графике вертикального распределения $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ по разрезу (рис. 2) хорошо выделяется два пика с повышением значений и три с понижением этой величины. Первый положительный пик значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ (+17.2‰) определен для торфа (инт. 2.00–2.05 м), образованного 8870–8660 кал. л.н. В это время условия стали более прохладными, о чем свидетельствует находка *Sphagnum lindbergii* и увеличение доли арктобореальных диатомей (до 17.2 %). По-видимому, утяжеление изотопного состава кислорода вызвано не изменением температуры, а другими факторами. В это время стали более контрастными условия увлажнения: повышение доли планктонных видов диатомей (с 4.9 до 9.8 %) говорит об обводнении котловины озера после прохождения тайфунов, а рост доли почвенных видов (с 0.9 до 5.4 %) – об увеличении длительности сухих сезонов. Возможно, стало меньше зимних осадков. В этот период происходила перестройка атмосферной циркуляции от слабого проявления Сибирского антициклона к его активизации [35]. На изотопной кривой для торфяника Хани в это время также отмечен резкий положительный пик значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ [23]. Изотопный сигнал углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$) указывает на незначительное снижение обводнения.

Второй пик с максимальными значениями $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ + 18.6 ‰ и повышение $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$ до –25 ‰ зафиксированы для образца, залегающего на глубине 185–190 см. Торф образовывался в более прохладных условиях 8250–8040 кал. л.н., о чем свидетельствует исчезновение *Eunotia monodon* var. *tropica*. Минимум содержания пыльцы широколиственных отмечен в торфе, накопление которого происходило 8455–8250 кал. л.н. (рис. 4). Похолодание сопоставляется с событием 8200 кал. л.н. [44]. Глобальное холодное событие выделяется около 8300–8100 кал. л.н., когда зафиксирован минимум солнечной активности [51]. В изученном разрезе в этом слое сфагнового торфа еще более возрастает количество створок диатомей со следами растворения, увеличивается доля сохранив-

Рис. 4. Распределение значений изотопного состава углерода и кислорода в органических отложениях палеоозера Шуфанского плато в голоцене и сравнение с палеоклиматическими данными.

а – солнечная активность [48]; *б* – интенсивность Сибирского антициклона, восстановленная по содержанию K^+ в ледяном керне, Гренландия [35]; *в* – распределение $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ в торфянике Хани, северо-восточный Китай [23]; *г* – распределение $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$ в отложениях маара Эрлонгван, северо-восточный Китай [56], серыми полосами выделены похолодания; *д-ж* – распределение $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$, $\Delta(\delta^{13}\text{C})$, $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$; *з* – C/N общего органического вещества; *и* – содержание пыльцы широколиственных видов [44].

шихся центральных полей крупных створок рода *Pinularia*. Возможно, этому способствовали гидрохимические характеристики грунтовых вод. Распределение изотопов в этом слое торфа может свидетельствовать об интенсивном микробном потреблении легких изотопов в процессе минерализации ОВ. Степень разложения торфа увеличилась на 10 % (до 70 %). Кульминация Сибирского антициклона в это холодное событие [35], а, следовательно, снижение количества зимних осадков в питании поверхностных вод на юге Приморья, также могло способствовать накоплению тяжелых изотопов кислорода в целлюлозе.

Пики значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ в отложениях палеоозера Шуфанского плато хорошо сопоставляются с ходом детальной кривой распределения стабильных изотопов кислорода во времени, полученной для холодного события в торфянике Хани [23]. На примере этого разреза показано, что похолодание было неоднородным во времени: на кривой $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ хорошо выделяются три понижающих пика в интервалах 8.6–8.48, 8.4–8.25, 8.25–8.19 тыс. кал. л.н., фиксирующих снижения температуры разной интенсивности, связанные с уменьшением солнечной активности. Кривая значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ для торфяника Шуфанского плато имеет меньшую детальность, но и здесь отмечен минимум около 8660–8455 кал. л.н. Данные по $\delta^{13}\text{C}$ торфяника Хани свидетельствуют, что на фоне более низкой температуры 8.4–8.3 кал. л.н. снижалось и увлажнение, что могло быть результатом более слабой активности летнего муссона Восточной Азии [24]. В интервале 8.19–7.7 тыс. кал. л.н. для торфяника Хани выделяется положительный пик значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$, который, вероятно, зафиксирован в разрезе Шуфанского плато, изученном с меньшим временным разрешением. Как и на северо-востоке Китая, изотопные соотношения здесь отражают комбинированные климатические сигналы, возникающие под воздействием нескольких факторов.

Содержание углерода в торфе, накапливающемся в этих условиях, увеличилось до 38 %. Зафиксировано незначительное обогащение образцов тяжелыми изотопами углерода (рис. 2). Резкий переход $\Delta(\delta^{13}\text{C}) = \delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$ зафиксирован на глубине 180 см, где эта величина меняется с отрицательных значений на положительные (рис. 2, табл.). Вероятно, это отражает различную активность метаногенеза и минерализацию органического вещества.

Для сфагнового торфа, залегающего в нижней части разреза, определены наиболее низкие содержания азота и низкие значения $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$ (рис. 2), что типично для экосистем с преобладанием мхов, для которых характерно низкое поступление азота из атмосферных

осадков [13, 20, 28, 52]. Особенно сильное обеднение органического вещества тяжелым изотопом азота ^{15}N зафиксировано в торфе, который накапливался около 9070–7630 кал. л.н. (до -1.3 ‰). Два минимума значений $^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$ (9070–8870 кал. л.н., 8250–8040 кал. л.н.), возможно, объясняются развитием симбиотических грибов, которые активно поглощают легкий изотоп азота ^{14}N , поставляемый растению-хозяину [47], за счет чего изотопный состав азота ОВ мог становиться легче. Соотношение C/N в нижней части торфяника наиболее высокое и достигает 19, т.е. максимальных значений для разреза, что отвечает средней степени разложения торфа с обилием сфагновых мхов. Можно предположить, что углерод сохранялся в растительной биомассе, о чем свидетельствует его высокое содержание в общем ОВ и целлюлозе (рис. 2).

Средний-поздний голоцен – до малого оптимума. В среднеголоценовом торфе, сложенном, в основном, остатками пушицы и осок, значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ отвечают более теплым условиям с тенденцией к понижению температуры к концу периода и в позднем голоцене и являются температурным сигналом, как и в торфянике Хани [23] и отложениях маара Эрлонгван (Erlongwan) [56] на северо-востоке Китая. Со среднего голоцена изотопный состав углерода целлюлозы в изученном разрезе стал более легким, чем в общем углероде (рис. 2, 3). Возможно, это объясняется тем, что на болоте стали преобладать сосудистые растения. Пик снижений значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$ (7840–7630 кал. л.н.) близок к холодному сухому событию 7800–7400 кал. л.н., выделенному для отложений маара Эрлонгван, в том числе по снижению общего углерода и записи $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$ [56]. В изученном разрезе в этом временном интервале отмечена тенденция к снижению содержания $\text{C}_{\text{общ.}}$ и $\text{C}_{\text{цел.}}$.

По биостратиграфическим данным климатические условия на Шуфанском плато изменились ~7630 кал. л.н. Смена сфагновых мхов на гидрофильные зеленые *Callierginella cuspidata* около 7630–7490 кал. л.н., предпочитающие более эвтрофные местообитания, указывает на застойный режим, а исчезновение кладоцер и раковинных амеб [44] свидетельствуют о падении уровня палеоозера. Повидимому, это связано с перестройкой атмосферной циркуляции. Данные по региону свидетельствуют, что летний муссон стал интенсивным [30, 33, 55]. Усилилось и влияние моря на ландшафты плато – в это время уровень моря стал близок к современному [7]. В результате быстрой ингрессии морских вод в долину р. Раздольной образовался глубоко вдающийся в сушу залив. Расстояние от палеоозера до моря сократилось с 45 до 18 км, а на пике трансгрессии береговая линия

в вершине Амурского залива находилась в 30–40 км вглубь суши от современного положения [7]. Вероятно, контраст между зимними и летними температурами уменьшился. В питании котловины с палеозером должно было усилиться влияние атмосферных осадков, сформированных над океаном, которые имеют более «тяжелый» изотопный состав [10–12], но накопления тяжелых изотопов кислорода и углерода в целлюлозе не зафиксировано.

Около 7490–7060 кал. л.н. уровень водоема резко упал, на осушенных участках стало развиваться гипновое болото. Большая часть временного интервала совпадает с периодом снижения солнечной активности [48]. Среди диатомей увеличилась доля видов, способных развиваться на временных осушках и в почвах (до 14.4 %). Гидрологический режим был застойным, о чем свидетельствует ботанический состав торфа, содержания кислорода в целлюлозе снижались. Преобладание анаэробных условий и анаэробной деградации ОВ приводило к уменьшению значений $\delta^{13}\text{C}$ [4]. Смена топяных осок на виды, образующие кочки, свидетельствует, что увлажнение котловины стало резко переменным в разные сезоны. Резкое увеличение степени разложения торфа с ~7340 кал. л.н. свидетельствует о потеплении. В это время увеличился поток солнечной радиации [48]. Повышение температур сопровождалось более интенсивным испарением. Уровень мелководного озера мог иметь сильную сезонную изменчивость и падать в засушливые сезоны. Снижение значений $\delta^{13}\text{C}$ в торфе может быть связано с увеличением доли травянистой растительности в составе растений-торфообразователей [2] и гипновых мхов, для которых также характерен более легкий изотопный состав углерода [40]. Обогащение тяжелым изотопом кислорода происходило в середине этого периода 7340–7210 кал. л.н., что совпадает по времени с положительными пиками значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ в разрезе торфяника Хани [23], здесь же зафиксировано небольшое обогащение целлюлозы тяжелым изотопом углерода, что выражено в отложениях маара Эрлонгван [56].

Значения $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$ становятся положительными, растения обогащаются тяжелым изотопом азота. Резко увеличивается степень разложения торфа. Среди растений-торфообразователей появляются пирогенные индикаторы *Betula ovalifolia* и *Ledum hypoleucum*, находки частиц микроугля подтверждают прохождение пожаров. На этом временном рубеже снижается содержание углерода (до 31 %) и величина C/N (до 16.3). В питании торфяника преобладали грунтовые воды.

Содержание $\text{O}_{\text{цел.}}$, $\text{C}_{\text{цел.}}$ и $\text{C}_{\text{общ.}}$ резко снижается в торфе, который накапливался в конце стадии сущест-

вования зеленомошного болота (7210–7060 кал. л.н.). Степень разложения растительных остатков в это время снижалась. Появление эвтрофных сфагновых мхов (*S. fallax*, *S. inundatum*) говорит об увеличении минерализации грунтовых вод. Отмечено облегчение изотопного состава кислорода и незначительное – углерода. Отрицательный пик значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$ отмечен и для отложений маара Эрлонгван [56].

В травяном торфе и торфе с остатками древесных и кустарников, который накапливался в дальнейшем в среднем и позднем голоцене до малого оптимума, распределение значений изотопов кислорода и углерода достаточно равномерное. Резкое снижение содержания кислорода и углерода в целлюлозе и углерода в общем ОВ ($\text{O}_{\text{цел.}}$, $\text{C}_{\text{цел.}}$ и $\text{C}_{\text{общ.}}$) отмечено для осок торфа, образованного 5050–4410 кал. л.н. На болоте была распространена кустарниковая береза, часто проходили пожары. Зольность торфа повысилась. Увеличение минеральной примеси могло происходить за счет усиления плоскостного смыва во время сильных тайфунов, периодически приносящих залповые осадки и проходивших на фоне более сухих условий. Проявление отдельных экстремальных ливней в этот период фиксируется и в озерных отложениях п-ова Песчаный [9]. В этот временной интервал выделено глобальное холодное событие 4800–4600 кал. л.н. [51]. Изотопный состав кислорода и углерода мало менялся, как и содержание азота и $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$, климатических сигналов не зафиксировано.

Значения $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$ увеличиваются до 0.9 ‰. Обогащение органического вещества ^{15}N обычно наблюдается при преобладании среди болотной растительности сосудистых растений, которые, как правило, подвергаются более интенсивному разложению [13, 38]. Около 6010 кал. л.н. одним из основных торфообразователей стал багульник, что указывает на снижение увлажнения и высокую повторяемость пожаров. Торф имеет высокую степень разложения. Засушливые условия 5540–3050 кал. л.н. привели к развитию на болоте кустарникового яруса из березы овалнолистной, для этого времени также были характерны пожары. В торфе снижается содержание углерода (до 30 %), а содержание азота увеличивается до 2 %. Общее ОВ стало более обогащено тяжелым изотопом азота – значение $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$ достигло 1.2 ‰. Понижение уровня грунтовых вод в сухие сезоны могло способствовать аэробному разложению ОВ. В таких условиях наблюдается и утяжеление изотопного состава углерода [3]. В бореальных торфяниках падение уровня грунтовых вод увеличивает потоки N_2O , поскольку усиливается нитрификация, что стимулирует минерализацию азота из органиче-

ского вещества [13]. Показатель C/N уменьшился до 15.8. Снижение обводнения котловины с 3050 кал. л.н. в условиях уменьшения количества атмосферных осадков и более низкого температурного фона, вероятно, было причиной почти уничтожения кустарникового яруса и развития осокового болота с доминированием *Carex appendiculata*. Возможно, был перерыв в торфонакоплении. Интенсивность летнего муссона ослабла [15, 32].

Малый оптимум голоцена. Для торфа, образованного 940–720 кал. л.н., отмечено «утяжеление» изотопного состава кислорода и углерода (рис. 2), что отвечает более теплым и влажным условиям. Одним из факторов утяжеления изотопного состава углерода [3] могли быть сильные палеопожары накануне и в начале выделенного периода. Содержание углей составляет 5–10 %. Торф имеет лучшую сохранность – резко снижается степень разложения органических остатков за счет быстрого захоронения – скорости торфонакопления возрастали до 0.7 мм/год. Увеличивается содержание углерода (33–36 %) и азота (2.2–2.5 %), отношение C/N снижается от 15 до 14.4, продуктивность болота стала высокой. Значение $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$ увеличивается в начале этапа до 1.4 ‰, затем резко падает до 0.4 ‰, т.е. растения стали обогащены более легким изотопом азота.

Среднегодовая температура в регионе была на 1 °C выше современной [23]. Количество атмосферных осадков резко увеличилось. Период засух на плато закончился ~1075 кал. л.н., а интенсивное обводнение котловины началось с 940 кал. л.н. Именно в это время (940–865 кал. л.н.) в лесной растительности наибольшее развитие получали широколиственные породы [44]. Сибирский антициклон был ослаблен [35] и не препятствовал перемещению влажных воздушных масс с океана на континент, количество осадков увеличивалось как в холодный, так и теплый сезоны. Сильные наводнения, связанные с прохождением тайфунов, происходили в бассейнах рр. Раздольная, Бикин, Усури [8].

При переходе к малому ледниковому периоду (720–580 кал. л.н.) хорошо прослеживается тенденция к накоплению в целлюлозе торфа более легких изотопов. Разница значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$ составляет 1.1 ‰, $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$ – до 1.1 ‰, а по $\delta^{18}\text{O}$ – до 1.7 ‰. Значение $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$ остается низким. Поступавшая в обилии атмосферная влага, а, следовательно, и грунтовые воды были обеднены тяжелым изотопом азота.

Малый ледниковый период. Состав изотопов кислорода и, особенно, углерода в целлюлозе становится более легким. Возможно, этому способствовало увеличение атмосферных осадков и снижение испарения.

По современным данным в относительно влажные годы в континентальных горных районах Приморья природные воды по изотопному составу легче, чем на побережье [12]. Легкий состав изотопов в изученном торфе, возможно, свидетельствует и о том, что увеличивалось количество зимних осадков, а, следовательно, их доля в питании поверхностных и грунтовых вод, которые потребляли болотные растения. Вероятно, большую роль играло и похолодание. Например, на юге Дальнего Востока в природных водах от южных к северным районам отмечено облегчение изотопного состава кислорода [10]. Влияние увеличения вклада снега на снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ озерной воды отмечено в записи значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ в озерных осадках Камчатки [22].

На кривой распределения значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ по возрасту (рис. 4) хорошо выделяются два минимума (580–510 кал. л.н.; 200–150 кал. л.н.), как и в торфянике Хани [23]. Первый совпадает по времени с минимумом солнечной активности Вольфа, второй – с минимумом Дальтона [51]. В Китае среднегодовая температура упала на 1.8 °C [16]. Первое похолодание привело к более широкому распространению на болоте сфагновых мхов. Сибирский антициклон в это время чрезвычайно усилился [35], вероятно, снижались зимние осадки. Климатические условия были нестабильными.

Снижение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$ также наблюдается в торфе, образованном около 580–510 кал. л.н. В разрезе маара Эрлонгван снижалось $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$ [56]. Закономерность уменьшения содержания изотопа ^{13}C в целлюлозе растительных тканей сосудистых растений отмечена при увеличении количества осадков [1, 50]. В холодных и влажных условиях при быстром захоронении снижалась активность микроорганизмов, потреблявших более легкий изотоп углерода (^{12}C) [47].

В торфе малого ледникового периода, где в целом повышено содержание сфагновых мхов (*Sphagnum* sect. *Cuspidata*, *S. fallax*), зафиксирована наибольшая разница $\Delta(\delta^{13}\text{C})$, равная 2.2–3 ‰ (рис. 2). Состав углерода целлюлозы становится более легким, чем изотопный состав общего углерода. Возможно, обогащение целлюлозы легким изотопом углерода, который усваивается первым, объясняется быстрым захоронением. В условиях увеличения количества атмосферных осадков в общем ОВ увеличилась доля водной органики, включающей погруженные растения и фитопланктон. В торфе обнаружены конидии гриба-сапрофита *Ceratosporium*, десмидиевые (*Closterium* sp.) и зеленые (*Pediastrum* sp.) водоросли, а также зоопланктон, дававшие вклад в общий ОВ. Вероятно, присутствие наряду с растениями СЗ водо-

рослей может определять низкую величину соотношения C/N при более легких значениях $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$ [4].

Высокие значения $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$ (до 1.9 ‰) зафиксированы в образцах торфа на глубине менее 55 см, который накапливался в последние 480 лет. Обычно, обогащение ОВ торфа тяжелыми изотопами азота ^{15}N проявляется в более теплые фазы при ускоренных темпах разложения торфа [13, 21]. В нашем разрезе это зафиксировано в торфе малого ледникового периода, что явно противоречит установленным закономерностям. Возможно, в верхней части разреза, где разложение торфа невысокое, есть примесь органического вещества, поставляемого плоскостным смывом во время сильных ливней. Часть органики имеет водное происхождение, фиксации азота способствовала и микробиологическая деятельность. Причиной может быть и изменение состава грунтовых вод. В составе торфообразующих растений вновь появляется мох *Calliergonella cuspidata*. На примере торфяника Игарки было отмечено, что в торфяном слое с доминированием *C. cuspidata* резко увеличивается содержания азота, повышаются значения $\delta^{15}\text{N}$ и уменьшается содержание ^{13}C [38]. В изученном нами торфе отмечена тенденция к снижению содержания углерода при стабильном содержании азота (2.5–2.6 ‰) и низкое соотношение C/N, что, возможно, отражает высокую продуктивность болотных растений [41]. Скорости торфоаккумуляции увеличились (до 1.25 мм/г).

Текущий теплый период. В кровле торфяника изотопный состав кислорода становится более «тяжелым», что отвечает историческому потеплению (XX век), а на поверхности дернины значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ снижаются, как и содержания кислорода в целлюлозе. Облегчение изотопного состава кислорода целлюлозы может происходить за счет удлинения вегетационного сезона, когда при более раннем наступлении весны болотные растения могут больше использовать талую воду с низким содержанием $\delta^{18}\text{O}$ [17]. В кровле разреза облегчение изотопного состава углерода, вероятно, имеет антропогенную причину (эффект Зюсса) и согласуется с тенденцией снижения значений $\delta^{13}\text{C}$ в атмосферном CO_2 в индустриальный период [26]. Падает и отношение C/N (до 12.3), в основном, за счет уменьшения содержания углерода ($\text{C}_{\text{общ.}}$ 27 ‰ и $\text{C}_{\text{цел.}}$ 23 ‰). Возможно, как и в Западной Сибири [19], это свидетельствует о снижении способности торфяника поглощать углерод.

Тренды изотопного состава. На парных диаграммах значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$ – $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$ – $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$ возрастные группы торфа хорошо разделены и лежат вдоль трендов, в целом, последовательно по времени образования (рис. 3). В целлюлозе от древних отло-

жений к молодым наблюдается снижение $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ (рис. 3, а), т.е. происходит обеднение целлюлозы тяжелыми изотопами углерода и кислорода по мере перехода от сфагнового торфа, накопившегося в обводненных условиях, к гипновому и древесно-травяному, образование которых шло в условиях резко переменного сезонного увлажнения, до преимущественно травяного торфа. Эта закономерность несколько нарушалась в малом оптимуме голоцена, когда целлюлоза обогащалась тяжелыми изотопами, возможно, за счет эффекта повышения температуры, а при переходе к малому ледниковому периоду отмечен резкий тренд на их снижение. В условиях потепления в XX веке целлюлоза обогащалась тяжелым изотопом кислорода, а в поверхностном торфе значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ резко снизились. В общем ОВ (рис. 3, б) отмечен тренд от древних к молодым на обогащение тяжелым изотопом азота и снижение тяжелого изотопа углерода. Этот график также показывает, что в малом оптимуме голоцена изотопный состав общего углерода становится тяжелее, а малый ледниковый период характеризуется повышенным содержанием тяжелого азота (^{15}N). Торф, который накапливался в XX–XXI вв. характеризуется резким облегчением состава общего углерода и азота.

ВЫВОДЫ

Анализ вертикального распределения в разрезе озерно-болотных отложений значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$ и $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$ позволяет говорить о существенных изменениях стабильных изотопов в целлюлозе и общем органическом веществе с раннего голоцена до современности. Наибольшая изменчивость изотопного состава наблюдается в отложениях раннего голоцена и в торфе, образованном в последнюю тысячу лет. Установлена корреляционная связь значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$, закономерно меняющихся в разновозрастных генерациях торфа, и обратная зависимость значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$ и $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$.

В сфагновом торфе, накопление которого происходило в раннем голоцене, на фоне повышенных значений тяжелых изотопов кислорода и углерода отмечены отрицательные пики, приуроченные к похолоданиям, и положительные пики – к более теплым эпизодам при повышении солнечной активности, в это время в водном балансе снижалась роль зимних осадков в условиях активизации Сибирского антициклона. Здесь зафиксированы наиболее низкие содержания азота и минимумы значений $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$, соотношение C/N наиболее высокое, углерод сохранялся в растительной биомассе в сильнообводненных условиях и при быстром захоронении.

В начале среднего голоцена при падении уровня озера и формировании водоема с застойным режимом и сезонными осушками, развитии зеленых мхов среди бриофитов и травянистого яруса отмечено облегчение изотопного состава углерода. Положительный пик значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ с некоторым обогащением тяжелым углеродом 7340–7210 кал. л.н. отвечает фазе повышенной солнечной активности. Значения $\delta^{15}\text{N}$ стали положительными при смене растений-торфообразователей и развитии на болоте сосудистых растений.

В торфе, который накапливался до малого оптимума, нет резких вариаций в изотопном составе кислорода, углерода и азота. Резкое падение содержаний $\text{O}_{\text{цел.}}$, $\text{C}_{\text{цел.}}$ и $\text{C}_{\text{общ.}}$ за счет увеличения минеральной примеси отмечено в осоковом торфе, образованном в похолодание 5050–4410 кал. л.н. В это время на фоне более сухих условий происходили сильные тайфуны.

Утяжеление изотопного состава кислорода и углерода в торфе, образованном в малый оптимум голоцена (940–720 кал. л.н.), соответствует более теплым условиям. Возросло содержание азота. Более легкий изотопный состав кислорода и углерода в торфе малого ледникового периода связан с более холодными условиями, снижением испарения и увеличением атмосферных осадков, в том числе зимних. Отрицательные пики значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$ коррелируются с минимумами солнечной активности Вольфа и Дальтона. Более легкий изотопный состав углерода целлюлозы по сравнению с изотопным составом углерода в общем ОВ отмечен для холодных условий с увеличением увлажнения. Возможно, в общем органическом веществе увеличилась доля водной органики, включающей погруженные растения, фито- и зоопланктон. В торфе этого возраста отмечено утяжеление изотопного состава азота.

В отложениях, образованных в прогрессирующее потепление XX века, повышены значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{цел.}}$, а в кровле дернины, образованной в последние десятилетия, наблюдается резкое их снижение. Уменьшение значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{цел.}}$ и $\delta^{13}\text{C}_{\text{общ.}}$, скорее всего, имеет антропогенную причину. Отмечено более низкое содержание азота, низкие значения $\delta^{15}\text{N}_{\text{общ.}}$ и отношения C/N. Уменьшение содержания углерода, вероятно, свидетельствует о снижении способности торфяника поглощать углерод. Возможно, эта тенденция продолжится и в условиях современного потепления. Изменение значений $\delta^{15}\text{N}$ и отсутствие какой-либо корреляции с показателями разложения торфа (C/N) говорят о том, что нельзя утверждать, что доминирующим фактором фракционирования азота является микробное разложение, необходимо учитывать другие влияющие факторы, такие как кли-

матические и гидрологические условия, изменения в растительных сообществах.

Исследование выполнено при поддержке гранта Минобрнауки РФ (Соглашение № 075-15-2024-554 от 24.04.2024).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бляхарчук Т.А., Симонова Г.В., Ветрова О.В. Вариативность отношения стабильных изотопов углерода в пылице // Изв. ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2015. Т. 326, № 11. С. 128–134.
2. Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н., Блудушкина Л.Б., Васильчук Ю.К. Стабильные изотопы кислорода, водорода и углерода и возраст палеозоя близ поселка Елецкий, северо-восток Большеземельской тундры // Арктика и Антарктика. 2017. № 4. С. 38–56. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2017.4.25087>.
3. Васильчук Ю.К., Белик А.Д., Буданцева Н.А., Геннадиев А.Н., Васильчук А.К., Васильчук Дж.Ю., Завгородняя Ю.А., Гинзбург А.П., Блудушкина Л.Б. Полициклические ароматические углеводороды и изотопы углерода в торфе миграционного бугра пучения (Большеземельская тундра) // Почвоведение. 2021. № 7. С. 787–805. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21070133>.
4. Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К., Васильчук Дж.Ю., Блудушкина Л.Б. Соотношение содержания углерода, азота и значения $\delta^{13}\text{C}$ в полигональных ландшафтах на побережье залива Онемен, Чукотка // Арктика и Антарктика. 2021. № 1. С. 47–64. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.0.0.33291>.
5. Диатомовый анализ. Кн. 1. Л.: Госгеоллитиздат, 1949. 237 с.
6. Копотева Т.А., Купцова В.А. Пирогенный фактор на маревых болотах Приамурья // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2011. № 3. С. 37–41.
7. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С., Разжигасева Н.Г., Волков В.Г., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Базарова В.Б., Макарова Т.Р. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене-голоцене // Вестн. ДВО РАН. 1997. № 3. С. 121–143.
8. Разжигасева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Корнюшенко Т.В., Ганзей К.С., Кудрявцева Е.П., Гридасова И.В., Клюев Н.А., Прокопец С.Д. Соотношение природных и антропогенных факторов в становлении ландшафтов бассейна реки Раздольная, Приморье // Изв. РАН. Серия географическая. 2020. Т. 84, № 2. С. 246–258. <https://doi.org/10.31857/S2587556620020119>.
9. Разжигасева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Арсланов Х.А. Озерные палеоархивы изменения природной среды полуострова Песчаный, Японское море (Южное Приморье) // Геосистемы переходных зон. 2023. Т. 7, № 4. С. 375–404. <https://doi.org/10.30730/gtr.2023.7.4.375-404>.
10. Харитонов Н.А., Челноков Г.А., Брагин И.В., Вах Е.А. Изотопный состав природных вод юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 2. С. 75–86.
11. Чудаева В.А., Чудаев О.В., Юрченко С.Г. Химический и изотопный ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $\text{D}/^{1}\text{H}$) состав грунтовых вод центрального и южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 6. С. 57–64.

12. Шамов В.В., Токарев И.В., Михайлик Т.А., Козачек А.В. Динамика изотопного состава (2H , 18O) вод малых речных бассейнов южного Сихотэ-Алиня в летне-осенний период // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2022. Т. 4. Вып. 2. С. 202–215. <https://doi.org/10.34753/HS.2022.4.2.202>
13. Andersson R.A., Meyers P., Hornibrook E., Kuhry P., Moërh C.-M. Elemental and isotopic carbon and nitrogen records of organic matter accumulation in a Holocene permafrost peat sequence in the East European Russian Arctic // J. Quaternary Sci. 2012. V. 27 P. 545–552. <https://doi.org/10.1002/jqs.2541>
14. Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. 2011. V. 6. P. 457–474. <https://doi.org/10.1214/ba/1339616472>
15. Chen R., Shen J., Li C., Zhang E., Sun W., Ji M. Mid- to late-Holocene East Asian summer monsoon variability recorded in lacustrine sediments from Jingpo Lake, Northeastern China // The Holocene. 2015. V. 25. P. 454–468.
16. Chu K.Z. A preliminary study on the climatic fluctuation during the last 2000 years in China // Scientia Sinica. 1973. V. 16, N 2. P. 226–256.
17. Cleary K.G., Xia Z., Yu Z. The growth and carbon sink of tundra peat patches in Arctic Alaska // J. Geophys. Research: Biogeosciences. 2024. V. 129. P. e2023 JG007890. <https://doi.org/10.1029/2023JG007890>
18. Damman A.W.H. Regulation of nitrogen removal and retention in Sphagnum bogs and other peatlands // Oikos. 1988. V. 51. P. 291–305.
19. Feurdean A., Galka M., Florescu G., Diaconu A.-C., Tant I., Kirpotin S., Hutchinson, S.M. 2000 years of variability in hydroclimate and carbon accumulation in western Siberia and the relationship with large-scale atmospheric circulation: A multi-proxy peat record // Quaternary Sci. Rev. 2019. V. 226. P. 105948. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.105948>
20. Francioso O., Montecchio D., Gioacchini P., Ciavatta C. Thermal analysis (TG-DTA) and isotopic characterization (^{13}C – ^{15}N) of humic acids from different origins // Applied Geochemistry. 2005. V. 20. P. 537–544.
21. Gao H., Fan Y., Wang G., Li L., Zhang R., Li S., Wang L., Jiang Z., Zhang Z., Wu J. et al. The sources of sedimentary organic matter traced by carbon and nitrogen isotopes and environmental effects during the past 60 years in a shallow steppe lake in Northern China // Water. 2023. V. 15. P. 2224. <https://doi.org/10.3390/w15122224>
22. Hammarlund D., Klimaschewski A., Amour N.A.S., Andrén E., Self A.E., Solovieva N., Andreev A.A., Barnekow L., Thomas W.D., Edwards T.W.D. Late Holocene expansion of Siberian dwarf pine (*Pinus pumila*) in Kamchatka in response to increased snow cover as inferred from lacustrine oxygen-isotope records // Global and Planetary Change. 2015. V. 134. P. 91–100. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.04.004>
23. Hong B., Liu C.Q., Lin Q.H., Shibata Y. Temperature evolution from the $\delta^{18}\text{O}$ record of Hani peat, Northeast China, in the last 14000 years // Science China. Seria D – Earth Sci. 2009. V. 52, N 7. P. 952–964, <https://doi.org/10.1007/s11430-009-0086-z>
24. Hong Y.T., Hong B., Lin Q.H. et al. Inverse phase oscillations between the East Asian and Indian Ocean summer monsoons during the last 12000 years and paleo-El Niño // Earth Planet Sci. Lett. 2005. V. 231. P. 337–346.
25. Jones M.C., Wooller M., Peteet D.M. A Deglacial and Holocene record of climate variability in south-central Alaska from stable oxygen isotopes and plant macrofossils in peat // Quaternary Sci. Rev. 2014. V. 87. P. 1–11.
26. Keeling C.D., Piper S.C., Bacastow R.B., Wahlen M., Whorf T.P., Heimann M., Meijer H.A.J. Atmospheric CO_2 and $^{13}\text{CO}_2$ Exchange with the Terrestrial Biosphere and Oceans from 1978 to 2000: Observations and Carbon Cycle Implications // EPRINTS-BOOK-TITLE. Groningen: University of Groningen, 2005. P. 83–113.
27. Keeling R.F., Graven H.D., Welp L.R., Resplandy L., Bi J., Piper S.C., Sun Y., Bollenbacher A., and Meijer H.A.J. Atmospheric evidence for a global secular increase in carbon isotopic discrimination of land photosynthesis // PNAS. 2017. V. 114. P. 10361–10366. www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1619240114
28. Kracht O., Gleixner G. Isotope analysis of pyrolysis products from Sphagnum peat and dissolved organic matter from bog water // Organic Geochemistry. 2000. V. 31. P. 645–654.
29. Kuhry P., Vitt D.H. Fossil carbon/nitrogen ratios as a measure of peat decomposition // Ecology. 1996. V. 77. P. 271–275.
30. Leipe C., Nakagawa T., Gotanda K., Müller S., Tarasov P. Late Quaternary vegetation and climate dynamics at the northern limit of the East Asian summer monsoon and its regional and global-scale controls // Quaternary Sci. Rev. 2015. V. 116. P. 57–17.
31. Leng M.J. Isotopes // Paleoenvironmental Research. Berlin: Springer, 2006. V. 10. 307 p.
32. Li C., Wu Ya., Hou X. Holocene vegetation and climate in Northeast China revealed from Jingbo Lake sediment // Quaternary Int. 2011. V. 229. P. 67–73.
33. Liu J., Chen J., Zhang X., Li Y., Rao Z., Chen F. Holocene East Asian summer monsoon in northern China and their inconsistency with Chinese stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ records // Earth Science Rev. 2015. V. 148. P. 194–208.
34. Loisel J., Garneau M., Hélie J. Sphagnum $\delta^{13}\text{C}$ values as indicators of palaeohydrological changes in a peat bog // Holocene. 2010. V. 20, N 2. P. 285–291. www.pnas.org/cgi/doi/10.1177/0959683609350389
35. Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karle W., Maasch K.A., Meeker L.D., Meyerson E.A., Gasse F., van Kreveland S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R.R., Steig E.J. Holocene climate variability // Quaternary Research. 2004. V. 62. P. 243–255.
36. McCarroll D., Loader N. J. Stable isotopes in tree rings // Quaternary Science Review. 2004. V. 23. P. 771–801.
37. McCrea J.M. On the isotopic chemistry of carbonates and palaeo-temperature scale // J. Chemical. Physic. 1950. V. 18. P. 849–857.
38. Novenko E.Yu., Prokushkin A., Mazei N., Zazovskaya E., Kupriyanov D. The mid- and late Holocene palaeoecology and hydroclimatic changes in Yenisei Siberia revealed by a high-resolution peat archive // Quaternary International. 2024. V. 682. P. 8–21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2024.01.013>
39. Preis Yu.I., Simonova G.V., Voropay N.N., Dyukarev E.A. Estimation of the influence of hydrothermal conditions on the carbon isotope composition in Sphagnum mosses of bogs of Western Siberia // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2018. V. 211. P. 012031. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/211/1/012031>

40. Price J.S., Edwards T.W.D., Yi Y., Whittington P.N. Physical and isotopic characterization of evaporation from Sphagnum moss // *J. Hydrology*. 2009. V. 369, N 1–2. P. 175–182.
41. Prokushkin A.S., Hagedorn F., Pokrovsky O.S., Viers J., Kirdeyanov A.V., Masyagina O.V., Prokushkina M.P., McDowell W.H. Permafrost regime affects the nutritional status and productivity of larches in central Siberia // *Forests*. 2018. V. 9. P. 314. <https://doi.org/10.3390/f9060314>
42. R Core Team. A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing. Vienna, 2012.
43. Rai S.K. Preliminary report of diatoms from Maipokhari Lake, Ilam, Nepal // *Our Nature*. 2005. V. 3. P. 26–30.
44. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Mokhova L.M., Kudryavtseva E.P., Belyanin P.S., Panichev A.M., Korniyushenko T.V., Kopoteva T.A., Klimin M.A., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Petrov A.Yu. Holocene mountain landscape development and monsoon variation in the southernmost Russian Far East // *Boreas*. 2021. V. 50, N 4. P. 1043–1058. <https://doi.org/10.1111/bor.12545>
45. Rubio M., Etheridge D., Thornton D., Howden R., Allison C., Francey R., Langenfelds R., Steele P., Trudinger C., Spencer D., Curran M., van Ommen T., Smith A. Revised records of atmospheric trace gases CO_2 , CH_4 , N_2O , and $\delta^{13}\text{C}\text{-CO}_2$ over the last 2000 years from Law Dome, Antarctica // *Earth System Science Data*. 2019. V. 11. P. 473–492. <https://doi.org/10.5194/essd-11-473-2019>
46. Schubert B.A., Lukens W.E., Moore C.S., Zimov N., Zimov S.A., Jahren A.H. Carbon and oxygen isotopes in mummified wood reveal warmer and wetter winters in the Siberian Arctic 3000 years ago // *Scientific Report*. 2024. V. 14. P. 17189. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-67947-1>
47. Skrzypek G., Paul D., Wojtun B. Stable isotope composition of plants and peat from Arctic mire and geothermal area in Iceland // *Polish Polar Research*. 2008. V. 29, N 4. P. 365–376.
48. Steinhilber F., Beer J., Fröhlich C. Total solar irradiance during the Holocene // *Geophysics Research Letters*. 2009. V. 36. P. L19704. <https://doi.org/10.1029/2009GL040142>
49. Urey H.C., Lowenstam H.A., Epstein S. and McKinney C.R. 1951. Measurement of palaeotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and Southeastern United States // *Geological Society American Bulletin*. 1951. V. 62. P. 399–416.
50. Wang G., Feng X., Hang J., Zhou L., Tan W., Su F. Paleovegetation reconstruction using $\delta^{13}\text{C}$ of soil organic matter // *Biogeosciences*. 2008. N 5. P. 1325–1337.
51. Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P., Jetel M. Structure and origin of Holocene cold events // *Quaternary Science Review*. 2011. V. 30. P. 3109–3123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.010>
52. Watmough S., Gilbert-Parkes S., Basiliko N., Lamit L.J., Lilleskov E.A., Andersen R., del Aguila-Pasquel J., Artz R.E., Benscoter B.W., Borken W., Bragazza L., Brandt S. M., Bräuer S.L., Carson M.A., Chen X., Chimner R.A., Clarkson B.R., Cobb A.R., Enriquez A.S., Zahn G. Variation in carbon and nitrogen concentrations among peatland categories at the global scale // *PLOS ONE*. 2022. V. 17(11). P. e0275149. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0275149>
53. Williams T.G., Flangan L.B. Effect of changes in water content on photosynthesis transpiration and discrimination against $^{13}\text{CO}_2$ and $\text{C}_{18}\text{O}_{16}\text{O}$ in *Pleurozium* and *Sphagnum* // *Ecologia*. 1996. V. 108. P. 38–46.
54. Yapp C.J., Epstein S. Climatic implications of D/H ratios of meteoric water over North America (9500–22000 B.P.) as inferred from ancient wood cellulose C-H hydrogen // *Earth Planet Sci. Lett.* 1977. V. 34. P. 333–350.
55. Yi S. Holocene vegetation response to East Asian monsoonal changes in South Korea // *Climate Change – Geophysical Foundation and Ecological Effects*. Rijeka: InTech, 2011. P. 157–178.
56. You H.T., Liu J.Q. High-resolution climate evolution derived from the sediment records of Erlongwan Maar Lake since 14 ka BP // *Chinese Sci. Bull.* 2012. V. 57. P. 3610–3616. <https://doi.org/10.1007/s11434-012-5244-6>

Рекомендована к печати И.Б. Цой
после доработки 09.04.2025 г.
принята к печати 28.04.2025 г.

**VARIATIONS IN ISOTOPIC COMPOSITIONS ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) OF PALEOLAKE
SEDIMENTS FROM THE SHUFAN PLATEAU AS INDICATORS OF ENVIRONMENTAL
CHANGES DURING THE HOLOCENE**

N.G. Razjigaeva^{a,b}, L.A. Ganzey^a, G.V. Simonova^c, T.A. Grebennikova^a, T.A. Kopoteva^d

^a*Pacific Geographical Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia;
e-mail: nadyar@tigdvo.ru*

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

^c*Institute of Monitoring of Climatic and Ecological System, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tomsk, Russia*

^d*Institute of Water and Ecology Problems, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia*

For the first time, isotopic compositions of total carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{total}}$) and nitrogen ($\delta^{15}\text{N}_{\text{total}}$) for organogenic deposits and isotopic compositions of oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$) with carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$) for cellulose from the Holocene organogenic deposits were studied for the southern Far East of Russia. The study focused on the section of lacustrine-boggy deposits of the Shufan Plateau (Southern Primorye), which accumulated during 9720 cal. yr BP. The greatest variability of isotope ratios was determined for the early Holocene and the last thousand years. Effects on the isotopic composition of such factors as hydroclimatic changes, including the dynamics of the hydrological regime of the paleolake around which a peat bog developed, the botanical composition of peat-forming plants, and peat accumulation rates were analyzed. An increase in moisture had different effects on isotopic fractionation in the peat composed of bryophytes and vascular plants. The age was determined and positive and negative peaks of stable isotope values were interpreted and compared with the data for the region. One of the leading factors of isotope fractionation was moisture changes associated with monsoon circulation. It is suggested that isotope ratios may be influenced by a decrease in lake depth, evaporation, and snow contribution to groundwater recharge. The comparison of $\delta^{13}\text{C}_{\text{total}}$, $\delta^{15}\text{N}_{\text{total}}$ records and C/N ratios down-section revealed periods with different degrees of organic matter degradation. Direct correlations were established for the $\delta^{13}\text{C}_{\text{cell}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{cell}}$ values and inverse correlations for the $\delta^{13}\text{C}_{\text{total}}$ and $\delta^{15}\text{N}_{\text{total}}$ values, which change regularly in different-age peat generations. Changes were identified in the isotopic composition of peat and turf formed after the Little Ice Age in warmer conditions and under increasing anthropogenic influence.

Key words: stable isotopes, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, peat-forming plants, monsoon circulation, Siberian High, cyclogenesis, southern Far East of Russia.