УДК 551.332.26:551.583

# ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ОЗЕРАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ СОСТОЯНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

# Э.П. Солотчина<sup>1</sup>, Е.В. Безрукова<sup>2,3,4</sup>, П.А. Солотчин<sup>1</sup>, О. Шток<sup>5</sup>, А.Н. Жданова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия <sup>2</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1a, Россия

<sup>3</sup> Институт археологии и этнографии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 17, Россия

<sup>4</sup> Иркутский научный центр СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 134, Россия

<sup>5</sup>Federal Research Centre for Cultivated Plants, Julius Kuhn-Institute (JKI), Institute for Group and Soil Science, Bundesallee 58, 38116 Braunschweig, Germany

Рассматриваются результаты минералого-геохимического и палинологического изучения позднеплейстоцен-голоценовых отложений оз. Арахлей, расположенного в Беклемишевской тектонической впадине на юге Витимского плоскогорья (Центральное Забайкалье). Методы исследований: рентгеновская дифрактометрия (XRD), ИК-спектроскопия, спорово-пыльцевой анализ, лазерная гранулометрия, радиоуглеродный (AMS) и элементный анализы. Установлено двучленное строение разреза осадков оз. Арахлей, вскрытых 128-сантиметровым керном. Отложения в слое 0-80 см — бескарбонатные, сложены преимущественно слоистыми силикатами (иллит-смектитами, иллитом, хлоритом, хлоритсмектитом, мусковитом, каолинитом) и органическим веществом (ОВ). Отложения в интервале глубин 80—128 см содержат Са-Мд аутигенные карбонаты (до 30 %) — Мд-кальциты и Са-избыточные доломиты. Впервые в отложениях озер Забайкалья обнаружен редкий в донных осадках минерал уэдделлит СаС<sub>2</sub>О<sub>4</sub> · 2Н<sub>2</sub>О. Выделены 4 этапа эволюции оз. Арахлей и его водосборного бассейна и соответствующие им палинозоны, отражающие развитие природной среды Беклемишевской котловины в позднем плейстоцене и голоцене. Проведенные исследования позволили воссоздать сложную историю оз. Арахлей за последние ~15 500 лет, которая следовала общим изменениям климата Северного полушария. Показано, что совместные исследования, объединяющие детальный анализ минеральных компонентов и спорово-пыльцевых комплексов озерных осадков, являются эффективным инструментом изучения влияния природно-климатических факторов на процессы континентального осадконакопления.

Донные отложения, поздний плейстоцен, голоцен, карбонаты, XRD анализ, ИК-спектроскопия, палинология, оз. Арахлей, Забайкалье.

## LATE PLEISTOSTENE–HOLOCENE SEDIMENTATION IN LAKES OF CENTRAL TRANSBAIKALIA: IMPLICATIONS FOR CLIMATE AND ENVIRONMENT CHANGES

## E.P. Solotchina, E.V. Bezrukova, P.A. Solotchin, O. Shtok, and A.N. Zhdanova

We present integrated mineralogical, chemical, and palynological data for Late Pleistocene–Holocene bottom sediments of Lake Arakhlei located in the Beklemishev tectonic basin in the southern Vitim Plateau (central Transbaikalia). The sediment samples were studied by X-ray diffractometry (XRD), Fourier-transform infrared (FTIR) spectroscopy, laser particle sizing, spore–pollen analysis, radiocarbon (<sup>14</sup>C AMS) dating, and XRF spectrometry. The cored 128 cm long section of lake sediments consists of two units: one is composed mainly of layered silicates (illite–smectite, illite, chlorite, chlorite–smectite, muscovite, and kaolinite) and organic matter (OM) but no carbonates from 0 to 80 cm and the other contains authigenic Ca–Mg carbonates (up to 30%) of Mg-calcite and excess-Ca dolomite from 80 to 128 cm. The sediments also contain a rare phase of weddellite CaC<sub>2</sub>O<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O discovered for the first time in Transbaikalian lakes. The evolution of Lake Arakhlei and its drainage basin comprised four stages, with pollen zones that mark the Late Pleistocene and Holocene climate history of the Beklemishev basin. The reconstructed history of Lake Arakhlei for the past ~15,500 years followed general climatic changes in the Northern hemisphere. Thus, integrated research, including detailed analysis of mineral components and spore–pollen assemblages in lake sediments, is a workable tool for studying climatic controls of continental sedimentation.

Bottom sediments, Late Pleistocene, Holocene, carbonates, XRD analysis, FTIR spectroscopy, spore–pollen analysis, Lake Arakhlei, Transbaikalia

#### введение

Осадкообразование в озерах, хотя и уступает по масштабам морскому [Лисицын, 1991, 2014], обладает рядом характерных черт, в частности, богатством новообразованных минеральных фаз, формирующихся за относительно короткое время в небольшом по площади и глубине бассейне. Озерный аутигенез является важной частью геохимического цикла, а структурные и кристаллохимические особенности продуктов аутигенного минералообразования представляют собой надежные индикаторы климатических обстановок, в которых этот процесс протекает. Существующие в настоящее время тенденции в изменении окружающей среды в различных регионах планеты, приводящие к катастрофическим последствиям для населения, ставят перед научным сообществом ряд задач, решение которых невозможно без климатического прогноза на ближайшее будущее. На Парижской климатической конференции в 2015 г. (СОР21) адаптация условий жизни людей к изменениям климата (фактическим и ожидаемым) была обозначена как одна из важнейших проблем современности. Глубокая озабоченность международного сообщества проблемой климатических изменений подтверждена на состоявшемся в 2017 г. Всемирном климатическом саммите СОР23 в Германии (Бонн).

Поскольку основной подход к разработке наиболее вероятных сценариев дальнейшей эволюции природной среды заключается в поисках аналогичных событий на протяжении прошлых геологических эпох, на первый план выхолит залача выявления объектов, представляющих собой палеоклиматические архивы. Оптимальными объектами для палеоклиматических реконструкций считаются голоценовые отложения современных систем небольших по размерам минеральных озер [Страхов и др., 1954; Лидер, 1986; Hammer, 1986; Last, 1990, 2002; Smoot, Lowenstein, 1991; Last, Ginn, 2005; Солотчина и др., 2008, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2017; Deocampo, 2010; Скляров и др., 2010а,б; Bertoni, 2011; Солотчина, Солотчин, 2014; Страховенко и др., 2015; Солотчин и др., 2017]. Во-первых, такие озера менее консервативны в сравнении с крупными водоемами, они отчетливо реагируют на короткопериодические флуктуации окружающей обстановки, в частности, на изменения климата и химического состава озерных вод. Во-вторых, отложения голоцена в этих бассейнах слабо затронуты постседиментационными изменениями, во многом сохранили свой первоначальный облик и относительно доступны в силу небольших глубин и размеров водоемов. В подавляющем большинстве публикаций реконструкция климатических изменений проводится в основном по результатам палинологического, а также диатомового анализов, распределения в осадочных разрезах макро- и микроэлементов, в то время как минералого-кристаллохимические исследования редки. Сказанное в полной мере относится к работам отечественных ученых. ведущих исследования донных отложений небольших озер на территории Сибирского региона [Andreev et al., 2002, 2004a,b; Blyakharchuk, 2003; Tarasov et al., 2007, 2009; Безрукова и др., 2008, 2011, 2017; Базарова и др., 2008, 2011; Bezrukova et al., 2010; Птицын и др., 2010, 2014; Дарьин и др., 2015; Хазин и др., 2016; и др.].

Изменения природной среды и климата, происходившие в голоцене на территории Забайкалья, не могли не отразиться на литолого-минералогических особенностях отложений местных водных бассейнов. В основе предлагаемого в настоящей статье подхода к реконструкциям палеоклимата лежит согласование результатов палинологического анализа датированных отложений с данными изучения вещественного состава осадков, в особенности аутигенных минеральных фаз и их кристаллохимических характеристик. Полученные сведения, дополненные результатами литологических, геохимических и других исследований, позволили с высокой степенью детальности восстановить региональную летопись климатических событий и динамику ландшафтов.

# СОВРЕМЕННЫЕ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА

Озеро Арахлей входит в Ивано-Арахлейскую систему озер, находящуюся на юге Витимского плоскогорья в межгорной Беклемишевской впадине на высоте 945–965 м между хребтами Яблоновый (на юго-востоке) и Осиновый (на северо-западе) и состоящую из шести сравнительно крупных (более 10 км<sup>2</sup>) и около 20 мелких (менее 1 км<sup>2</sup>) водоемов (рис. 1, *A*). Беклемишевская впадина, протяженность которой составляет порядка 130 км при ширине 3—15 км, сформировалась на раннемеловой стадии позднемезозойского этапа рифтогенеза и заполнена континентальными (вулканогенно-терригенными) отложениями мезокайнозойского возраста, залегающими на палеозойском кристаллическом фундаменте, местами — на преимущественно вулканогенных горных породах пермского и триасового возраста [Малая энциклопедия..., 2009; Ивано-Арахлейские озера..., 2013]. Сверху эта толща перекрыта четвертичными отложениями мощностью 15—20 м, представленными песчано-гравийными и глинистыми образованиями. Поскольку основную часть впадины занимают долина р. Хилок и группа озер, среди молодых отложений широко развиты аллювиально-озерные образования, представленные галечниками, песками, алевритами и глинами; в озерных осадках также распространены органоминеральные илы.



# Рис. 1. Местоположение оз. Арахлей.

A — расположение оз. Арахлей на территории Забайкальского края и в системе Арахлейских озер; Б — точка бурения керна вблизи современной береговой линии озера.

Озеро Арахлей является наиболее крупным и глубоким среди Ивано-Арахлейских озер, при этом оно занимает самое высотное положение в системе. Площадь его водной поверхности составляет около 58 км<sup>2</sup>, длина ~ 11 км, наибольшая ширина ~ 7 км, площадь водосбора — 256 км<sup>2</sup>. Средняя глубина озера — 10.5 м, тогда как максимальная глубина, которая отмечается в северо-восточной части водоема, достигает 19.5 м. Быстрое нарастание глубин прослеживается в северной части озера; в южной части дно пологое с постепенным углублением к центру бассейна. Климат в районе озера резко континентальный, средняя температура января составляет -25.9 °C, июля +15.3 °C, озеро большую часть года покрыто льдом. Среднегодовая сумма осадков составляет 343 мм, их основная доля (80—90 %) приходится на теплый период; среднегодовые температуры определяются зимними и изменяются от -4.5 до -0.9°C [Справочник..., 1968; Птицын и др., 2010, 2014]. Озеро имеет смешанный тип водного питания. В него впадают две небольшие реки — Домка и Грязнуха (Шаборта), которые вместе с талыми водами поставляют около половины суммарного притока [Решетова и др., 2013]. Остальной объем поступающих вод обеспечивают атмосферные осадки. Несмотря на приподнятое относительно других озер ивано-арахлейской группы положение, оз. Арахлей не имеет постоянного поверхностного стока. В особо многоводные годы из него вытекает ручей Холой, впадающий в оз. Шакшинское, также возможна потеря некоторого количества воды через подземный сток. Однако сток не является определяющим в расходной части водного баланса, составляя около 20 % [Решетова и др., 2013; Птицын и др., 2014]. Остальные 80 % расхода приходятся на испарение с поверхности водного зеркала, что предопределяет высокую чувствительность водоема к климатическим изменениям. По трофическому типу озеро является мезотрофным. Общая минерализация колеблется в пределах 115—150 мг/л (по более поздним данным -160—185 мг/л), вода слабощелочная гидрокарбонатная магниево-кальциевая, величина рН в разные годы изменяется в интервале 7.2—8.7 [Птицын и др., 2010, 2014].

Горно-котловинный рельеф является основой организации растительного покрова бассейна озера в высотных поясах. Склоны южной экспозиции крутые и сухие, склоны северной экспозиции пологие и более влажные. В растительности преобладают горно-таежные леса из лиственницы Гмелина Larix gmelinii, редко — с примесью ели Picea obovata. Небольшие площади заняты сосновыми Pinys sylvestris и березовыми лесами из Betula pubescens, B. pendula с лиственницей. По берегам озера распространены мезоксерофильные степи и участки лугово-болотной растительности. Кустарниковая растительность из ив Salix и кустарниковой березы Betula nana обычна для пологих склонов и речных русел [Ивано-Арахлейский заказник..., 2002].

таблица 1. псзультаты радноуглеродного датирования образцов керна Ат-2011											
Глубина, см	Материал	<sup>14</sup> С возраст, лет назад	Калиброванный возраст, лет назад	Доверительный интервал (68%), лет назад							
4.5	Древесина или кора	$115\pm39$	$140\pm99$	41—239							
55.5	Частицы углей и остатки растений	$3483\pm52$	$3764\pm 64$	3699—3828							
87	То же	$7626\pm65$	$8449\pm58$	8391—8507							
100	»	$8089\pm72$	$8984 \pm 138$	8846—9122							
123.5	Водный мох <i>Riccia</i> ?	$10446\pm55$	$12375\pm176$	12198—12551							
127.5	Семена Potamogeton	$12813\pm63$	$15312\pm255$	15056—15567							

averanaruara retunanauur afnesuan vanus Ar 2011

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Керн озерных отложений длиной 128 см, названный нами Ar-2011, был отобран в северо-восточной части озера, в точке с координатами 52°14'17.27" с.ш., 112°52'48.05" в.д. (см. рис. 1, Б). Интервал опробования составил 1 см для минералого-кристаллохимических исследований и 2 см — для палинологического анализа. Литолого-минералогическое изучение образцов проводилось комплексом методов. включающим рентгеновскую дифрактометрию (XRD), ИК-спектроскопию, лазерную гранулометрию и рентгенофлуоресцентный анализ, в «ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН» Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Рентгеновские исследования выполнены на дифрактометре ARL X'TRA (излучение CuK<sub>n</sub>). Для фазового анализа образцы были отсканированы в интервале от 2 до 65° (2O) с шагом 0.05° и временем сканирования в точке 3 с. Для моделирования XRD профилей глинистых минералов насыщенные этиленгликолем образцы были отсканированы в интервале от 2 до  $35^{\circ}$  (2 $\Theta$ ), с шагом  $0.05^{\circ}$  и временем сканирования в точке 32 с. Для моделирования XRD профилей карбонатной составляющей осадка сканирование проводилось в интервале от 29 до 32° (2Θ) с шагом 0.05° и временем сканирования в точке 15 с. Метод ИК-спектроскопии применялся для анализа кристаллохимических свойств карбонатов и определения их суммарного содержания в пробах с использованием калибровочных графиков [Солотчина, 2009]. ИК-спектры были записаны на спектрометре VERTEX 70 FT I. Образцы готовили методом прессования таблеток с КВг. Гранулометрический анализ терригенного компонента осадков проводился на лазерном микроанализаторе частиц Analysette 22 MicroTec с предварительным растворением карбонатов. Химический состав образцов определялся на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900-XP.

Шесть образцов были отобраны с различных глубин в керне Ar-2011 для радиоуглеродного датирования с использованием ускорительной масс-спектрометрии в Институте геологии и минералогии университета г. Кельна, Германия (табл. 1). Значения <sup>14</sup>С возраста затем были откалиброваны с использованием программы CalPal-2007 [Danzeglocke et al., 2008]. Согласно результатам <sup>14</sup>С датирования, отложения, вскрытые керном Ar-2011, начали накапливаться ранее 15 тыс. лет назад (рис. 2). Здесь и далее в тексте все возрастные оценки приведены в калиброванном летоисчислении до настоящего времени, где за настоящее время принят 1950 год.



Палинологический анализ проведен по стандартной методике [Berglund, Ralska-Jasiewiczowa, 1986] в ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Процентное соотношение пыльцевых таксонов рассчитывалось от суммы всех пыльцевых зерен, исключая пыльцу гигрофитов. Относительное обилие пыльцы гигрофитов и спор подсчитано от общей суммы всей пыльцы и спор. Спорово-пыльцевая диаграмма для отложений оз. Арахлей построена с использованием пакета программ Tilia/Tilia-Graph/TGView [Grimm, 2004] и подразделена на четыре локальные пыльцевые зоны методами визуального контроля и с применением CONISS [Grimm, 1987]. Расчет возраста границ пыльцевых зон проведен методом интерполяции между датированными горизонтами.

Рис. 2. Изменение возраста отложений оз. Арахлей с глубиной в керне Ar-2011.

Тоблино 1

С учетом интервала отбора образцов в 2 см временное разрешение полученной палинологической записи в среднем составляет около 230 лет.

Разнообразие полученных пыльцевых таксонов преобразовано в типы растительности согласно группировке, предложенной ранее [Tarasov et al., 2007]. Затем динамика лесного, тундрового, степного типов растительности использовалась для дополнительной характеристики изменений природной среды и климата в бассейне оз. Арахлей. Пыльца березы не поддавалась уверенному определению до уровня секций, поэтому представлена суммарно как пыльца рода *Betula*. Это суммарное значение и вводилось в суммы пыльцы растений тундрового и таежного типов.

# РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минералогический анализ. Донные отложения оз. Арахлей представляют собой преимущественно органогенно-глинистый ил, в разной степени насыщенный более крупным алевритовым и песчаным материалом, в нижней части разреза карбонатизированный. По соотношению различных компонентов (органогенных, терригенных, карбонатных) в разрезе можно выделить ряд интервалов, которые отвечают различным обстановкам осадконакопления. Содержание органического вещества (OB) имеет тенденцию к возрастанию от подошвы к кровле разреза. Заметные вариации его содержания происходят на глубинах: 84—128 см — 10—25 %; 70—80 см — 32—50 %; 45—70 см — 8—27 %; 0—45 см — 24—47 % (рис. 3). Таким образом, в интервалах 0—45 и 70—80 см осадки фактически представляют собой типичный сапропель. Тем самым наши исследования подтверждают ранее известные данные о наличии в донных отложениях оз. Арахлей существенных запасов сапропеля [Ивано-Арахлейский заказник..., 2002]. Количество алевритового и псаммитового материала в образцах, в общем случае, имеет тенденцию к уменьшению снизу вверх по разрезу. Если в подошве разреза доля песка и алеврита в сумме составляет до 30 % и более от минеральной части осадка, то в кровле эта доля падает в среднем до 20 %. При этом алевритовая фракция преобладает над псаммитовой в верхней части разреза.



#### Рис. 3. Литологическая колонка позднеплейстоцен-голоценовых донных осадков оз. Арахлей:

возрастная модель, распределение карбонатных минералов, слоистых силикатов, кварца, полевых шпатов, OB; стадии и палинозоны. 1 — пелит, 2 — органоминеральный ил. Минеральный состав донных осадков оз. Арахлей сложен слоистыми алюмосиликатами, кварцем, полевыми шпатами (преимущественно плагиоклазом с примесью калиевого полевого шпата), карбонатами разной степени магнезиальности и небольшим количеством пирита в низах разреза. По содержанию карбонатного материала вскрытый разрез делится на две части. В интервале 0—80 см карбонаты отсутствуют, в то время как в интервале 80—128 см их количество варьирует от 1 до 30 % от валового





*а* — обр. 4 см с высоким содержанием OB; *б* — обр. 44 см с присутствием уэдделлита; *в* — обр. 92 см с высоким содержанием карбонатов.





Глубина 40—44 см.

состава осадка; максимальное содержание (23—30 %) приходится на интервал 90—105 см (см. рис. 3). Содержание терригенных минералов — кварца и полевого шпата, также показано на рис. 3. Если в верхней части разреза (0—80 см) оба минерала присутствуют в среднем в количестве 5—7 % (редко 10 %), то в нижней части (80—128 см) содержание кварца достигает 10—15 %, а полевых шпатов — 15—25 % от валового состава пробы. Дифрактограммы образцов из обеих частей разреза представлены на рис. 4, *a*-*в*. На верхней дифрактограмме (см. рис. 4, *a*) отчетливо наблюдается гало, обусловленное наличием в осадке органоминеральной составляющей.

На нижней дифрактограмме (см. рис. 4,  $\varepsilon$ ) наблюдаются сильные линии кальцита, содержание которого в образце составляет ~30 % от валового состава пробы. В образцах с глубины 40—44 см от поверхности керна обнаружен довольно редкий в осадочных отложениях минерал уэдделлит (ведделлит) — оксалат кальция CaC<sub>2</sub>O<sub>4</sub> · 2H<sub>2</sub>O — минерал класса органических соединений (см. рис. 4,  $\varepsilon$ ). На рис. 5 приведен ИК-спектр исследованного образца, на котором присутствуют полосы уэдделлита. Этот аутигенный минерал впервые был найден в виде кристаллов миллиметровых размеров в донных отложениях моря Уэдделла в Антарктиде [Van de Vijver et al., 1997]. Известно, что уэдделлит лишь изредка встречается в известковых озерных осадках, торфяниках [Hutton, Taft, 1965; Mandarino, 1983], а также в пещерах, где его происхождение связывают с деятельностью лишайников — выделяемая ими щавелевая кислота реагирует с кальцитом стен и образует водные оксалаты кальция [Филиппов, 1999; и др.].

В отложениях разреза присутствуют слоистые силикаты. В нижней части разреза их доля составляет ~40 %, а в верхней части она достигает в отдельных образцах до ~80 % от минеральной части осадка. Для дифференциальной диагностики слоистых силикатов применен авторский метод математического моделирования их рентгеновских дифракционных профилей, базирующийся на расчете интерференционной функции от одномерно-неупорядоченных кристаллов конечной толщины и процедурах оптимизации модельных параметров быстрыми алгоритмами нелинейного программирования [Solotchina et al., 2002, 2009; Солотчина, 2009]. Моделированием XRD профилей слоистых силикатов установлены их количественные и структурные характеристики (табл. 2). Как видно из таблицы среди слоистых силикатов (сумма которых принимается при моделировании за 100 %) преобладают смешанослойные иллит-смектиты с высоким содержанием (от 65 до 70 %) смектитовых межслоев. Размер доменов не превышает 7—12 слоев. Количество иллит-смектита в подошве разреза понижено и составляет ~30—35 % от суммы слоистых силикатов, в то время как в остальной части разреза оно выше 40 % и достигает ~55 % в отдельных образцах. Содержание тонкодисперсного иллита (средний размер доменов 6—8 слоев) с повышенным содержанием Fe в структуре (до 0.5 ф.ед.) меняется в разрезе от 32 % (низ разреза) до 17 % (середина разреза). Количество обломочного мусковита (размер доменов которого составляет 32 слоя) в низах разреза повышено (табл. 2). В отложениях присутствуют хлорит (3-6 %) и смешано-

		Стадия IV		Стадия III		Стадия II				Стадия I	
Слоистые силикаты	Глубина, см								Іб	Ia	
	16	36	48	56	76	84	96	100	108	115	124
Иллит-смектит, %	31.7	36.0	40.9	43.6	41.9	50.7	51.8	56.2	53.6	43.1	42.6
Кол-во смектитовых межслоев, %	70	70.3	70	70	65	65	65	65	68	65	65
Содержание К, ф.ед.	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Fe, ф.ед.	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Средний размер доменов, кол-во слоев	7	7	7	7	10	10	10	10	12	10	12
Иллит, %	32.0	20.0	20.6	25.8	28.5	19.7	17.8	17.1	19.4	22.4	20.9
Кол-во иллитовых межслоев, %	95	95	95	95	95	95	95	95	98	95	98
Содержание К, ф.ед.	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Fe, ф.ед.	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Средний размер доменов, кол-во слоев	6	6	6	6	8	8	8	9	6	8	6
Мусковит, %	15.9	21.0	17.4	8.5	7.1	4.4	5.1	5.4	5.9	15.1	17.8
Содержание К, ф.ед.	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
Fe, ф.ед.	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Средний размер доменов, кол-во слоев	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32
Хлорит, %	5.8	3.6	7.6	4.6	3.4	4.6	4.4	3.1	4.7	9.3	8.2
Содержание Fe, ф.ед.	2.0	2.0	2.0	2.0	1.5	1.5	1.5	1.5	2.0	0.3	2.0
Средний размер доменов, кол-во слоев	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19
Хлорит-смектит, %	11.5	13.3	14.4	14.5	17.1	18.6	18.9	16.2	13.4	8.1	7.5
Кол-во хлоритовых межслоев, %	96	96	96	96	95	95	95	95	95	90	95
Содержание Fe, ф.ед.	0.3	0.3	0.3	0.3	0.8	0.6	0.6	0.5	0.3	0.3	0.3
Средний размер доменов, кол-во слоев	10	10	10	10	10	10	10	10	10	7	10
Каолинит, %	3.0	2.0	3.0	3.0	2.0	2.0	2.0	2.0	3.0	2.0	3.0

Таблица 2. Количественные и структурные характеристики слоистых силикатов осадков оз. Арахлей (по результатам моделирования рентгеновских дифракционных профилей)

слойный хлорит-смектит, содержание которого меняется в довольно широких пределах — от 6—7 % в низах разреза и от 11 до 22 % в остальной (большей) части разреза. Размер доменов составляет ~ 10 слоев, что в 2 раза меньше по сравнению с хлоритом (~19 слоев). Кроме того, в образцах обнаружен каолинит в количестве 2—3 %.

По данным XRD анализа, нижняя часть разреза (гл. 80—127 см) характеризуется карбонатной седиментацией. Дифференциальная диагностика низкотемпературных хемогенных карбонатов проводилась по наиболее интенсивным у тригональных карбонатов кальцит-доломитового ряда отражениям hkl = 104 в области углов 28—32° 2 $\Theta$  Cu $K_{\alpha}$  (рис. 6). Значения межплоскостных расстояний  $d_{104}$  распола-



Рис. 6. Результаты моделирования экспериментальных XRD профилей карбонатов осадков оз. Арахлей в области проявления *d*<sub>104</sub> пиков.

Общее содержание карбонатов в образце принимается за 100 %.





гаются в интервале от 3.036Å (кальцит) до 2.887Å (стехиометрический доломит) и служат мерой магнезиальности карбонатов кальцит-доломитового ряда. По величине d<sub>104</sub> Mg-кальциты разделены на три группы: 1) низкомагнезиальные кальциты с содержанием  $MgCO_3$  в структуре <4—5 мол. % (3.036Å >  $d_{104}$  > > 3.02Å); 2) промежуточные магнезиальные кальциты с 5—18 мол. % MgCO3 в структуре (3.02Å >  $>d_{104}>2.98$ Å); 3) высокомагнезиальные кальциты с содержанием 30—43 мол. % MgCO<sub>3</sub> (2.94Å >  $>d_{104}>2.91$ Å). Са-избыточные доломиты, в структуре которых избыток СаСО<sub>3</sub> может достигать 7 мол. % относительно стехиометрического доломита, характеризуются значениями  $d_{104}$  от 2.91Å до 2.887Å. Для выявления всего спектра присутствующих в образцах Mg-кальцитов ранее нами было предложено использовать разложение их сложных XRD профилей на индивидуальные пики функцией Пирсона VII [Солотчина и др., 2008, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2017]. Модельный подход позволил установить положение, интегральную интенсивность пиков и количественные соотношения карбонатов в каждом образце (см. рис. 6). Определение содержания MgCO<sub>3</sub> в выделенных карбонатных фазах проводилось по калибровочным графикам зависимости величины  $d_{104}$  от содержания мол. % MgCO<sub>3</sub> [Goldsmith, Graf, 1958; Deelman, 2011]. При низких содержаниях магния (MgCO<sub>3</sub> < 18 мол. %) Мд-кальциты являются истинными твердыми растворами MgCO<sub>3</sub> в CaCO<sub>3</sub> [Chave, 1952; Mackenzie et al., 1983]. Повышение концентрации Мд приводит к формированию «доменных» кристаллов нанометрической размерности, представляющих собой смешанослойные образования, состоящие из последовательности кальцитовых и магнезитовых слоев, чередующихся с разной степенью порядка, что обеспечивает устойчивость Мдкальцитов в поверхностных условиях [Navrotsky, Capobianco, 1987; Deelman, 2011]. В структуре Саизбыточных доломитов избыток СаСО3 не превышает 7 % относительно стехиометрического доломита. Сложная структура Са-избыточных доломитов также описывается как смешанослойная, в которой слои нестехиометрического доломита с различным содержанием избыточного Са чередуются со слоями стехиометрического доломита и кальцитоподобными слоями в различных пропорциях и с разной степенью порядка [Jones et al., 2001; Drits et al., 2005; McCarty et al., 2006].

Палинологический анализ. Результаты палинологического анализа представлены на рис. 7. Краткая характеристика палинозон приведена ниже. Палинозона Ar-4 (128—122 см, ~15 500—12 200 л.н.) характеризуется преобладанием в спорово-пыльцевых спектрах (СПС) пыльцы травянистых растений: полыней Artemisia, злаков Artemisia, осок Cyperaceae, лютиковых Ranunculaceae. Среди пыльцы древесных растений преобладает пыльца ели Picea obovata, есть пыльца сосны обыкновенной Pinus sylvestris и сосны сибирской Pinus sibirica. В этой зоне отмечено и высокое содержание пыльцы кустарников ивы Salix, ольховника Duschekia fruticosa (=Alnaster fruticosa) и берез. Здесь же постоянно встречались створки панцирных амеб. В спектрах зоны Ar-3 (122—97 см, ~12200—8800 л.н.) доминирует пыльца Artemisia, Poaceae, Cyperaceae и Betula. В этой зоне отмечено самое высокое содержание пыльцы высших водных растений Aquatics. В спектрах зоны Ar-2 (97—57 см,~8800—4000 л.н.) преобладает пыльца Artemisia и Betula. В СПС этой зоны примерно с 6000 л.н. начинает быстро и значительно повышаться обилие пыльцы Pinus sylvestris, значения которой образуют максимум около 4000 л.н. Палинозона Ar-1 (57—0 см, ~4000 л.н.—современность) содержит самое высокое количество пыльцы Pinus, Larix, Duschekia fruticosa. В СПС зоны также в значительном количестве содержится пыльца трав — Artemisia, Poaceae, маревых Chenopodiaceae.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Эволюция озера по литолого-минералогическим данным. Ранее опубликованные данные о возрасте верхних (голоцен-позднеплейстоценовых) горизонтов донных осадков оз. Арахлей [Решетова и др., 2013; Птицын и др., 2014] базируются на трех радиоуглеродных датах. Согласно этим данным, возраст осадков исследованного этими авторами разреза на глубине 14.5 см составляет 2353.5 л.н., на глубине 50 см — 5087 л.н., а на глубине 144 см — 13009.5 л.н.

Как видно из табл. 1, возраст охарактеризованных керном Ar-2011 отложений охватывает в интервале глубин 0—118 см весь голоцен. Нижний слой отложений в интервале 118—128 см сформирован в конце позднего плейстоцена (включая Молодой Дриас, Аллеред и, частично, более древние отложения последнего оледенения). На основании минералого-кристаллохимических исследований осадков выделено 4 стадии эволюции озера (см. рис. 3). Стадия I хронологически делится на две подстадии. Подстадия Ia, отвечающая позднему плейстоцену, характеризуется низкими скоростями осадконакопления (0.017—0.068 мм/год).

В озерных осадках помимо низко-Mg и промежуточного кальцитов установлены высоко-Mg кальциты и Ca-избыточные доломиты, являющиеся индикаторами сухого климата (см. рис. 6, обр. 128 см). В обзорной работе В. Ласта [Last, 1990], посвященной формированию доломитов в озерных обстановках на территории Северной Америки и Австралии, отмечается, что озера, в которых был найден Caизбыточный доломит, являются или были во время его осаждения мелководными или плайевыми. На основании полученной нами карбонатной записи, показывающей присутствие в осадках на протяжении подстадии Ia Ca-избыточного доломита, можно утверждать, что озеро было мелководным. Более того, малое количество накопившихся осадков может свидетельствовать о длительных перерывах в осадкона-коплении, во время которых из-за сильной ветровой деятельности, присущей данному региону, повидимому, происходил активный привнос осадков с поверхности суходольной впадины. В ансамбле слоистых силикатов отмечается повышенное содержание обломочного мусковита (до 18 % от минеральной части осадка) и хлорита (~9 %). Начало голоцена (подстадия Iб), считающееся, согласно традиционной схеме Блитта—Сернандера пребореальным периодом (11.7—10.7 тыс. л.н.), приходится на интервал керна 112—118 см. Этот период мало отличается по природно-климатическим обстановкам и минеральному составу отложений от предшествующего позднего плейстоцена.

Следующий этап (инт. 80—112 см), охватывающий бореал и первую треть атлантического периода, характеризуется значительным смягчением природных условий и рассматривается как региональный климатический оптимум (стадия II). Резкая континентальность и аридность ослабевают, климат становится более теплым и влажным, многолетняя мерзлота деградирует. Мы полагаем, что оз. Арахлей представляло собой еще закрытый бассейн, и минерализация его вод была существенно выше, чем в настоящее время. Об этом свидетельствует присутствие в отложениях стадии II аутигенных карбонатов кальцит-доломитового ряда, количество которых может достигать 27—30 % осадка (см. рис. 3). Эти минералы представлены низко-Мg и промежуточными Mg кальцитами (см. рис. 6, гл. 96 см), которые, согласно проведенным нами ранее исследованиям озерных осадков, являются индикаторами теплого и влажного климата. Следует подчеркнуть, что высоко-Mg кальциты и Са-избыточные доломиты в это время не осаждаются. Среди слоистых силикатов увеличивается доля тонкодисперсных иллит-смектита и хлорит-смектита, что также указывает на увлажнение и потепление климата. Скорость осадконакопления в начале стадии II существенно возрастает, достигая 0.24 мм/год, что почти в четыре раза выше, чем в пребореальный период.

Во второй половине атлантического периода природно-климатические обстановки в Центральном Забайкалье начинают постепенно изменяться. Климатический оптимум заканчивается, возрастает континентальность климата, повышается разница средних температур воздуха между сезонами года. На уровне 80 см (~7.5 тыс. л.н.) в отложениях озера полностью исчезают карбонаты; одним из основных компонентов осадков, помимо глинистых минералов, становится ОВ (см. рис. 3). Можно с уверенностью полагать, что в это время имело место изменение водного баланса оз. Арахлей, связанное с появлением постоянных, впадающих в него водотоков (реки Домка и Грязнуха) и начавшимся опреснением озерных вод. Появление постоянных притоков привело к прекращению карбонатной седиментации. В качестве гипотезы можно также предположить появление в оз. Арахлей низкотемпературных субаквальных источников пресных вод.

Интервал разреза 80—55 см, сформировавшийся в период ~ 7.5—3.8 тыс. л.н. (стадия III), характеризуется понижением содержания иллит-смектитов, хлорит-смектитов, увеличением содержания иллита и мусковита.

Последняя стадия IV (инт. 0—55 см) охватывает часть суббореального и субатлантический период. Климат, судя по содержанию и распределению в осадках глинистых минералов, становится еще более аридным. Уровень озера падает, наблюдается широкое распространение в осадках сапропеля. Отмечается снижение содержания ОВ на глубине 25 см. Возможно, это обстоятельство связано с событием Бонда 1 — кратковременным похолоданием, повсеместно проявившемся в Северном полушарии около 1400 л.н. [Bond et al., 1997]

Динамика растительности и ландшафтов. Согласно возрастной модели отложений, растительность в бассейне оз. Арахлей в интервале 15 500-12 200 л.н. (рис. 7, 8) соответствует позднеледниковому периоду, климат которого характеризовался нестабильностью и включал серию коротких стадиально-интерстадиальных этапов: Древнейший Дриас, Беллинг, Древний Дриас и Аллеред [Stuiver et al., 1995; Diefendorf et al., 2006]. Максимум обилия пыльцы Cyperaceae, Salix в отложениях этого времени (Ar-4) означает существование заболоченных берегов в непосредственной близости к точке бурения керна. Высокое обилие Ranunculaceae, створки панцирных амеб могут рассматриваться и как индикаторы литоральной зоны и/или луговых сообществ вблизи точки бурения (см. рис. 1, Б). Поскольку пыльцевой анализ не позволяет уверенно определить пыльцу Ranunculaceae вплоть до вида, то можно предположить разную интерпретацию, включающую различных представителей этого семейства в состав верховых, переходных болот, влажных лугов или периодически затопляемых группировок. Однако все сценарии соответствуют предположению о гораздо меньших размерах озера и большей близости точки бурения к берегу. Высокое обилие пыльцы *Рісеа* в отложениях этого времени позволяет предполагать существование еловых редколесий. В структуре растительности доминировали тундровые и степные ассоциации (см. рис. 8). Растительность подобного облика характерна для холодного климата с недостаточным атмосферным, но с высоким почвенным увлажнением. Последнее могло быть обусловлено





широким развитием многолетней мерзлоты, протаивание которой в летние сезоны было источником почвенной влаги. Присутствие в осадках этого времени Са-избыточного доломита подтверждает, что озеро было мелководным.

Коротковременные изменения природной среды позднеледниковья выражены и в ряде других палеоботанических записей из озер Байкальского региона [Demske et al., 2005; Безрукова и др., 2008; Tarasov et al., 2009]. Потепление, совпадающее по времени с интерстадиалом Аллеред, ранее уже установлено для бассейна оз. Арахлей [Решетова и др., 2013].

В начале следующего временного интервала эволюции природной среды Беклемишевской котловины, около 12 200—8800 л.н., вокруг оз. Арахлей расширились тундровые из *Duschekia, Betula, Salix* и лесотундровые из *Larix, Betula* ассоциации с гораздо менее значительным участием *Picea* (см. рис. 7). Возможно, что сокращение еловых и расширение березовых ассоциаций (из кустарниковых берез) было вызвано похолоданием, соответствующим по времени Молодому Дриасу. В этот промежуток времени максимальное развитие получили тундровые ассоциации (см. рис. 8). Ранее полученная запись из оз. Арахлей [Решетова и др., 2013] и оз. Котокель [Безрукова и др., 2008] также свидетельствует о расширении ерников в это время. Более позднее расширение степных ассоциаций было обеспечено наступившими теплыми летними сезонами. Поступление максимального количества летней инсоляции на широты оз. Арахлей около 12 000—9000 л.н. (см. рис. 8) могло быть основной причиной потепления регионального климата. На ослабление континентальности климата, но существование все еще мелкого водоема до 8800 л.н. указывают и результаты литолого-минералогического анализа (см. рис. 3). Позднее (8800 л.н.) на фоне расширения лесной бореальной растительности и начала повышения уровня воды в озере происходит максимальное накопление аутигенных карбонатов кальцит-доломитового ряда (см. рис. 3) — индикаторов относительно теплого и влажного климата.

Постоянное расширение лесной растительности в бассейне оз. Арахлей начинается позднее 8500 л.н. (см. рис. 7), индицируя региональное повышение атмосферного увлажнения в ответ на общее потепление климата среднего голоцена. С этого времени начинают накапливаться преимущественно биогенные илы. Березовые (лесные и кустарниковые) и разнотравно-полынные ассоциации еще были широко распространены в бассейне оз. Арахлей ~8800—4000 л.н. Однако примерно с 6000 л.н. начинают быстро распространяться леса с *Pinus sylvestris*, что совпадает с началом ее распространения и в предыдущей записи [Решетова и др., 2013]. Такие изменения в составе растительности означали появление обширных сухих и теплых мест обитания для сосны. Очевидно, что климат региона позднее 6000 л.н. изменился. Летние сезоны стали более теплыми и продолжительными, что обеспечивало глубокое протаивание многолетнемерзлых пород и широкое развитие сухих и теплых мест обитания для сосны. Завитие сухих и теплых мест обитания для сосно. Завитие сухих и теплых мест обитания для сосны. Очевидно, что климат региона позднее 6000 л.н. в озере прекращается аккумуляция карбонатов (см. рис. 3). Развитие наземной растительности и формирование относительно богатых почв способствовало усилению потока органического вещества в озеро и его образованию в самом озере, что отражено в постоянно растущих значениях потерь при прокаливании.

Распространение *Pinus sylvestris* в бассейне оз. Арахлей находится в согласии с ее экспансией на всей территории бассейна оз. Байкал 7000—6000 л.н. и рассматривается как важнейший региональный палеоэкологический рубеж голоцена [Demske et al., 2005; Tarasov et al., 2009], обусловленный глобальной перестройкой атмосферной циркуляции в это время.

Позднее 4500 л.н. началось постепенное сокращение лесной растительности. При этом важнейшим элементом региональных и локальных ландшафтов стали леса из *Larix* — породы, хорошо приспособленной к континентальному климату, не требовательной к теплу. Она широко распространена на мелких, щебнистых или избыточно влажных холодных (длительно сезонно-мерзлотных) почвах [Растительность..., 1962]. Расширение лесов из *Larix* в бассейне оз. Арахлей означало повышение континентальности климата, снижение среднегодовой суммы атмосферных осадков и похолодание, которое привело к расширению площадей многолетней мерзлоты и повышению ее верхней границы, сокращению теплых и сухих (песчаных) мест обитания для *Pinus sylvestris*. А расширение злаково-осоковых ассоциаций могло быть следствием усиления заболоченности берегов озера из-за снижения испарения в более прохладные летние сезоны. В целом климат последних 4500—4000 л.н. в бассейне оз. Арахлей был нестабилен и приводил к частому изменению уровня воды в озере. Об этом свидетельствуют многократные короткие периоды появления—исчезновения в озерных отложениях пыльцы водных растений (см. рис. 8).

Заметный тренд синхронного расширения за последние примерно 4000 лет растений тундровых и степных мест обитания как признак нарастания континентальности климата выявлен не только для бассейна оз. Арахлей (см. рис. 8) [Птицын и др., 2010], но и для бассейнов оз. Котокель (см. рис. 8), оз. Баунт [Безрукова и др., 2017; Крайнов и др., 2017], Юго-Восточного Забайкалья [Базарова и др., 2008]. Нарастание континентальности регионального климата позднее 4500 л.н. соответствует наступлению неогляциального периода, получившего глобальное выражение, когда после раннесреднеголоценового оптимума (10000—5000 л.н.) наступило похолодание глобального климата в среднем на ~0.7 °C [Marcott et al., 2013].

Возможные причины изменения условий осадконакопления в малых озерах Центрального Забайкалья. Относительно высокое временное разрешение литолого-минералогической и пыльцевой записей и надежная возрастная модель керна Ar-2011 позволяют сравнивать их с эталонными палеоклиматическими архивами из Северной Атлантики [Svensson et al., 2008] и регионами северной части Тихого океана [Yuan et al., 2004]. Такие сравнения важны для более глубокого понимания возможных причин вариаций природно-климатических условий бассейна оз. Арахлей в позднеледниковые и голоцене. На рис. 8 показано, что общая тенденция изменения доли степной и тундровой растительности следует за изменением летней инсоляции [Berger, Loutre, 1991] во временных интервалах ~15 500—13 500 и 11 500—1500 л.н. Тренд распространения лесной растительности показывает обратную тенденцию. Причем эта закономерность характерна и для оз. Котокель [Безрукова и др., 2008]. Интервал 13 500— 11 500 л.н. включает интерстадиальное потепление Аллеред и стадиальное похолодание Молодой Дриас. Однако в нашей записи на этот сложный период приходится только четыре образца, что не позволяет проводить уверенные реконструкции тренда динамики растительности. В последние ~ 1500 лет, несмотря на продолжающееся снижение инсоляции, реконструкции записи показывают некоторое расширение тундровой и степной растительности, сокращение лесной. Вероятно, изменились причины, приводившие к изменчивости структуры растительности ранее 1500 кал. л.н. Новым фактором природной среды могло стать антропогенное воздействие. Однако отсутствие адекватно датированных и детальных археологических записей из Беклемишевской котловины пока не позволяет подтвердить это предположение.

Выявленные для Северо-Атлантического региона коротковременные похолодания, проявления которых в среднем через 1500 лет известны как «циклы Бонда», не нашли ясного выражения в представленных записях, возможно, из-за их менее детального временного разрешения. Более длительные интервалы изменения климата Северного полушария, такие как нерасчленный интерстадиал Беллинг/ Аллеред и Молодой Дриас, оказали заметное влияние на сдвиги в составе региональной растительности и осадконакопления в малых озерах Забайкалья.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Совместное минералого-геохимическое и палинологическое изучение донных отложений оз. Арахлей, расположенного в Беклемишевской впадине на юге Витимского плоскогорья, позволило получить новые данные об особенностях процессов седиментации в озерах Центрального Забайкалья в позднем плейстоцене и голоцене под влиянием менявшегося глобального/регионального климата. Было установлено, что разрез донных осадков озера имеет выраженное двучленное строение. Нижняя, позднеплейстоцен-раннеголоценовая часть, содержит аутигенные карбонаты кальцит-доломитового ряда. Верхняя, среднепозднеголоценовая часть — бескарбонатная, сложена преимущественно слоистыми силикатами и органоминеральным компонентом. Следует отметить, что в верхней части разреза впервые для озерных отложений Байкальского региона обнаружен довольно редкий минерал уэдделлит CaC<sub>2</sub>O<sub>4</sub> · 2H<sub>2</sub>O.

На основании минералого-кристаллохимических исследований были выделены 4 стадии эволюции оз. Арахлей, связанные с изменениями региональных природно-климатических обстановок (циклами иссушения/увлажнения).

Стадия I (конец плейстоцена—начало голоцена) характеризуется холодным сухим климатом, о чем свидетельствует присутствие высоко-Mg кальцитов и Са-избыточных доломитов. В следующую стадию II в озере образуются низко-Mg и промежуточный Mg кальциты, увеличивается содержание иллит-смектита и хлорит-смектита, что указывает на увлажнение и потепление климата.

На границе стадий II и III карбонаты исчезают, начинается массовое накопление OB, свидетельствующее об изменении водного баланса оз. Арахлей на рубеже ~7.5 тыс. кал. л.н. В течение стадий III и IV минеральный состав осадков меняется, отражая изменение регионального климата. Озеро в этот период опресняется. На снижение атмосферного увлажнения и обмеление озера в стадию IV указывает понижение содержания иллит-смектитов и хлорит-смектитов, увеличение количества иллита и мусковита. Падение содержания OB на гл. ~25 см предположительно связано с событием Бонда 1.

Реконструированные по палинологическим данным изменения природной среды и климата в Беклемишевской котловине хорошо соотносятся с результатами литолого-минералогических исследований донных осадков оз. Арахлей. Проведенное сравнение позволяет утверждать, что растительность внутриконтинентальных районов Центрального Забайкалья является чувствительным параметром, реагирующим на изменения солнечной активности. Реконструированная аналогичная реакция ряда бассейнов озер Забайкалья подтверждает, что сдвиги в растительности позднеледниковья и голоцена в природной среде бассейна оз. Арахлей контролировались изменениями глобальной атмосферной циркуляции, формировавшими климат Северного полушария в целом.

Соответствие между пыльцевой записью Ar-2011 и изотопно-кислородными записями очень высокого разрешения из отдаленных регионов Северной Атлантики и северной части Тихого океана означает, что *геосистемы центральных регионов Забайкалья, несмотря на их положение во внутренних районах евразийского континента, довольно быстро реагировали на глобальные изменения.* Этот вывод является ключевым моментом в продолжающихся дискуссиях о синхронной/несинхронной динамике глубококонтинентальной природной среды в пределах Байкальского региона за последние 15 тыс. лет [Demske et al., 2005; Shichi et al., 2009]. Таким образом, совместные исследования, объединяющие детальный минералого-геохимический и спорово-пыльцевой анализы донных осадков небольших озер, являются эффективным инструментом изучения влияния природно-климатических факторов на процессы континентального осадконакопления.

Авторы благодарны А.А. Щетникову, И.А. Филинову за проведение полевых работ на оз. Арахлей. Авторы выражают искреннюю благодарность профессору, доктору Жанет Ретемейер лаборатории органической геохимии и радиоуглеродного датирования Института геологии и минералогии Университета Кёльна за проведение <sup>14</sup>C AMS датирования образцов из керна Ar-2011 и П.П. Летуновой за помощь в изучении палиноспектров.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП многоэлементных и изотопных исследований Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, ЦКП изотопно-геохимических исследований Института геохимии СО РАН, г. Иркутск.

Работа выполнена при поддержке проектов РНФ № 16-17-10079 (палинологические исследования), РФФИ № 16-05-00244 и № 18-05-00329 и в соответствии с государственными заданиями ИГМ СО РАН (№ 0330-2016-0017) и ИГХ СО РАН (№ 0350-2017-0026), а также интеграционной программы № 0341-2016-001.

#### ЛИТЕРАТУРА

Базарова В.Б., Мохова Л.М., Климин М.А., Орлова Л.А., Базаров К.Ю. Климатические изменения и обстановки осадконакопления в среднем—позднем голоцене в Юго-Восточном Забайкалье // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (12), с. 1294—1303.

Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Орлова Л.А. Особенности озерного осадконакопления в степной зоне Юго-Восточного Забайкалья в голоцене (на примере отложений оз. Зун-Соктуй) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (3), с. 426—438.

Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Такахара Х., Летунова П.П., Шичи К., Абзаева А.А., Кулагина Н.В., Забелина Ю.С. Озеро Котокель — опорный разрез позднеледниковья и голоцена юга Восточной Сибири // ДАН, 2008, т. 420, № 2, с. 248—253.

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 (6), с. 586—595.

Безрукова Е.В., Амосова А.А., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л., Кулагина Н.В. Изменение природной среды северо-востока Республики Бурятия в постоптимальный период голоцена: первые результаты // Сибирский экологический журнал, 2017, т. 24, № 4, с. 498—511.

Дарьин А.В., Калугин И.А., Максимов М.А., Рогозин Д.Ю., Ракшун Я.В., Дарьин Ф.А., Сороколетов Д.С. Реконструкция уровня оз. Шира за последние 1500 лет на годовой временной шкале (по данным рентгенофлуоресцентного микроанализа на пучках синхротронного излучения) // Изв. РАН. Серия физическая, 2015, № 1, с. 141—145.

**Ивано-Арахлейские** озера на рубеже веков (состояние и динамика) / Ред. Н.М. Пронин. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 337 с.

**Ивано-Арахлейский заказник:** природно-ресурсный потенциал территории / Ред. В.П. Горлачев. Чита, Поиск, 2002, 232 с.

Крайнов М.А., Безрукова Е.В., Кербер Е.В., Левина О.В., Иванов Е.В., Щетников А.А., Филинов И.А. Первые результаты исследования донных отложений оз. Баунт (Северное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (11), с. 1764—1776.

Лидер М. Седиментология. Процессы и продукты. Пер. с англ. М., Мир, 1986, 439 с.

Лисицын А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М., Наука, 1991, 272 с.

**Лисицын А.П.** Мировой океан. Т. II. Физика, химия и биология океана. Осадкообразование в океане и взаимодействие геосфер Земли / Под ред. Л.И. Лобковского, Р.И. Нигматулина. М., Научный мир, 2014, с. 331—571.

**Малая энциклопедия** Забайкалья: Природное наследие / Под ред. Р.Ф. Гениатулина. Новосибирск, Наука, 2009, 698 с.

Птицын А.Б., Решетова С.А., Бабич В.В., Дарьин А.В., Калугин И.А., Овчинников Д.В., Паниззо В., Мыглан В.С. Хронология палеоклимата и тенденции аридизации в Забайкалье за последние 1900 лет // География и природные ресурсы, 2010, № 2, с. 85—89.

**Птицын А.Б., Чу Г., Дарьин А.В., Замана Л.В., Калугин И.А., Решетова С.А.** Скорость седиментогенеза в оз. Арахлей (Центральное Забайкалье) по радиогеохимическим и палинологическим данным // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (3), с. 473—480.

Растительность бассейна реки Вилюя / Ред. И.П. Щербаков. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1962, 135 с.

Решетова С.А., Безрукова Е.В., Паниззо В., Хендерсон Э., Птицын А. Б., Дарьин А.В., Калугин И.А. Растительность Центрального Забайкалья в позднеледниковье и голоцене // География и природные ресурсы, 2013, т. 34, № 2, с. 110—117.

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-Тырм, Западное Прибайкалье // Геология и геофизика, 2010а, т. 51 (3), с. 303—328.

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 // ДАН, 2010б, т. 431, № 5, с. 668—674.

Солотчин П.А., Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Маркова Ю.Н. Карбонатная седиментация в малых минеральных озерах Западного Забайкалья: отклик на изменения климата голоцена // ДАН, 2017, т. 473, № 6, с. 703—708.

Солотчина Э.П. Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2009, 234 с.

Солотчина Э.П., Солотчин П.А. Состав и структура низкотемпературных природных карбонатов кальцит-доломитового ряда // Журнал структурной химии, 2014, т. 55, № 4, с. 814—820.

Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Вологина Е.Г., Орлова Л.А., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Федоровский В.С., Хлыстов О.М. Карбонаты в осадочной летописи соленого озера Цаган-Тырм (Западное Прибайкалье): новый тип палеоклиматических сигналов высокого разрешения // ДАН, 2008, т. 421, № 3, с. 391—398.

Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Вологина Е.Г., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Склярова О.А., Изох О.П., Ухова Н.Н. Климатические сигналы в карбонатной осадочной летописи голоцена озера Намши-Нур, Западное Прибайкалье // ДАН, 2011, т. 436, № 6, с. 814—819.

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., Скляров 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 // ДАН, 2013, т. 449, №1, с. 80—86.

Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г. Склярова О.А. Минералогия и кристаллохимия карбонатов голоценовых осадков озера Киран (Западное Забайкалье): связь с палеоклиматом // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (4), с. 605—618.

Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Страховенко В.Д., Солотчин П.А., Склярова О.А. Минералогия и кристаллохимия карбонатов современных осадков малых озер Приольхонья (Байкальский регион) // ДАН, 2015, т. 461, № 5, с. 579—585.

Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Солотчин П.А., Замана Л.В., Даниленко И.В., Склярова О.А., Татьков 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.

Справочник по климату СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1968, вып. 23, ч. 3, 185 с.

Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М., Разживина А.Н., Ратеев М.А., Сапожников Д.Г., Шишова Е.С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954, 791 с.

Страховенко В.Д., Солотчина Э.П., Восель Ю.С., Солотчин П.А. Геохимические факторы аутигенного минералообразования в донных отложениях озер Тажеранской системы (Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (10), с. 1825—1841.

**Филиппов А.Г.** Уэдделлит и уэвеллит в пещере Иркутской // Пещеры. Пермь, Перм. ун-т. 1999, с. 75—77.

Хазин Л.Б., Хазина И.В., Кривоногов С.К., Кузьмин Я.В., Прокопенко А.А., Ви С., Бурр Дж.С. Климатические изменения на юге Западной Сибири в голоцене по результатам анализа ассоциаций остракод // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (4), с. 729—742.

Andreev A.A., Siegert C., Klimanov V.A., Dereviagin A.Yu., Shilova G.N., Melles M. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate changes in the Taymyr lowland, Northern Siberia reconstructed from pollen records // Quat. Res., 2002, v. 57, p. 138—150.

Andreev A.A., Tarasov P.E., Klimanov V.A., Melles M., Lisitsyna O.M., Hubberten H.-W. Vegetation and climate changes around the Lama Lake, Taymyr Peninsula, Russia during the Late Pleistocene and Holocene // Quat. Int., 2004a, v. 122, № 1, p. 69—84.

Andreev A., Tarasov P., Schwamborn G. Ilyashuk B., Ilyashuk E., Bobrov A., Klimanov V., Rachold V., Hubberten H.-W. Holocene paleoenvironmental records from Nicolay Lake, Lena River Delta, Arctic Russia // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2004b, № 209, p. 197—217.

**Berger A., Loutre M.F.** Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quat. Sci. Rev., 1991, v. 10, № 4, p. 297—317.

**Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa M.** Pollen analysis and pollen diagrams // Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology / Ed. B.E. Berglund. New York, John Wiley & Sons, 1986, p. 455—484.

Bertoni R. Limnology of rivers and lakes // Limnology. Encyclopedia of life support systems (EOLSS), 2011, p. 1-66.

**Bezrukova E., Tarasov P., Solovieva N., Krivonogov S., Riedel F.** Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2010, v. 296, p. 185–198.

Blyakharchuk T.A. Four new pollen section tracing the Holocene vegetational development of the southern part of the West Siberian Lowland // Holocene, 2003, v. 13, № 5, p. 715–731.

Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates // Science, 1997, v. 278, , p. 1257-1266.

Chave K.E. A solid solution between calcite and dolomite // J. Geol., 1952, v. 60, p. 190-192.

Danzeglocke U., Jöris O., Weninger B. CalPal-2007 Online., 2008, http://www.calpal-online.de (accessed 12.03.2018).

**Demske D., Heumann G., Granoszewski W., Nita M., Mamakowa K., Tarasov P., Oberhänsli H.** Late glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal // Global Planet. Change, 2005, v. 46, p. 255–279.

**Deelman J.C.** Low-temperature formation of dolomite and magnesite. Open-access e-book, 2011, 512 p., http://www.jcdeelman.demon.nl/dolomite/bookprospectus.html.

**Deocampo D.M.** The geochemistry of continental carbonates // Carbonates in continental settings. Developments in sedimentology / Eds. A.M. Alonso-Zara, L.H. Tanner. Amsterdam, Elsevier, 2010, v. 62, p. 1–60.

**Diefendorf A.F., Patterson W.P., Mullins H.T., Tibert N., Martini A.** Evidence for high-frequency late Glacial to mid-Holocene (16.800 to 5500 cal yr B.P.) climate variability from oxygen isotope values of Lough Inchiquin, Ireland // Quat. Res., 2006, v. 65 p. 78—86.

Drits V.A., McCarty D.K., Sakharov B., Milliken K.L. New insight into structural and compositional variability in some ancient excess-Ca dolomite // Canad. Miner., 2005, v. 43, p. 1255—1290.

**Goldsmith J.R., Graf D.L.** Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates // Amer. Miner., 1958, v. 43, p. 84—101.

Grimm E.C. CONISS: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares // Comput. Geosci., 1987, v. 13, p. 13–35.

Grimm E.C. TGView. Illinois State Museum, Research and Collections Center, Springfield, 2004.

**Hammer U.T.** Saline lake ecosystems of the world. Dr W. Junk Publ., Dordrecht. The Netherlands, 1986, 616 p.

Hutton C.O., Taft W.H. Weddellite in modern sediments, Florida // Mineral. Mag., 1965, v. 34, p. 256–265.

Jones B., Luth R.W., MacNell A.J. Powder X-ray analysis of homogeneous and heterogeneous dolostones // J. Sedim. Res., 2001, v. 71, p. 791—800.

Last W.M. Lacustrine dolomite — an overview of modern, Holocene, and Pleistocene occurrences // Earth Sci. Rev., 1990, v. 27, p. 221—263.

Last W.M. Geolimnology of salt lakes // Geosci. J., 2002, v. 6, № 4, p. 347—369.

Last W.M., Ginn F.M. Saline systems of the Great Plains of western Canada: an overview of the limnogeology and paleolimnology // Saline Systems, 2005, 1:10, doi: 10.1186/1746-1448-1-10. Mackenzie F.T., Bischoff W.D., Bishop F.C., Loijens M., Schoonmaker J., Wollast R. Magnesian calcites: low-temperature occurrence, solubility and solid-solution behavior / Ed. R.J. Reeder. Carbonates: mineralogy and chemistry // Rev. Miner. Miner. Soc. Amer., Chantilly, Virginia, U.S.A., 1983, v. 11, p. 97–144.

Mandarino J.A. Weddellite from Lutterworth Township, Haliburton County, Ontario // Can. Mineral., 1983, v. 21, p. 509–511.

Marcott S.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years // Science, 2013, v. 339, p. 1198—1201.

McCarty D.K., Drits V.A., Sakharov B. Relationship between composition and lattice parameters of some sedimentary dolomite varieties // Eur. J. Miner., 2006, v. 18, p. 611–627.

Navrotsky A., Capobianco C. Enthalpies of formation of dolomite and of magnesian calcites // Amer. Miner., 1987, v. 72, № 7—8, p. 782—787.

Shichi K., Takahara H., Krivonogov S.K., Bezrukova E.V., Kashiwaya K., Takehara A., Nakamura T. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate records from Lake Kotokel, central Baikal region // Quat. Int., 2009, v. 205, p. 98—110.

**Smoot J.P., Lowenstein T.K.** Depositional environments of non-marine evaporates // Evaporites, petroleum and mineral resources / Ed. J.L. Melvin. New York, Elsevier, 1991, p. 189–348.

Solotchina E.P., Prokopenko A.A., Vasilevsky A.N., Gavshin V.M., Kuzmin M.I., Williams D.F. Simulation of XRD patterns as an optimal technique for studying glacial and interglacial clay mineral associations in bottom sediments of Lake Baikal // Clay Miner., 2002, v. 37, p. 105—119.

Solotchina E.P., Prokopenko A.A., Kuzmin M.I., Solotchin P.A., Zhdanova A.N. Climate signals in sediment mineralogy of Lake Baikal and Lake Hovsgol during the LGM-Holocene transition and the 1-Ma carbonate record from the HDP-04 drill core // Quat. Int., 2009, v. 205, p. 38—52.

Stuiver M., Grootes P.M., Braziunas T.F. The GISP2  $\delta^{18}$ O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes // Quat. Res., 1995, v. 44, p. 341—354.

Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., Rothlisberger R., Seierstad I., Steffensen J.P., Vinther B.M. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology // Clim. Past, 2008, v. 4, p. 47—57.

Tarasov P., Bezrukova E., Karabanov E., Nakagawa T., Wagner M., Kulagina N., Letunova P., Abzaeva A., Granoszewski W., Riedel F. Vegetation and climate dynamics during the Holocene and Eemian interglacials derived from Lake Baikal pollen records // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2007, v. 252, p. 440—457.

**Tarasov P., Bezrukova E., Krivonogov S.** Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel // Clim. Past, 2009, v. 5, p. 285—295.

Van de Vijver B., Vochten R., Geys J., Verbruggen C., Beyens L. Mineralogical observations of weddellite from South Georgia, Subantarctica // Neues Jahrb. Mineral., Monatsh., 1997, p. 193—202.

Yuan D.X., Cheng H., Edwards R.L., Dykoski C.A., Kelly M.J., Zhang M.L., Qing J.M., Lin Y.S., Wang Y.J., Wu J.Y., Dorale J.A., An Z.S., Cai Y.J. Timing, duration, and transitions of the Last Interglacial Asian monsoon // Science, 2004, v. 304, p. 575—578.

Рекомендована к печати 26 июля 2018 г. М.И. Кузьминым Поступила в редакцию 20 марта 2018 г.