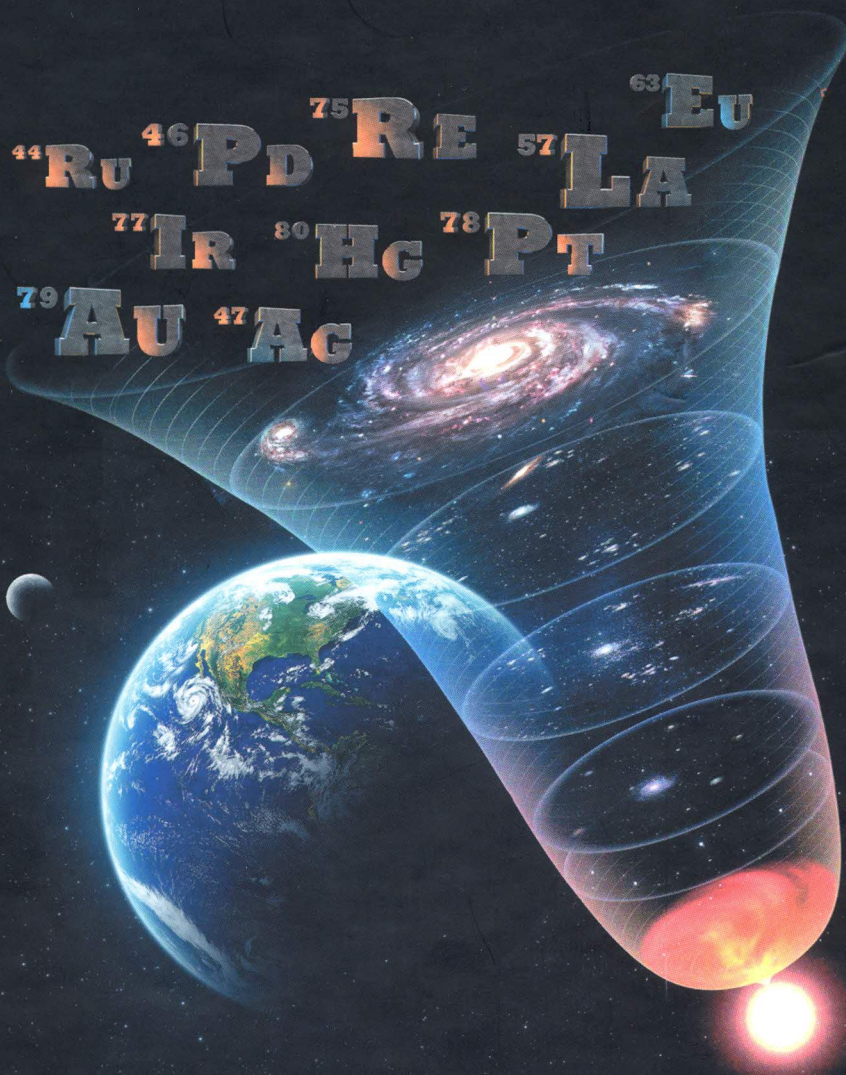


ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ В ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ УЧЕНЫЙ СОВЕТ ПО НАУКАМ О ЗЕМЛЕ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ РАН
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. СОБОЛЕВА
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ НОВОСИБИРСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ В ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Научный редактор
заслуженный деятель науки РФ, д-р геол.-мин. наук,
академик РАЕН, профессор *Г.Н. Аношин*



НОВОСИБИРСК
АКАДЕМИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО "ГЕО"
2016

УДК 543
ББК 24.4
Х463

Химический анализ в геологии и геохимии / науч. ред. Г.Н. Аношин ; Рос. акад. наук, Сибирское отд-ние, Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева. – Новосибирск : Академическое изд-во “Гео”, 2016. – 622 с.
ISBN 978-5-9907634-9-4 (в пер.).

В настоящем издании представлены различные современные аналитические методы, затрагивающие проблемы анализа геологических объектов, таких как природные или сточные воды, атмосферные и вулканические газы, почвы, донные осадки; метеориты, космическая пыль и др.

Коллектив авторов, среди которых аналитики, геологи и геохимики высокой квалификации, единодушно посвящает свой труд двум выдающимся геологам и геохимикам-сибирякам – организатору и первому директору единственного Института геохимии в Сибири и СО РАН – академику РАН Льву Владимировичу Таусону и члену-корреспонденту АН СССР Феликсу Николаевичу Шахову, выдающемуся томскому профессору, по словам академика А.А. Ферсмана, первому геохимику Сибири, человеку необычной и сложной судьбы, который также является основателем Новосибирской геохимической школы.

В различных статьях и монографиях отражено, что на всем пути своего развития минералогия очень тесно соприкасалась с химией, чему имеется большое число примеров. Достаточно ярким примером является открытие многих редкоземельных элементов. “Это было море ошибок, и истина в нем тонула”, – так однажды сказал про историю редкоземельных элементов известный французский химик Ж. Урбэн.

Для научных работников, занимающихся исследованиями геологической тематики и геологов-практиков, а также представителей сопредельных наук – химии, астрофизики, экологии.

Рецензенты:

д-р геол.-мин. наук, заслуженный профессор МГУ,
главный научный сотрудник ИГМ СО РАН,
председатель секции наук о Земле РАЕН, академик РАЕН *В.И. Старостин*
д-р геол.-мин. наук, научный сотрудник ИГМ СО РАН,
член-корреспондент АН Республики Таджикистан,
академик РАЕН *В.И. Буданов*



Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 16-15-00080, не подлежит продаже

ISBN 978-5-9907634-9-4

© Коллектив авторов, 2016
© Ин-т геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН, 2016
© Оформление. Академическое
изд-во “Гео”, 2016

Глава 24

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА РФА-СИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ ПРОГЛЯЦИАЛЬНОГО ОЗЕРА ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ДИНАМИКИ ЛЕДНИКА ГОРЫ ЧЕРСКОГО (БАЙКАЛЬСКИЙ ХРЕБЕТ, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ) ЗА ПОСЛЕДНИЕ 160 ЛЕТ

ВВЕДЕНИЕ

Находясь в “тонком” равновесии с климатом, небольшие ледники являются крайне чувствительными индикаторами его изменения [1–3], когда даже незначительные колебания в региональной температуре и влажности могут нарушить баланс ледников [4]. При этом внутриконтинентальные ледники, располагающиеся на значительном удалении от источников влаги, наиболее чувствительны к климатическим изменениям. Район исследований находится в Восточной Сибири, рядом с северо-западным побережьем Байкала (рис. 1).

Основным поставщиком влаги является североатлантический влагоперенос [5]. Изучаемый ледник расположен вблизи горы Черского (2588 м над уровнем моря) Байкальского хребта, примерно в 18 км от северо-западного побережья оз. Байкал (см. рис. 1). Площадь ледника составляет 0,6 км², длина — около 1 км, средняя мощность льда 150 м, ледник располагается на высотах от 2020 до 1750 м [6, 7]. Прогляциальное ультрапресное оз. Гитара (55°04' с.ш., 108°44' в.д.) располагается на высоте 1240 м в трех километрах от ледника, площадь — 0,18 км². Питание озера осуществляется в основном за счет талых вод ледника.

В настоящее время ледники в этой части Восточной Сибири имеют минимальное распространение [8]. В большинстве случаев их размер не превышает 1 км² [9, 10]. Однако наличие ледниковых форм рельефа и флювиогляциальных отложений свидетельствует, что в прошлом эта территория была подвержена значительному оледенению [11–14]. Так, например, в период последнего оледенения плейстоцена ледники покрывали территорию, равную примерно 13 000 км² горного обрамления Байкала [14].

Хорошо известно, что современное отступление ледников началось с середины XIX в., когда закончился климатический режим Малого ледникового периода (МЛП). Однако динамика ледников в разных частях Северного полушария не была синхронной [15–17]. На фоне довольно детально изученных голоценовых разрезов Европы и Северной Америки [18] ледниковые разрезы Восточной Сибири все еще остаются малоизученными. При этом оценки дина-

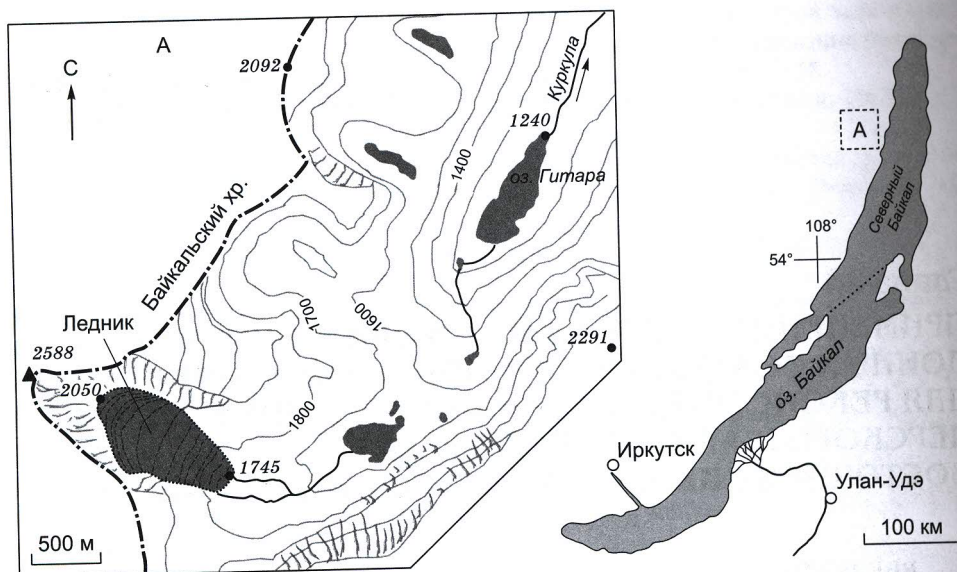


Рис. 1. Схема расположения района исследования.

мики ледников сильно отличаются друг от друга. Согласно оценкам [13, 19, 20], площадь ледников в северной части Восточной Сибири с 1850 по 2000 гг. сократилась на 17 %, а по данным Ананичева с соавт. [21], за более короткий период (с 1945 по 2003 гг.) — на 20–30 %.

В последние десятилетия, с развитием высокоразрешающих инструментальных методов, был достигнут значительный прогресс в реконструкции активности ледников на основе изучения вещественного состава кернов из озер, примыкающих к современным ледникам [22–27].

В этой главе мы реконструируем отклик ледников Прибайкалья (на примере ледника горы Черского) на изменения климата последних 160 лет на основе подробного исследования элементного состава керна донных отложений прогляциального оз. Гитара. Летописи этого периода охватывают важные климатические перестройки, такие как переход от МЛП к современному потеплению (СП) и начало активного антропогенного влияния на глобальный климат.

МЕТОДЫ

Изучалась верхняя часть (0–18 см) керна, отобранного в центральной части озера в июле 2010 г. Глубинно-возрастная модель строилась на основе распределения активностей изотопов ^{210}Pb , ^{137}Cs , ^{238}U и ^{226}Ra . Для расчета возраста использовалась CRS-модель (Constant Rate of Supply) накопления ^{210}Pb [28] (рис. 2), расчет доли неравновесного ^{210}Pb производился как по активностям ^{238}U , так и ^{226}Ra .

Для изучения элементного состава керна был проведен рентгеноспектральный флуоресцентный анализ путем сплошного сканирования недеформированного влажного керна на пучках синхротронного излучения (“РФА-СИ-скан”) с шагом в 1 мм на станции элементного анализа в СЦСТИ (ИЯФ СО РАН). Станция РФА-СИ оборудована специальным сканирующим устройством. Ска-

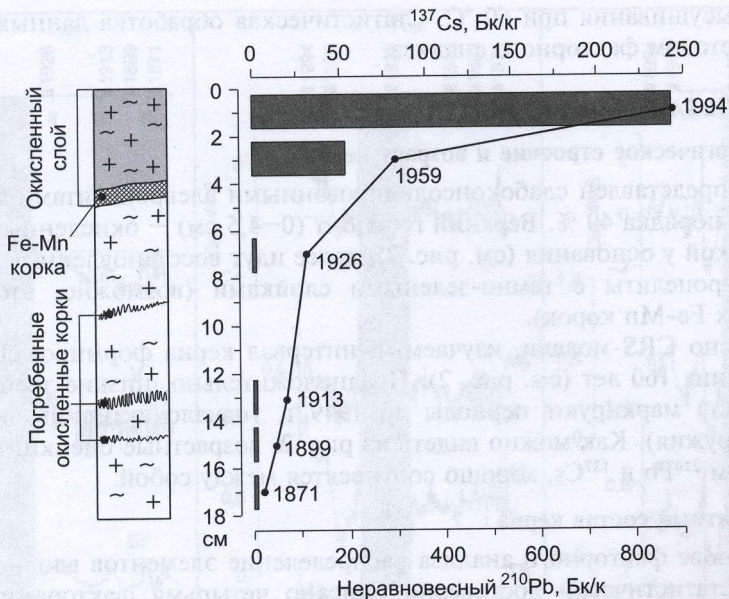


Рис. 2. Литологическое строение ядра донных осадков и глубинно-возрастная модель, основанная на распределении активностей ^{210}Pb и ^{137}Cs (серые прямоугольники).

нер позволяет перемещать образец на длину до 400 мм, перпендикулярно монохроматическому падающему излучению (и направлению регистрации характеристического флуоресцентного излучения от образца детектором). Минимальный шаг сканирования равен 0,1 мм. Кроме того, программное обеспечение позволяет тестировать наличие пучка СИ из накопительного кольца и осуществлять повторный набор спектра в случае, если происходит перенакопление пучка электронов в кольце. Механическая точность сканера была проверена при помощи датчика перемещения (Burleigh Instruments, Inc.) с разрешением 0,1 мкм. Рис. 3 показывает, насколько позиция перемещения образца при помощи сканера отклоняется от реальной позиции, регистрируемой датчиком.

Очевидно, что отклонение не превышает 100 мкм на протяжении двухсотмиллиметрового интервала сканирования. Данная точность вполне приемлема для решения поставленной задачи [29]. Полученные спектры обрабатывали при помощи программы AXIL. Были определены концентрации: породообразующих К, Са, Ti, Mn, Fe, редких и рассеянных Ni, Cu, Zn, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ba, La, Се элементов. Содержание воды в осадке определялось

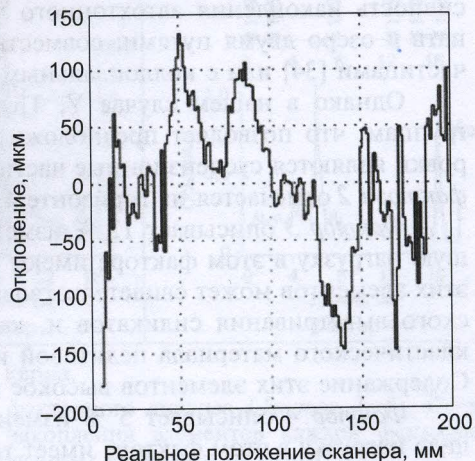


Рис. 3. Результаты проверки механической точности сканирующего устройства.

методом высушивания при 60 °С. Статистическая обработка данных была выполнена методом факторного анализа.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Литологическое строение и возраст керна

Керн представлен слабоконсолированными алевропелитами с содержанием воды порядка 40 %. Верхний горизонт (0–4,5 см) – окисленный осадок с Fe-Mn коркой у основания (см. рис. 2), далее идут восстановленные оливково-серые алевропелиты с темно-зелеными слойками (возможно, это реликты окисленных Fe-Mn корок).

Согласно CRS-модели, изучаемый интервал керна формировался в течение последних 160 лет (см. рис. 2). Предположительно, низкие значения ^{137}Cs (<2–5 Бк/кг) маркируют периоды до 1949 г. (начало активного испытания ядерного оружия). Как можно видеть из рис. 2, возрастные оценки, данные по активностям ^{210}Pb и ^{137}Cs , хорошо соотносятся между собой.

Элементный состав керна

На основе факторного анализа распределение элементов вдоль керна может быть статистически достоверно описано четырьмя факторами (рис. 4). *Фактор 1* описывает 39 % изменчивости компонентов в керна, наибольшую нагрузку в этом факторе имеют Ca, Ti, V, Fe, Mn, Cu и Sr. Кальций и стронций широко представлены в породообразующих минералах и легко переходят в растворенную форму, мобильность Fe и Mn также высокая [30]. Титан, V и Cu сильно ассоциируют с коллоидальным железом и органическими комплексами [31]. В целом можно предположить, что *фактор 1* описывает процесс выщелачивания пород и почв водосборного бассейна озера [32]. Содержание элементов *фактора 1* наиболее высоко в 0–6 см горизонте керна.

Фактор 2 описывает 28 % изменчивости компонентов в керна, наибольшую нагрузку в этом факторе имеют K, Zn, Y, Br, Pb, Th и U. Калий, Br и U активно усваиваются диатомовыми и синезелеными водорослями, а также активно связываются с органической составляющей на ранних стадиях диагенеза осадков [32, 33]. Можно предположить, что эти элементы отображают интенсивность накопления автохтонного материала. Иттрий и торий могли поступать в озеро двумя путями: совместно с тонкодисперсными суспензионными частицами [34] или с коллоидальным (<0,22 μm) железом и алюминием [31].

Однако в нашем случае Y, Th и Fe принадлежат к разным факторным группам, что позволяет предположить, что основной их формой транспортировки являются суспензионные частицы. Наибольшая изменчивость элементов *фактора 2* отмечается на горизонте 4,5–8,5 см (см. рис. 4).

Фактор 3 описывает 12 % изменчивости компонентов в керна, наибольшую нагрузку в этом факторе имеют Ga, Rb, Zr и Nb. Увеличение содержания этих элементов может свидетельствовать об интенсификации процесса физического выветривания силикатов и, как следствие, увеличении потока в озеро кластического материала пелитовой и мелкоалевритовой размерности [35, 36]. Содержание этих элементов высокое на горизонте – 6–12 см.

Фактор 4 описывает 5 % изменчивости компонентов в керна, наибольшую нагрузку в этом факторе имеет только Mo. Молибден активно фиксирует-

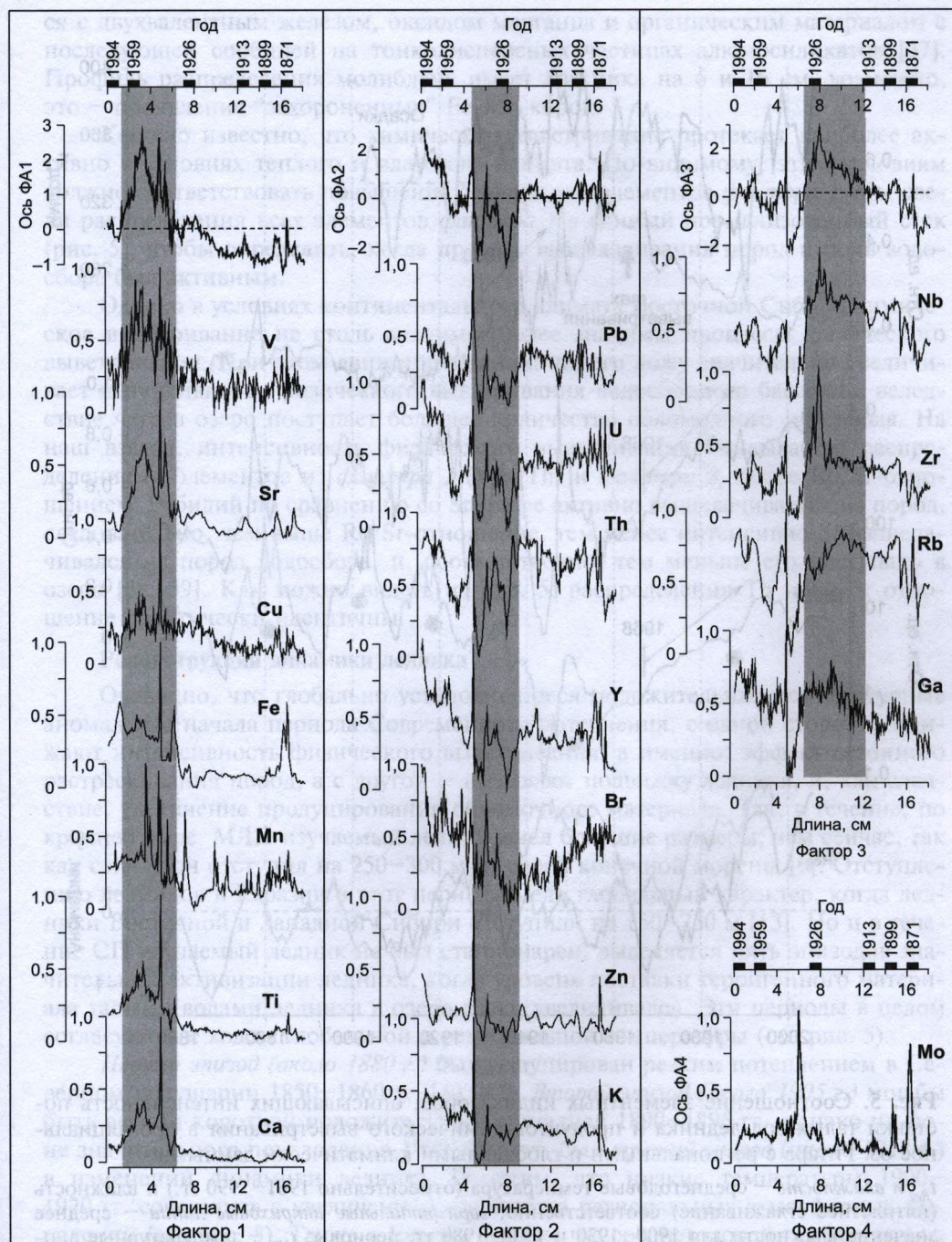


Рис. 4. Изменение элементного состава вдоль ядра.

Группировка элементов осуществлена методом факторного анализа (фактор 1–4). Серые прямоугольники – изменения интенсивности накопления элементов каждой факторной группы. Содержания элементов даны в нормализованных величинах от 0 до 1.

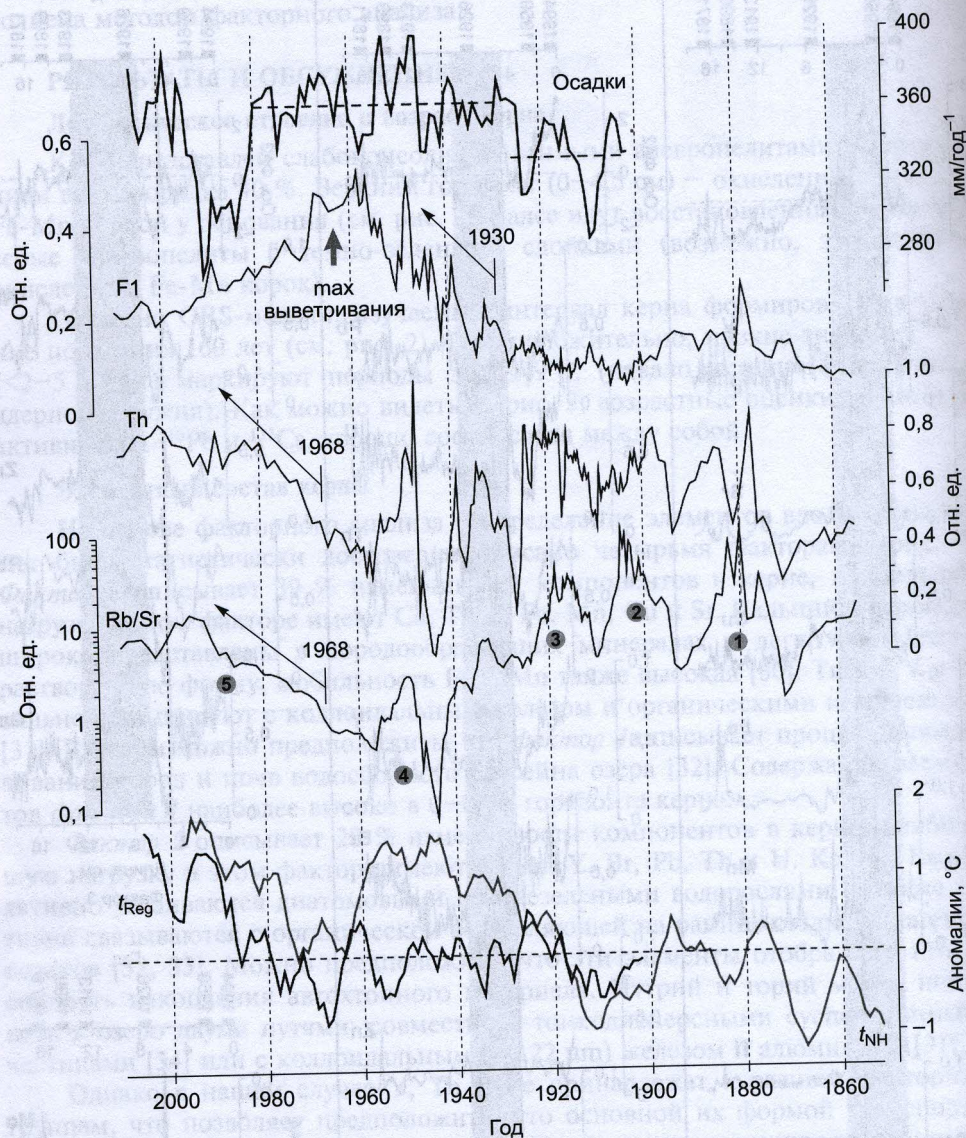


Рис. 5. Соотношение элементных индикаторов, описывающих интенсивность поставки талых вод ледника и продуктов химического выветривания в прогляциальное оз. Гитара с региональными и глобальными климатическими данными:

t_{Reg} и влажность — среднегодовые температура (относительно 1961–1990 гг.) и влажность (пятилетнее сглаживание) соответственно; горизонтальные штриховые линии — среднее значение влажности для 1900–1930 и 1930–1980 гг. периоды; t_{NH} — температурные аномалии для Северного полушария [47]; $F1$ — усредненное значение для всех элементов, входящих в группу фактор I ; цифры в серых кружках — пять периодов интенсификации поставки талых вод ледника.

ся с двухвалентным железом, оксидом марганца и органическим материалом с последующей сорбцией на тонкодисперсных частицах алюмосиликатов [37]. Профиль распределения молибдена имеет два пика на 6 и 16 см, возможно, это — проявление “захороненных” Fe-Mn корок.

Хорошо известно, что химическое выветривание протекает наиболее активно в условиях теплого и влажного климата. По-видимому, этим условиям должно соответствовать повышение содержания элементов *фактора 1*. Мы свели распределения всех элементов *фактора 1* в единый нормализованный стек (рис. 5), чтобы определить, когда процесс выщелачивания пород и почв водосбора был активным.

Однако в условиях континентального климата Восточной Сибири химическое выветривание не столь значимо, более значимы процессы физического выветривания. При этом движение ледника по его ложу значительно увеличивает интенсивность физического выветривания водосборного бассейна, вследствие чего в озеро поступает большее количество обломочного материала. На наш взгляд, интенсивность физического выветривания описывается распределениями элементов из *фактора 2* (Y и Th) и *фактора 3*, также Rb/Sr-отношением. Рубидий по сравнению со Sr менее активно выщелачивается из пород, следовательно, чем выше Rb/Sr-отношение, тем менее интенсивно Sr выщелачивался из пород водосбора, и, соответственно, тем меньше его поступало в озеро [38, 39]. Как можно видеть из рис. 5, распределения Th и Rb/Sr-отношение практически идентичны.

Реконструкция динамики ледника

Очевидно, что глобально установившиеся положительные температурные аномалии с начала периода Современного потепления, с одной стороны, снижают интенсивность физического выветривания, а именно: эффект сезонного растрескивания пород, а с другой — вызывают подвижку ледника, и, как следствие, увеличение продуцирования обломочного материала. Так, в течение, по крайней мере, МЛП изучаемый ледник имел большие размеры, чем сейчас, так как сейчас он отступил на 250–300 м от своей конечной морены [6]. Отступлению ледников в Евразии в этот период имело глобальный характер, когда ледники Восточной и Западной Сибири отступили на 150–250 м [13]. Но и в течение СП изучаемый ледник не был стационарен, выделяется пять эпизодов значительной активизации ледника, когда уровень поставки терригенного материала талыми водами ледника в озеро резко увеличивался. Эти периоды в целом согласуются с ходом глобальной и региональной температуры (см. рис. 5).

Первый эпизод (около 1880 г.) был индуцирован резким потеплением в Северном полушарии 1850–1860 гг. [40–43]. *Второй эпизод (около 1905 г.)* мог бы быть вызван короткой положительной аномалией 1890–1895 гг., однако на фоне значительного похолодания 1900–1920 гг. был *третий эпизод* (около 1918 г.) в изменении динамики ледника. Отметим, что низкие температуры 1900–1920 гг. сочетались с увеличением количества региональных атмосферных выпадений (см. рис. 5). Также в Европе понижение среднегодовой температуры в этот период произошло в основном за счет снижения летних температур [41, 42, 44]. Исходя из этих предпосылок, мы предполагаем, что *второй и третий эпизоды* маркируют “наступление” ледника. В горах Алтая ледники также “наступали” в 1909–1914 гг.

Четвертый эпизод (около 1950 г.) хорошо согласуется с температурными аномалиями, случившимися в Северном полушарии в 1930–1950 гг. Между тем в изучаемом регионе среднегодовые температуры выросли незначительно, в то время как температуры периода аккумуляции ледника увеличились значительно (~3 °С). Короткое и резкое увеличение содержания элементов *Фактора* также произошло в это время. Предположительно это был период быстрой и резкой дегляциации ледника.

Низкое значение стека *фактора 1* предполагает, что интенсивность химического выветривания была низкая с 1850 по 1930 г., далее с 1930 г., по настоящее время интенсивность химического выветривания возрастала, и ее максимум был около 1960 г. (см. рис. 5). Этот позитивный тренд совпадает с трендом на возрастание температур в Северном полушарии [45–47]. Поступление эродированного материала в северную котловину Байкала также увеличилось после 1954 г. [48–50]. Вероятно, позитивная температурная аномалия 1950–1960 гг. в сочетании с тенденцией глобального повышения температур за несколько последних десятилетий явилось причиной *пятого эпизода* дегляциации ледника, начавшегося с 1968 г. и до сих пор.

ВЫВОДЫ

В наборе данных по изменению элементного состава керн из прогляциального озера выделяются следующие основные группы элементов, описывающие изменения, происходившие на изучаемой территории за последние 160 лет: группа (Ca, Ti, V, Fe, Mn, Cu и Sr), отображающая интенсивность химического выветривания пород и почв водосборного бассейна оз. Гитара; группа (K, Vg и U), связанная с органической автохтонной составляющей озера; группа (Y, Th, Ga, Rb, Zr, Nb и Rb/Sr-отношение), маркирующая процессы физического выветривания, и, в частности, изменение динамики ледника.

На основе этих данных выделяются пять эпизодов, когда ледник приходил в движение (~1880, 1905, 1918, 1950 гг., с 1968 г. по настоящее время), а также период увеличения интенсивности химического выветривания водосборного бассейна озера с 1930 г. по настоящее время, с максимумом около 1960 г.

Мы выражаем свою благодарность Э.Ю. Осипову, И.В. Енушенко, К.Е. Вершинину за помощь в проведении полевых исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке грантов: ПП РАН № 4.17, МД-№ 4389.2009.5, РФФИ-№ 12-05-00573.

Литература

1. Haeberli W., Frauenfelder R., Käab A., Wagner S. Characteristics and potential climatic significance of “miniature ice caps” (crest- and cornice-type low-altitude ice archives) // J. Glaciology. 2004. V. 50 (168). P. 129–136.
2. Paul F. Changes in glacier area in Tyrol, Austria, between 1969–1992 derived from Landsat 5 Thematic Mapper and Austrian Glacier Inventory data // Remote Sensing. 2002. V. 23 (4). P. 787–799.
3. Solomina O., Haeberli W., Kull C., Wiles G. Historical and Holocene glacier–climate variations: General concepts and overview // Global and Planetary Change. 2008. V. 60. P. 1–9.

4. *Dyurgerov M.B., Meier M.F.* Twentieth century climate change: Evidence from small glaciers // National Academy of Sciences. 2000. V. 97 (4). P. 1406–1411.
5. *Кузнецова Л.П.* Перенос влаги над территорией СССР. М.: Наука, 1978. 178 с.
6. *Алешин Г.В.* Современные ледники и их рельефообразующее значение на Байкальском хребте // География и природ. ресурсы. 1982. № 4. С. 133–136.
7. *Плюснин В.М., Дроздова О.В., Кито А.Д., Коваленко С.Н.* Динамика горных геосистем юга Сибири // География и природ. ресурсы. 2008. № 2. С. 5–14.
8. *Margold M., Jansson K.N.* Glacial geomorphology and glacial lakes of central Transbaikalia, Siberia, Russia // J. of Maps. 2011. P. 18–30.
9. *Avsiuk G.A., Kotlyakov V.M.* Mountain glaciation in the U.S.S.R.; extension, classification and ice storage in glaciers / O. Hirobumi (Ed). Physics of snow and ice, Hokkaido Univ. Inst. Low Temperature Sci. Hokkaido, 1967. P. 389–394.
10. *Ananicheva M.D., Krenke A.N.* Mountain glaciation (by the example of Noth-East of Siberia and Kamchatka) / V.M. Kotlyakov (Ed). Glaciation in North Eurasia in the recent past and immediate future. M.: Nauka, 2007. P. 277–293.
11. *Back S., Strecker M.R.* Asymmetric late Pleistocene glaciations in the North Basin of the Baikal Rift, Russia // J. Geol. Soc. 1998. V. 155. P. 61–69.
12. *Osipov E.Yu., Grachev M.A., Mats V.D. et al.* Mountain glaciers of the Pleistocene Last Glacial Maximum in the northwestern Barguzin Range (Northern Baikal Region): paleoglacial reconstruction // Russian Geology and Geophysics. 2003. V. 44 (7). P. 652–663.
13. *Solomina O.N.* Retreat of mountain glaciers of northern Eurasia since the Little Ice Age maximum // Ann. of Glaciol. 2000. V. 31. P. 26–30.
14. *Osipov E.Y., Khlystov O.M.* Glaciers and meltwater flux to Lake Baikal during the Last Glacial Maximum // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 294. P. 4–15.
15. *Stoetter J., Wastl M., Caseldine C., Haberle T.* Holocene palaeoclimatic reconstruction in northern Iceland: approaches and results // Quatern. Sci. Rev. 1999. V. 18 (3). P. 457–474.
16. *Nesje A., Dahl S.O.* The Greenland 8200 cal. yr BP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences // J. Quatern. Sci. 2001. V. 16 (2). P. 155–166.
17. *Yang B., Bräuning A., Dong Z., Zhang Z., Keqing J.* Late Holocene monsoonal temperature glacier fluctuations on the Tibetan Plateau // Global and Planetary Change. 2008. V. 60. P. 126–140.
18. *Jones P.D., Briffa K.R., Osborn T.J. et al.* High-resolution palaeoclimatology of the last millennium: a review of current status and future prospects // The Holocene. 2009. V. 19. P. 3–49.
19. *Gurney S.D., Popovnin V.V., Shahgedanova M., Stokes C.R.* A glacier inventory for the Buordakh Massif, Cherskiy Range, north east Siberia, and evidence for recent glacier recession // Arctic, Antarctic and Alpine Research. 2008. V. 40 (1). P. 81–88.
20. *Gurney S.D.* Contemporary and “Little Ice Age” glacier extents in the Buordakh Massif, Cherskiy Range, north east Siberia // J. of Maps. 2010. P. 7–13.
21. *Ananicheva M.D., Koreisha M.M., Takahashi S.* Assessment of glacier shrinkage from the maximum in the Little Ice Age in the Suntar Khayata Range, North-East Siberia // Bull. Glaciol. Res. 2005. V. 22. P. 9–17.
22. *Karlen W., Matthews J.* Reconstructing Holocene glacier variations from glacier lake sediments: studies from Nordvestlandet and Jostedalbneen-Jotunheimen, southern Norway // Geografiska Annaler, Series A. 1992. 63A. P. 273–281.
23. *Dahl S.O., Bakke J., Lie O., Nesje A.* Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites // Quatern. Sci. Rev. 2003. V. 22. P. 275–287.

24. *Lie O., Dahl S.O., Nesje A., Matthews J.A., Sandvold S.* Holocene fluctuations of a polythermal glacier in high-alpine eastern Jotunheimen, central-southern Norway // Quatern. Sci. Rev. 2004. V. 23 (18–19). P. 1925–1945.
25. *Rosqvist G., Jonsson C., Yam R., Karlen W., Shemesh A.* Diatom oxygen isotopes in pro-glacial lake sediments from northern Sweden: a 5000 year record of atmospheric circulation // Quatern. Sci. Rev. 2004. V. 23 (7–8). P. 851–859.
26. *Nesje A., Bakke J., Dahl S.O., Lie O., Matthews J.A.* Norwegian mountain glaciers in the past, present and future // Global and Planetary Change. 2008. V. 60 (1–2). P. 1–27.
27. *Bakke J., Lie Ø., Nesje A., Dahl S.O., Paasche Ø.* Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway // The Holocene. 2005. V. 15 (2). P. 161–176.
28. *Binford M.W.* Calculation and Uncertainty Analysis of ^{210}Pb Dates for PIRLA project cores // J. Paleolimnol. 1990. V. 3. P. 253–267.
29. *Zolotarev K.V., Goldberg E.L., Kondratyev V.I. et al.* Scanning SR-XRF beamline for analysis of bottom sediments // Nuclear Instruments and Methods Phys. Res. 2001. V. A470. P. 376–379.
30. *Davison W.* Iron and manganese in lakes // Earth Sci. Rev. 1993. V. 34. P. 119–163.
31. *Pokrovsky O.S., Schott J., Dupre B.* Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewaters of permafrost-dominated basaltic terrain in Central Siberia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 3239–3260.
32. *Phedorin M.A., Goldberg E.L.* Prediction of absolute concentrations of elements from SR XRF scan measurements of natural wet sediments // Nuclear Instruments and Methods Phys. Res. 2005. V. A543. P. 274–279.
32. *Lavilla I., Filgueira A.V., Valverde F. et al.* Depth profile of trace elements in a sediment core of a high-altitude lake deposit at the Pyrenees, Spain // Water, Air, and Soil Pollution. 2006. V. 172. P. 273–293.
33. *Phedorin M.A., Fedotov A.P., Vorobieva S.S., Ziborova G.A.* Signature of long supercycles in the Pleistocene history of Asian limnic systems // J. Paleolimnol. 2008. V. 40. P. 445–452.
34. *Nesbitt H.W.* Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite // Nature. 1979. V. 279. P. 206–210.
35. *Koinig K.A., Shotyk W., Lotter A.F. et al.* 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake—the role of climate, vegetation, and land-use history // J. Paleolimnol. 2003. V. 30. P. 307–320.
36. *Augustsson A., Peltola P., Bergbäck B., et al.* Trace metal and geochemical variability during 5,500 years in the sediment of Lake Lehmilampi, Finland // J. Paleolimnol. 2010. V. 44. P. 1025–1038.
37. *Legeleux F., Reyss J.L., Bonté P., Organo C.* Concomitant enrichments of uranium, molybdenum and arsenic in suboxic continental margin sediments // Oceanologica Acta. 1994. V. 17. P. 417–429.
38. *Dasch E.J.* Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1969. V. 33. P. 1521–1552.
39. *Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
40. *Lean J., Beer J., Bradley R.* Reconstruction of Solar Irradiance Since 1610: Implications for Climate Change // Geophys. Res. Lett. 1995. V. 22 (23). P. 3195–3198.
41. *Huang S.* Merging information from different resources for new insights into climate change in the past and future // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. doi:10.1029/2004GL019781.

42. *Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E. et al.* European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500 // *Science*. 2004. V. 303. P. 1499–1503.
43. *Osborn T.J., Briffa K.R.* The spatial extent of 20th century warmth in the context of the past 1200 years // *Science*. 2006. V. 311. P. 841–844.
44. *Xoplaki E., Luterbacher J., Paeth H. et al.* European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. L15713, doi:10.1029/2005GL023424
46. *Brohan P., Kennedy J.J., Harris I. et al.* Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850 // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548
47. *Wilson R., D'Arrigo R., Buckley B. et al.* A matter of divergence: Tracking recent warming at hemispheric scales using tree ring data // *J. Geophys. Res.* 2007. 112:D17103. doi: 10.1029/2006JD008318.
48. *Boyle J.F., Mackay A.W., Rose N.L. et al.* Sediment heavy metal record in Lake Baikal: natural and anthropogenic sources // *J. Paleolimnol.* 1998. V. 20. P. 135–150.
49. *Appleby P.G., Flower R.J., Mackay A.W., Rose N.L.* Paleolimnological assessment of recent environmental change in Lake Baikal: sediment chronology // *J. Paleolimnol.* 1998. V. 20. P. 119–133.
50. *Shahgedanova M., Popovnin V., Aleynikov A., Stokes C.R.* Geodetic mass balance of Azarova glacier, Kodar Mountains, eastern Siberia, and its links to observed and projected climatic change // *Annals of Glaciology*. 2011. V. 52 (58). P. 129–137.

622 с.мр.

Научное издание

ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ В ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

*Утверждено к печати Ученым советом
Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН*

Редактор *А.В. Владимирова*
Художественный редактор *Н.Ф. Суранова*
Корректор *Н.А. Митарновская*
Дизайн обложки *А.Е. Мальцев*
Оформление обложки *Л.Н. Ким*
Компьютерная верстка *Н.М. Райзвих*

Подписано в печать 10.12.2016. Формат (70×100) 1/16. Гарнитура NewtonС. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Усл.-печ. л. 50,3. Уч.-изд. л. 45,1. Тираж 300 экз. Заказ № 10.12/16-322

ООО “Академическое издательство “Гео”
630055, Новосибирск, ул. Мусы Джалиля, 3/1
Тел. (383) 328-31-13, <http://www.izdatgeo.ru>
Отпечатано в типографии ООО “Печатный дом-НСК”
630084, Новосибирск, ул. Лазарева, 33/1
Тел. (383) 271-01-30