

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОЗЕРА КОТОКЕЛЬ

Кострова¹ С.С., Майер² Х., Чаплыгин² Б., Безрукова¹ Е.В.

¹ *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск,
e-mail: kostrova@igc.irk.ru; bezrukova@igc.irk.ru*

² *Институт полярных и морских исследований Альфреда Вегенера, г. Потсдам, Германия, e-mail: hanno.meyer@awi.de; bernhard.chapligin@awi.de*

Изотопные данные позволяют решить комплекс научных задач, таких, как получение информации о происхождении и условиях образования геологических объектов, возможность реконструкции физико-химических параметров геологических процессов, а также природной среды и климата на планете [Фор, 1989]. На данный момент с помощью изотопно-кислородного метода подробно изучены ледники Гренландии и Антарктиды [Котляков и др., 1991; Васильчук, Котляков, 2000], донные отложения морей, океанов [Имбри, 1988; Dawson et al., 1992], а также многих озер [Leng et al., 2004; 2006].

Изотопный состав кислорода исследован в створках диатомовых водорослей, выделенных из голоценового интервала 12-м керна донных отложений, отобранного в южной части озера Котокель (52°47' с.ш., 108°07' в.д., глубина воды ~ 3.5 м) в августе 2005 года с помощью керноотборника типа «Ливингстон» (Livingston-type piston corer). Литологическое описание свидетельствует, что верхние 506 см керна, отложенные в течение последних ~11650 лет, представлены мягкой коричневатой-черной гиттией. Возрастная модель, построенная для всего осадочного разреза и применяемая в настоящем исследовании, базируется на AMS радиоуглеродных датах. Начало голоцена подтверждается результатами пыльцевого и диатомового анализов [Bezrukova et al., 2010].

Извлечение створок диатомовых водорослей из донных отложений осуществлялось с помощью многостадийной методики, разработанной в ИГХ СО РАН [Калмычков и др., 2005]. Степень чистоты полученных препаратов оценена методами сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) и энерго-дисперсионной спектроскопии (ЭДС). Анализ выполнен на сканирующем электронном микроскопе ZEISS ULTRA 55, снабженном энерго-дисперсионной системой и детектором Ultra Dry SDD, в Германском научно-исследовательском центре геонаук (GFZ), Потсдам. Полученные образцы не содержали видимые примеси терригенного материала. Результаты ЭДС-анализа показали, что содержание Al_2O_3 в препаратах не превышает 0.1-0,86%.

Разложение створок диатомовых водорослей для изотопного анализа проводилось с помощью лазера в атмосфере BrF_3 после предварительной дегидратации образцов в потоке инертного газа (He) при температуре 1100°C [Chapligin et al., 2010]. Определение $\delta^{18}O$ осуществлялось на масс-спектрометре PDZ Еигора 2020 (Изотопная лаборатория Института полярных и морских исследований Альфреда Вегенера, Потсдам, Германия). Ошибка определения $\delta^{18}O$ (1 σ) оценивается величиной $\pm 0.25\%$. Результаты измерений $\delta^{18}O$ даны в отношении к международному стандарту VSMOW. Правильность полученных значений $\delta^{18}O$ контролировалась регулярными измерениями рабочего стандарта BFC (диатомит из графства Шаства, Калифорния), $\delta^{18}O$ которого составляет $28.80 \pm 0.18\%$ (1 σ , n=24) [Chapligin et al., 2011].

Для оценки современных гидрологических условий и выявления факторов, определяющих величину изотопного сигнала в створках диатомовых водорослей озера Котокель, в июле 2011 г. отобраны образцы озерной воды в его южной части, в непосредственной близости от точки бурения керна, а также в северной оконечности, где осуществляется сток озерной воды через реку Исток. В это же время осуществлялся отбор воды рек, соединяющихся с озером. Анализ стабильных изотопов воды выполнен в изотопной лаборатории АВИ на масс-спектрометре Finnigan MAT Delta-S. Погрешность

определения значений δD и $\delta^{18}O$ (1σ) составила $\pm 0,8\%$ и $\pm 0,1\%$, соответственно [Meयर et al., 2000].

Значения $\delta^{18}O$ створок диатомовых водорослей голоценовых отложений озера Котокель изменяются от 23,7 до 30,3‰ (Рис.).



Рис. Изотопный состав кислорода створок диатомовых водорослей из голоценовых осадков озера Котокель.

Полученные величины $\delta^{18}O$ значительно отличаются от аналогичного параметра (40-44‰) для морских диатомей [Shemesh et al., 1992] и сопоставимы со значениями $\delta^{18}O$ озерных диатомовых (15-33‰) [Leng, Barker, 2006]. Монотонное уменьшение величин на 6,6‰ наблюдается снизу вверх по разрезу. Максимальные значения $\delta^{18}O$ створок (29,2-30,3‰) зарегистрированы в начале голоцена (~11,5-11,2 тыс. л.н.). Около 10,7 тыс. л.н. происходит резкое снижение величин $\delta^{18}O$ до 25,2‰, после чего наблюдается их стремительный рост до 30,1‰ ~10,3 тыс. лет назад. В интервале, соответствующем возрасту ~10,3-9,4 тыс. л.н., отмечается постепенное снижение значений $\delta^{18}O$ до 27,5‰. Временной период ~11,5-9,4 тыс. л.н., характеризующийся относительно высокими значениями $\delta^{18}O$ створок, на изотопной кривой обозначен как зона КТК 2-1 (Рис.).

Временной интервал ~9,4-2,7 тыс. л.н. (изотопная зона КТК 2-2) представляет собой область относительно стабильных от 27,5 до 29,9‰ значений $\delta^{18}O$ створок (Рис.). Однако на указанном отрезке зафиксированы резкие вариации величины $\delta^{18}O$ от 30-29‰ до 27-26‰. Незначительные максимумы наблюдаются ~8,7, ~8,2, ~6,7, ~5,8, ~4,9 и ~2,7 тыс. л.н., тогда, как незначительные минимумы зарегистрированы ~9,3, ~6,6 и ~5,1 тыс. л.н. Минимальное значение 20,4‰ установлено ~4,6 тыс. л.н. Из-за недостаточного количества материала образец проанализирован только один раз, поэтому недостоверное значение исключено из дальнейшей интерпретации.

Временной период ~2,7-0 тыс. л.н. (изотопная зона КТК 2-3) характеризуется величинами $\delta^{18}O$ створок, изменяющимися от 23,7 до 29,8‰ (Рис.). На участке, соответствующем возрасту ~2,7-2,1 тыс. л.н., происходит резкое снижение значений $\delta^{18}O$ створок от 29,8 до 24,5‰ с последующим ростом до 27,9‰ ~1,6 тыс. л.н. Резкое падение величин $\delta^{18}O$ с 27,8‰ до абсолютного минимума в изотопной записи 23,7‰ также зафиксировано в интервале ~1,5-1,2 тыс. л.н. В современных отложениях (после ~1,2 тыс. л.н.) наблюдается постепенный рост значений $\delta^{18}O$ створок диатомовых водорослей до 27,5‰.

Известно [Labeyrie, 1974], что изотопный состав кислорода створок диатомовых водорослей контролируется двумя основными факторами: температурой и изотопным составом воды, в равновесии с которой они формируются.

Изотопный состав воды озера Котокель характеризуется средними значениями $\delta^{18}\text{O} = -12.0\text{‰}$, $\delta\text{D} = -106.3\text{‰}$ и низким дейтериевым эксцессом $d = -10\text{‰}$. Полученные величины подчиняются линейной зависимости, описываемой уравнением $\delta\text{D} = 4.8 \cdot \delta^{18}\text{O} - 48$ при достоверности аппроксимации $R^2=0.96$. Угловым коэффициентом этой линии удовлетворительно соответствует угловому коэффициенту, равному 5, для теоретически полученной линии неравновесного испарения [Dansgaard, 1964]. Таким образом, с достаточной долей уверенности можно утверждать, что полученная линейная зависимость характеризует изотопное фракционирование, вызванное испарением.

Изотопный состав озерной воды значительно отличается от изотопного состава воды рек, соединяющихся с озером. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD речной воды составляют -19.8‰ и -145.9‰ , соответственно (средний $d = +12.8\text{‰}$). Абсолютные значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD , характеризующие изотопный состав воды рек, предполагают наличие существенной (возможно подавляющей) доли воды, образованной в результате таяния сезонного льда и снега. В период опробования вода озера Котокель не являлась источником воды для р. Исток (средние значения $\delta^{18}\text{O} = -20.4\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -151.0\text{‰}$), через которую, как считается, осуществляется сток озерной воды в озеро Байкал. Результаты изотопного анализа позволяют утверждать, что абсолютно все реки (по крайней мере, в июле 2011 г.) впадают в Котокель. Таким образом, в зависимости от условий стока, озеро с одной стороны можно охарактеризовать как мелководную проточную, с другой – как закрытую систему, питание которой осуществляется преимущественно талыми водами и атмосферными осадками. Существенное влияние на изотопный состав озерной воды оказывает испарение.

Мелководность озера способствует значительному прогреванию воды в летний период. Согласно нашим собственным наблюдениям и опубликованным данным, температура воды в озере может достигать $25\text{--}26^\circ\text{C}$. В связи с постоянным ветровым перемешиванием водных масс заметной разницы между поверхностной и придонной температурами нет [Кузьмич, 1988]. Поскольку озеро покрыто льдом с октября по май, цветение диатомовых происходит в короткий летний период, в условиях относительно высоких поверхностных температур воды и воздуха. Сравнение изотопного состава озерной воды ($\delta^{18}\text{O}$ изменяется в диапазоне от -10.8 до -13.6‰ ; среднее -12‰) с изотопным составом створок ($\delta^{18}\text{O} = 27.5\text{‰}$), извлеченных из верхнего горизонта осадка ($\Delta^{18}\text{O}_{\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{SiO}_2} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} \approx 10^3 \ln \alpha = 38.3 \div 41.1$; среднее: 39.5‰), позволило рассчитать коэффициент фракционирования α для системы «биогенный кремнезем-вода» от 1.0417 до 1.0387 (средний $\alpha = 1.0400$). Согласно уравнению изотопного фракционирования между биогенным кремнеземом створок и водой $10^3 \ln \alpha = 3.26 \cdot 10^6 / T^2 + 0.45$ [Juillet-Leclerc, Labeyrie, 1987], температура озерной воды ($T_{\text{оз}}$) в период цветения диатомовых составляет $11\text{--}22^\circ\text{C}$ (среднее значение $T_{\text{оз}} = +16^\circ\text{C}$). Рассчитанные значения оказались несколько ниже реально зафиксированных.

Проведенные исследования показали, что изменение величины сигнала $\delta^{18}\text{O}$ створок озера Котокель в период голоцена главным образом определяется изменением $\delta^{18}\text{O}$ воды озера, а не температурой. Испарение является основным фактором, влияющими на величину $\delta^{18}\text{O}$ озерной воды.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (Проект № 12-05-00476) и Германского научного фонда (DFG) (Проект Me-3266-3-1).

Литература

Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии: Учебник. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. – 616 с.

- Имбри Дж., Имбри К.П. Тайны ледниковых эпох / Пер. с англ. – М.: Прогресс, 1988. – 264 с.
- Калмычков Г.В., Кострова С.С., Гелетий В.Ф., Ткаченко Л.Л., Рахлин В.И. Способ выделения створок диатомовых водорослей из донных осадков для определения их кислородного изотопного состава и реконструкции палеоклимата // Геохимия. 2005. №12. С. 1358-1360.
- Котляков В.М., Гросвальд М.Г., Лориус К. Климаты прошлого из глубины ледниковых щитов. – М.: Знание, 1991. – 48 с.
- Кузьмич В.Н. Эколого-продукционная характеристика озер Иркана и Котокель // Сборник научных трудов ГосНИОРХ. 1988. Вып. 279. С. 131–146.
- Фор Г. Основы изотопной геологии / Пер. с англ. – М.: Мир, 1989. – 590 с.
- Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Solovieva N., Krivonogov S.K., Riedel F. Last glacial–interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. V. 296. P. 185-198.
- Chapligin B., Leng M.J., Webb E., Alexandre A., Dodd J.P., Ijiri A., Lücke A., Shemesh A., Abelmann A., Herzschuh H., Longstaffe F.J., Meyer H., Moschen R., Okazaki Y., Rees N.H., Sharp Z.D., Sloane H.J., Sonzogni C., Swann J.E.A., Sylvestre F., Tyler J.J., Yam R. Inter-laboratory comparison of oxygen isotope compositions from biogenic silica // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2011. V. 75. P. 7242-7256.
- Chapligin B., Meyer H., Friedrichsen H., Marent A., Sohns E., Hubberten H.-W. A high performance, safer and semi-automated approach for the $\delta^{18}\text{O}$ analysis of diatom silica and new methods for removing exchangeable oxygen // *Rapid Communications in Mass Spectrometry*. 2010. V. 24. P. 2655-2664.
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. 1964. V. 16. P. 436-468.
- Dawson A.G. Ice Age Earth: Late Quaternary geology and climate. –London and New York: Routledge, 1992. – 293 p.
- Juillet-Leclerc A., Labeyrie L. Temperature dependence of the oxygen isotopic fractionation between diatom silica and water // *Earth and Planetary Science Letters*. 1987. V. 84. P. 69-74.
- Labeyrie L. New approach to surface seawater paleotemperatures using $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in silica of diatom frustules // *Nature*. 1974. V. 248. N 5. P. 40-42.
- Leng M.J., Marshall J.D. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives // *Quaternary Science Reviews*. 2004. V. 23. P. 811-831.
- Leng M.J., Barker P.A. A review of the oxygen isotope composition of lacustrine diatom silica for palaeoclimate reconstruction // *Earth-Science Reviews*. 2006. V. 75. P. 5-27.
- Meyer H., Schönicke L., Wand U., Hubberten H.-W., Friedrichsen H. Isotope studies of hydrogen and oxygen in ground ice – experiences with the equilibration technique // *Isotopes in Environmental and Health Studies*. 2000. V. 36. P. 133-149.
- Shemesh A., Charles C.D., Fairbanks R.G. Oxygen isotopes in biogenic silica: global changes in ocean temperature and isotopic composition // *Science*. 1992. V. 256. P. 1434-1436.