

## Бурение осадков оз. Каракель (долина р. Теберда) и перспективы реконструкции истории оледенения и климата голоцена на Кавказе

© 2013 г. О.Н. Соломина<sup>1</sup>, И.А. Калугин<sup>2</sup>, М.Ю. Александрин<sup>1</sup>, И.С. Бушуева<sup>1</sup>, А.В. Дарин<sup>2</sup>,  
Е.А. Долгова<sup>1</sup>, В. Жомелли<sup>3</sup>, М.Н. Иванов<sup>1</sup>, В.В. Мацковский<sup>1</sup>, Д.В. Овчинников<sup>4</sup>,  
И.О. Павлова<sup>1</sup>, Л.В. Разумовский<sup>5</sup>, А.А. Чепурная<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт географии РАН, Москва; <sup>2</sup>Институт геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск;

<sup>3</sup>Лаборатория физической географии CNRS, Медон, Франция; <sup>4</sup>Институт леса имени В.Н. Сукачева РАН, Красноярск;

<sup>5</sup>Институт водных проблем РАН, Москва

*olgasolomina@yandex.ru*

*Статья принята к печати 15 января 2013 г.*

Западный Кавказ, климат голоцена, озёрные отложения, палеоклиматические реконструкции, палеолимнология.  
Holocene climate, lacustrine sediments, palaeoclimatic reconstructions, palaeolimnology, Western Caucasus.

Озёрные отложения – важный источник данных для реконструкции колебаний ледников и изменений климата. Рассмотрены первые результаты бурения осадков оз. Каракель (долина р. Теберда, Западный Кавказ), выполненного для реконструкции голоценовой истории оледенения и климата в регионе. Описаны методика отбора образцов и особенности стратиграфии керн донных отложений оз. Каракель, приведены три радиоуглеродные датировки, позволившие оценить скорости осадконакопления в верхней части толщи (поздний голоцен). Датировка нижнего слоя озёрных отложений – 11 700 л.н. (календарный возраст) – одновременно представляет собой оценку минимального возраста морены, подпруживающей оз. Каракель.

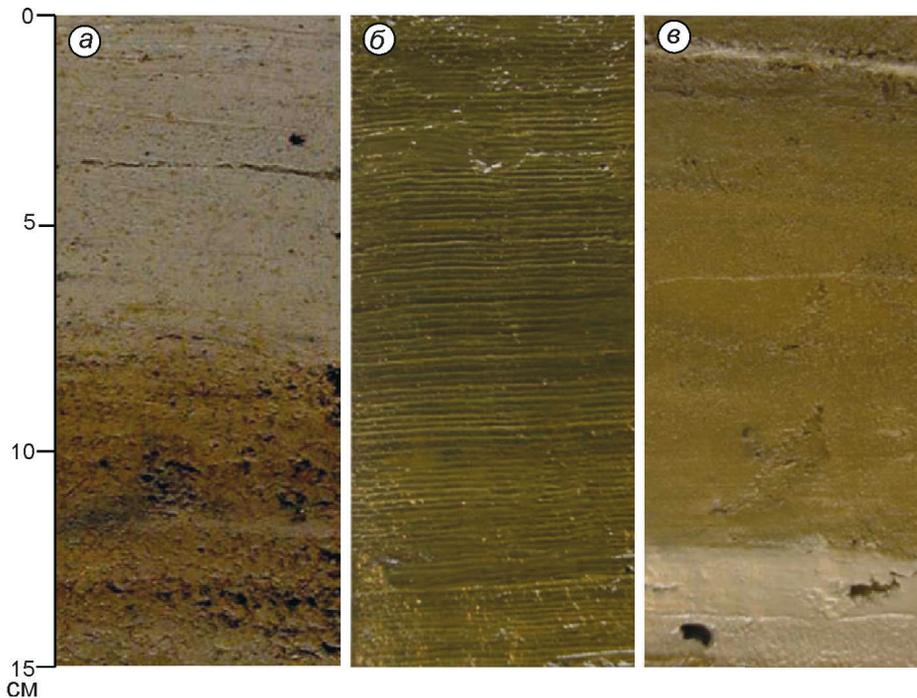
### Введение

В последние десятилетия изучение климата голоцена вышло на новые рубежи. Это прежде всего связано с разработкой новых и совершенствованием известных методов радиоуглеродного датирования (AMS – Accelerated Mass Spectrometry – ускорительная масс-спектрометрия) и анализа отложений, а также с успехами в моделировании климата [15, 18]. Озёрные осадки – один из наиболее перспективных объектов палеоклиматических исследований, поскольку они часто содержат непрерывную летопись событий прошлого, которую можно расшифровать с высоким временным разрешением. В отличие от других косвенных индикаторов, например дендрохронологических, озёрные отложения могут дать информацию о нескольких параметрах климатической и ландшафтной изменчивости. Для гляциологии озёрные отложения особенно интересны, так как по материалам их исследования возможно создание непрерывных реконструкций изменений размеров ледников и высоты границы питания, чего нельзя сделать, основываясь лишь на точечных данных о положении и возрасте морен. При этом будет

доступна информация о состоянии ледников и в период их сокращения. В этой работе мы сделаем обзор основных положений палеолимнологического метода, рассмотрим первые результаты бурения отложений оз. Каракель и на основе трёх радиоуглеродных датировок оценим скорости осадконакопления.

### Методика комплексных палеолимнологических реконструкций высокого временного разрешения

*Использование палеолимнологических данных для реконструкции состояния оледенения.* Пионерные работы в этом направлении принадлежат норвежским исследователям [24], которые усовершенствовали конструкцию лёгкого бура, что позволило им начать массовый отбор материала озёрных отложений вблизи современных ледников. Небольшие озёра около ледников – идеальные ловушки осадков, характер которых тесно связан с эрозионно-аккумулятивной деятельностью ледников и другими процессами, происходящими в водосборе. Ледниковые и неледниковые отложения в разрезах приледниковых озёр чётко различаются даже визуально. Так, на рис. 1, б хорошо видны ленточные глины – свидетельство годовой цикличности



**Рис. 1.** Озёрные отложения:

*a* – переход от неледниковых осадков (тёмный нижний слой) к ледниковым; *б* – ленточные глины – свидетельство присутствия ледника; *в* – следы катастрофических наводнений (светлые прослой) (по данным А. Несье, личное сообщение)

**Fig. 1.** Lake sediments:

*a* – the transition from nonglacial sediments (dark bottom layer) to glacial; *b* – varved clay – evidence of the presence of the glacier; *v* – traces of catastrophic floods (light layers) (according to A. Nesje, personal communication)

ледниково-аккумулятивной деятельности. На рис. 1, *a* годовая цикличность не прослеживается, но хорошо виден переход от неледниковых осадков (тёмный слой внизу) к ледниковым: этот переход фиксирует время появления ледника на водоразделе в начале неогляциального похолодания. Именно с этого времени ледник существовал постоянно. Светлые полосы в третьей колонке (см. рис. 1, *в*) указывают на наличие двух катастрофических наводнений разной мощности.

AMS-датирование позволяет определять возраст отложений по очень небольшому количеству органического материала. Так, для обычного анализа требуется от 1 до 10 г углей, а для AMS-установки достаточно 1–2 мг, иногда меньше (до 50–100 мкг). Такие датировки позволяют построить надёжную модель скорости седиментации и определить хронологические границы гляциологических событий.

Наличие инструментальных данных о положении концов ледников и возрасте морен даёт возможность определить аналоги основных ледниковых событий в разрезе и даже построить модель изменений высоты границы питания в зависимости от литолого-геохимических и физических свойств озёрных осадков и потом использовать данную модель для реконструкции колебаний ледников. Для этой цели в отложениях приледниковых озёр определяют следующие показатели: потери при прокаливании

(уменьшение массы при сжигании органики); плотность сухого вещества; содержание воды; магнитную восприимчивость; степень сортировки; минералогические и гранулометрические характеристики осадка; рентгеновскую и гамма-плотность.

Известно, что к наиболее информативным показателям для реконструкции размеров оледенения прошлого относятся потери при прокаливании, содержание органического вещества (эти две характеристики тесно связаны между собой, так как обе они увеличиваются при уменьшении размеров ледников) и магнитная восприимчивость [17, 24]. Последняя обычно отражает содержание магнитных минералов в осадке, которое увеличивается при наступании ледника и усилении его экзарационной деятельности, т.е. фактически зависит от интенсивности поступления в бассейн аллохтонного минерального осадка. Данный показатель как один из наиболее устойчивых обычно используют и для корреляции отложений. Очевидно, что магнитная восприимчивость и содержание органического вещества имеют обратную взаимную корреляцию. Плотность, которая определяется рентгеновским методом, выше у осадков ледникового происхождения. Размер минеральных частиц, особенно глинистых и алевритовых, также тесно связан с колебаниями ледника. Поло-

жение зоны максимальной экзарации ледника можно установить по особенностям минералогического состава осадка, если геологические различия пород, слагающих долину ледника, достаточно чётко выражены и породы имеют простирание, поперечное по отношению к направлению движения льда.

В идеале в качестве объекта исследования для палеогляциологических реконструкций с помощью палеолимнологического метода следует выбирать ледниковую систему, состоящую из одного ледника простой формы с датированными моренами, расположенными между концом ледника и озером [16]. В последних работах, однако, показано, что реконструкцию можно проводить и на более отдалённых от конца ледника озёрах, и в долинах, где присутствуют несколько ледников разной морфологии, экспозиции и др. Для выявления ледниковой составляющей при анализе разных параметров седиментации используют метод главных компонент [27].

В последние годы число реконструкций для отдельных ледников, выполненных этим методом, например в Норвегии, возросло до нескольких десятков. Подобные работы ведут и во многих других горных [20, 25, 26] и полярных [13, 14, 19] регионах. Исследования показали, что в большинстве горных районов Северного полушария в раннем и среднем голоцене ледники отсутствовали или существенно сокращались. Подробно изучены история и нескольких шельфовых ледников. Установлено, что сокращение и исчезновение шельфовых ледников, происходящие сейчас в Арктике и Антарктике [19], в голоцене случались несколько раз, однако современное их отступление и распад – беспрецедентны, так как данные процессы впервые происходят одновременно в обеих полярных областях. Ранее этого не отмечалось.

**Использование палеолимнологических данных для реконструкции изменений климата.** Для этих реконструкций применяют более традиционные подходы, основанные на геохимических и биостратиграфических показателях. Принципиальное отличие современных методик реконструкции – их более высокое разрешение, которое стало возможным в результате развития высоких технологий. Подобные работы в нашей стране ведутся в Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск) под руководством И.А. Калугина и А.Н. Дарьина.

Главные методы детального изучения озёрных осадков – высокопроизводительный сканирующий рентгено-флюоресцентный анализ на пучках синхронного излучения (РФА-СИ) и низкофоновая полупроводниковая гамма-спектрометрия. Совокупность этих методов позволяет определять в осадке содержание более 50 макро- и микроэлементов в широком диапазоне. Сканирующий вариант РФА-СИ даёт возможность получения уникальной информации о распределении элементов, плотности и структурных параметрах минералов вдоль колонки осадков с пространственным разрешением от 0,1 мм. Временная шкала осадконакопления строится по изотопным определениям  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{14}\text{C}$ . На территории России эта методика применялась для реконструкции климата Алтая и Сибири [5, 6, 22]. Среди геохимических индикаторов особенно информативны такие породообразующие элементы, как К, Са, Ti, Fe, Mn, а также микроэлементы, характеризующие терригенную (Cu, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Sn, Ba) и органогенную (Br, I, Mo, U) компоненты осадка. В частности, при построении реконструкции для Телецкого озера используются рентгеновская плотность, содержание Br и Ti, а также отношение Sr/Rb [5, 6, 22].

#### **Современные представления о колебаниях климата на Кавказе в голоцене и необходимость реконструкций высокого разрешения**

Представления об истории оледенения и климата позднеледниковья и голоцена на Кавказе базируются в основном на геоморфологических описаниях морен и биостратиграфических данных. Высокорастворимые реконструкции летней температуры выполнены недавно и охватывают всего два столетия [2]. Хронология колебаний ледников последнего тысячелетия основана на результатах лихенометрического датирования, которое не может считаться надёжным по ряду причин, особенно в связи с отсутствием хронологического контроля у кривой роста лишайников для поверхностей старше 100 лет [1]. Возраст голоценовых морен, за исключением четырёх стадий наступания ледника Безенги, которые датированы в очень широких временных пределах (ранее 8600 л.н.; между 8600 и 6400 л.н.; около 4500 л.н.; около 2800 ВР и после 650 л.н. – радиоуглеродный некалиброванный возраст) [10], практически не известен. Палеоклиматические реконструк-

ции, основанные на биостратиграфических данных, воссоздают лишь самую общую картину изменений климата на Кавказе в голоцене. Так, по спорово-пыльцевым и диатомовым данным Л.Р. Серебрянного и др. [10], на протяжении голоцена наблюдается тренд понижения температуры и увеличения осадков. Согласно материалам этих авторов, в раннем голоцене в урочище Криют (водораздел Чегема и Череха Безенгийского, 2100–2400 м над ур. моря) преобладали берёзовые леса, хотя пояс широколиственных лесов находился недалеко. В среднем голоцене верхняя граница леса (бук) поднялась и проходила на 300 м выше современной. В начале суббореала доля пыльцы и спор древесной группы, включая широколиственные, уменьшилась в связи с похолоданием, а спектры субатлантики свидетельствуют о ещё более холодных и влажных условиях.

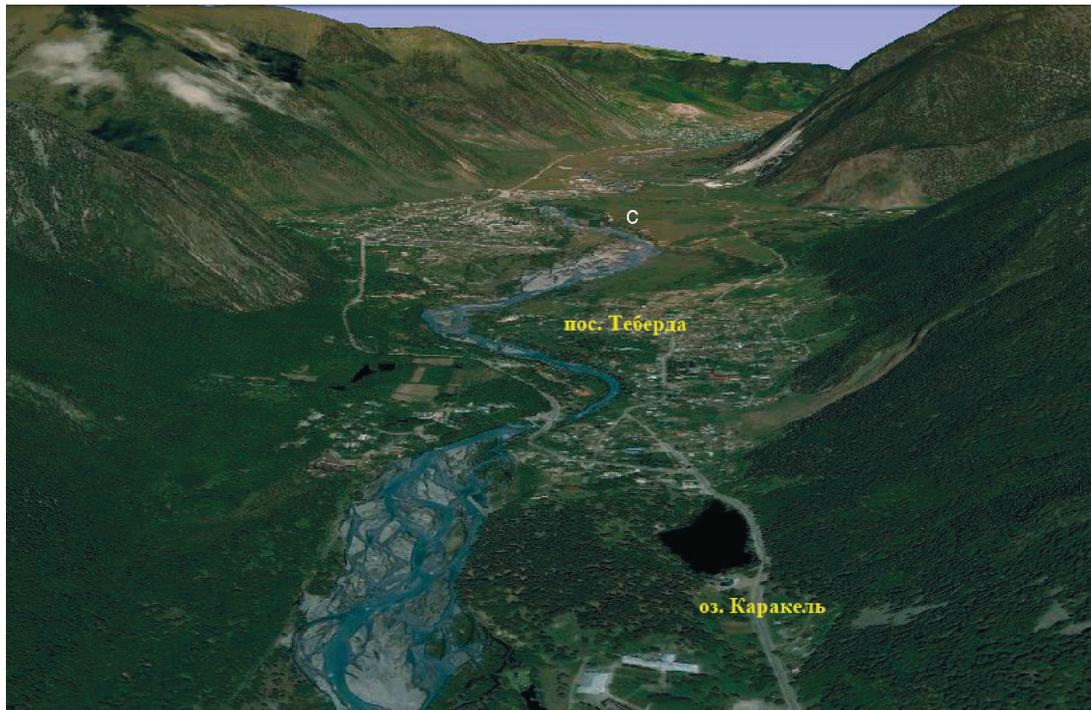
На основе спорово-пыльцевого анализа трёх торфяников (Дигорский, Верхнезгидский и Тарский) А.В. Князев, А.Б. Савинецкий и Н.А. Гей [7] выполнили палеоклиматическую реконструкцию для второй половины голоцена. В качестве основного индикатора эти авторы использовали соотношение пыльцы бука и сосны, которые замещают друг друга в пыльцевых спектрах при изменении климата, причём угнетение бука приходится на сухие и холодные периоды. Согласно их данным, на Кавказе было тепло между 7500–5500 и 5000–3100 (3000) л.н., а в периоды 5500–5000 л.н., 4400–4000 л.н. и 3700 (3500)–3400 (3300) л.н., напротив, наблюдались короткие похолодания (в скобках указаны альтернативные границы интервалов, если датировки в разных озёрах не совпадают). Более длительный период похолодания отмечался 3000 (2900)–2300 (2200) л.н., а наступившее затем время в целом рассматривается как период потепления. В течение последних 1000 лет наблюдалось от одного до трёх (в разных разрезах по-разному) кратковременных похолоданий.

По данным анализа Луганского болота (2428 м над ур. моря, р. Закан, левый приток Большой Лабы) [4], в бореальное время на этой высоте находился ледник, который исчез в тёплый (и влажный) атлантический период. На его месте возникло озеро, которое к 4200 л.н. превратилось в болото. 3200–2800 л.н., в период потепления, озеро возникло снова и просуществовало около 400–500 лет.

В начале субатлантики произошло похолодание и в котловине снова начал откладываться торф, а около 1300 л.н. наблюдалось потепление. Последний раз озёрные осадки накапливались здесь 400–500 л.н.

Некоторые дополнительные представления о крупных изменениях климата на Кавказе могут дать материалы изучения погребённых почв или гумусовых горизонтов, обнаруженных разными авторами в высокогорье. Так, в долине ледника Уллукам, в 1 км от конца современного ледника, на высоте 2813 м обнаружена погребённая почва, перекрытая слоем склоновых отложений (3580±80 радиоуглеродных лет) [11]. Эта датировка совпадает с датировками других погребённых почв (3720±140 л.н. [8]) и погребённых гумусовых горизонтов в современных почвах (3610±80 ИГАН-746 и 3630±60 ИГАН-745 [8]). И.В. Павлова и В.Г. Онипченко [9] считают, что современные почвы начали формироваться в тёплый атлантический период, поскольку датировки по современным почвам указывают на некий осреднённый возраст их формирования, омоложенный по отношению к истинному времени начала почвообразования. В качестве дополнительного аргумента для этого предположения они отмечают максимальное количество пыльцы термофильных широколиственных пород в нижних горизонтах этих почв.

Е.В. Квавадзе и Ю.В. Ефремов [23] исследовали озёрные и озёрно-болотные отложения в долине Архыза и установили, что в период 4300–4200 л.н. в этом районе произошло сильное похолодание, которое привело к нисходящей миграции растительных поясов. Похолодание суббореального периода прерывалось потеплением лишь однажды. В субатлантическое время отмечалось два похолодания: около 1300–1200 и 400–350 л.н. Последнее подтверждается также наступаниями ледников по лихенометрическим [7] и дендрохронологическим [1] данным. Сравнение рассмотренных массивов палеогляциологических, биостратиграфических, биоиндикационных и палеопедологических данных показывает, что история климата Кавказа в голоцене пока изучена лишь в самых общих чертах. Это связано главным образом со слабым хронологическим контролем реконструкций, их низким временным разрешением, а также отсутствием непрерывных реконструк-



**Рис. 2.** Долина р. Теберда в районе пос. Теберда и оз. Каракель  
**Fig. 2.** Teberda valley near the Teberda settlement and Karakel Lake

ций количественных параметров, характеризующих отдельные элементы климата.

Цель проекта бурения и анализа осадков кавказских озёр – прояснить голоценовую историю климата на Кавказе. В этой работе описан первый этап исследований.

#### **Проект бурения озёрных осадков в долине р. Теберда**

Для детальной реконструкции климата и колебаний кавказских ледников в голоцене в сентябре 2010 г. было выполнено керновое бурение отложений оз. Каракель. Оно расположено в пределах западной высокогорной провинции Большого Кавказа, в долине р. Теберда, которая начинается на склонах Главного Кавказского хребта. В районе оз. Каракель долина р. Теберда простирается преимущественно с юго-запада на северо-восток и имеет ширину около 1000–1200 м (рис. 2). Озеро находится на абсолютной высоте 1335 м, имеет овальную форму и вытянуто в направлении простираения долины. Размеры озера – около 140 × 280 м, глубина колеблется в пределах 6–11 м. По мнению Г.К. Тушинского [12], оз. Каракель образовалось путём подпруживания ледниковых потоков моренной грядой, которая в настоящее

время окружает озеро с юго-западной, западной и северо-западной сторон. Если принять во внимание, что абсолютная высота дна озера равна примерно 1325–1330 м, что соответствует гипсометрическому уровню русла р. Теберда, то можно предположить, что в оз. Каракель поступает небольшая часть стока р. Теберда. Вероятно, в питании озера довольно существенна роль подземной составляющей. По данным Ю.В. Ефремова [3], минерализация воды в озере – 115,5 мг/л, а концентрация кислорода в воде – 6,75 мг/л, причём последняя меняется с глубиной (в верхнем слое – 9,1 мг/л, в придонном – 7,6 мг/л). По берегам озера произрастают преимущественно сосновые леса. Возраст наиболее старых сосен, растущих на морене, подпруживающей озеро, – около 180–200 лет (наиболее старое дерево датировано 1836 г.).

Озёрные осадки отбирались с плота в центральной части озера с глубины 9,5 м. Использовался озёрный бур типа «бур Несье» (А. Несье [24]) – труба диаметром 11 мм. Получено два керна с ненарушенной структурой, перекрывающих друг друга по глубине отбора от дна озера (первый – с глубины от 0–15 мм до 1000–1100 мм, второй – с глубины около 35–40 мм до 1800–1830 мм) (рис. 3, а). Бурению предшество-



**Рис. 3.** Бурение озёрных осадков оз. Каракель:

*a* – процесс бурения; *б* – пробный отбор образцов озёрных осадков торфяным буром; *в* – верхний слой сапропеля оз. Каракель, отобранный с помощью ящичного пробоотборника

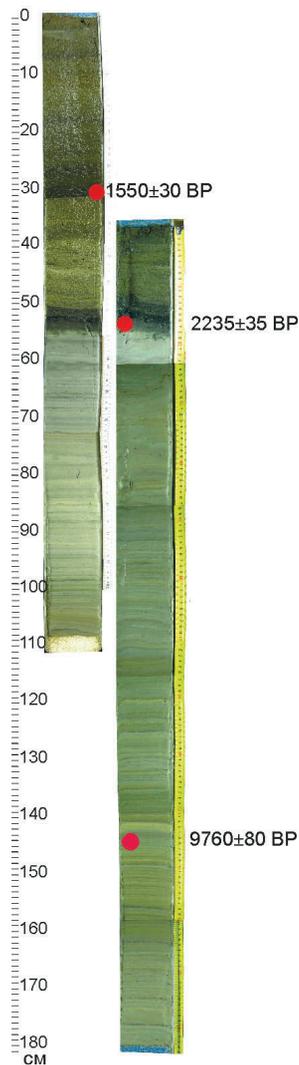
**Fig. 3.** Drilling of lacustrine sediments of Karakel lake:

*a* – drilling; *б* – lake sediments from a peat corer sampling; *в* – the top layer of sapropel of Karakel lake, sampled a box-sampler

вал пробный отбор осадка торфяным буром, который показал, что на дне озера имеется достаточно мощный слой рыхлых отложений, причём их отдельные слои различаются по минералогическим и физическим характеристикам. При бурении торфяным буром в ложке обнаружены слои с переходом от светло-серого алевролита к тёмной, богатой органическим веществом верхней толще (см. рис. 3, б). Осадок был достаточно плотный и мог удержаться в трубе при бурении основным озёрным буром. Поскольку верхняя

часть осадка представляла собой полужидкий сапропель, верхние образцы (250 мм осадка) дополнительно отбирались с помощью ящичного пробоотборника (см. рис. 3, в). На глубине 30–35 мм в этом керне виден светлый линзовидный прослой серой глины с высоким содержанием Ti, Rb, Ga, K, Y (показатели силикатной составляющей) и низким – Bg, U, W (характерны для органической части осадка).

Отложения озера чётко делятся на три горизонта (рис. 4). Первый (горизонт А) до глубины



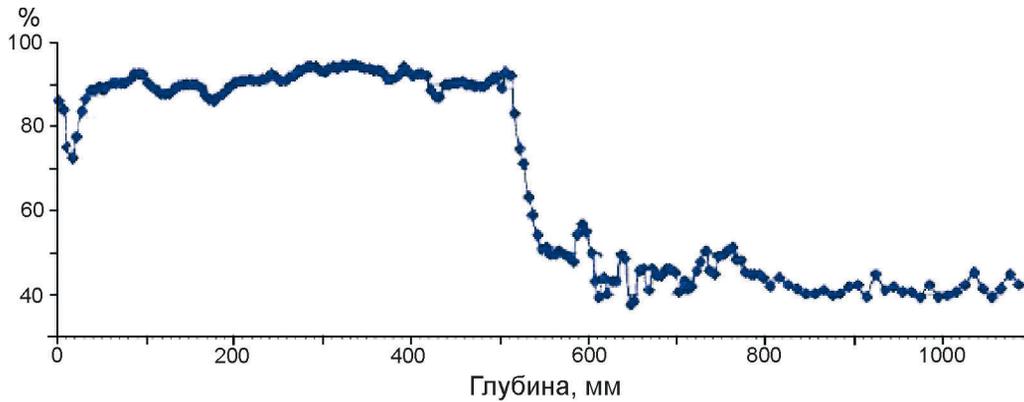
**Рис. 4.** Стратиграфия двух кернов осадков оз. Каракель и результаты радиоуглеродного датирования  
**Fig. 4.** The stratigraphy of the two cores of Karakel lake sediments and results of radiocarbon dating

520–540 мм представлен желеобразным тонкослоистым сапропелем; второй (горизонт В) до глубины 570 мм – тёмно-серой, с зеленоватым оттенком, тонкослоистой и сильно обогащённой органическим веществом глиной; третий (горизонт С) (с глубины 580 мм до конца колонки 1830 мм) – голубовато-серой глиной, иногда с коричневыми прослоями, мощностью 1–2 мм. Вниз по разрезу плотность глин возрастает. Внутри каждого горизонта отмечаются следы псевдоламинарности, а также отдельные слои и включения, отличающиеся по цвету и фактуре от фоновых характеристик. Так, нижний горизонт С имеет явно выраженную полосчатость, причём более тёмные полосы

уже, чем палевые. Характерные полосы в двух ядрах соответствуют друг другу, причём это соответствие сохраняется снизу доверху на всём протяжении ядра (см. рис. 4). Это свидетельствует об отсутствии перемешивания слоёв и открывает перспективы для реконструкции высокого разрешения. При большом увеличении в горизонте С можно насчитать 300–400 слоёв. Периодически слоистость пропадает. Видимо, это стратифицирование – не годичное, а связанное с периодическими изменениями режима осадконакопления.

Изменение содержания органического вещества в ядре хорошо заметно даже на глаз. В нижнем горизонте С содержание органики очень низкое, а сами отложения по цвету, текстуре, плотности и неясной слоистости похожи на отложения приледниковых озёр. Больше всего органики в тонком слое озёрной гиттии интенсивно-чёрного цвета (глубина 520–530 мм) с желеобразной консистенцией. Сверху и снизу он окружён слоями сапропеля, мощностью 30–40 мм, которые также насыщены органикой, но в меньшей степени, и имеют другую, более плотную консистенцию. Верхние 500 мм сапропеля имеют оливковый оттенок и представлены чередующимися светлыми (до белёсых) и тёмными прослоями. Переход от серых глин к сапропелю хорошо заметен на графике содержания влаги в ядре, где на глубине около 500 мм происходит резкий скачок, связанный с большей влагоудерживающей способностью верхних слоёв сапропеля (рис. 5).

Для отложений оз. Каракель методом радиоуглеродного AMS-датирования (радиоуглеродная лаборатория г. Познань, Польша [28]) получены три датировки для глубин 300–310 мм ( $1550 \pm 30$  л.н.), 520–540 мм ( $2235 \pm 35$  л.н.) и 1430–1450 мм ( $9760 \pm 80$  л.н.) (таблица). В верхней части разреза (до глубины 520 мм) средняя скорость осадконакопления составляет 0,22–0,23 мм/год. Эта часть толщи относится к субатлантическому времени. К сожалению, попытка определить возраст верхней толщи с помощью анализа на цезий не увенчалась успехом, возможно, в связи с перемешиванием самой верхней части полужидкого осадка. Для верхней части разреза А. Чепурной выполнен спорово-пыльцевой анализ, согласно которому на глубинах 540–460, 460–280, 280–40 и 40–0 мм выделяются четыре палинозоны (статья сдана в печать в журнал «Известия РАН,



**Рис. 5.** Содержание влаги в керне (нарезка проб по 5 см)  
**Fig. 5.** The moisture content in the core. Samples sliced by 5 cm

Результаты радиоуглеродного датирования образцов озёрных отложений оз. Каракель

Глубина отбора проб, см	Лабораторный номер	Возраст по $^{14}\text{C}$	Откалиброванный возраст
30–31	Poz-42587	$1550 \pm 30$ BP	AD 420–600
52	Poz-42588	$2235 \pm 35$ BP	390–200 BC
143	Poz-42589	$9760 \pm 80$ BP (0,44 мгС)	9400–8800 BC

серия географическая»). Спорово-пыльцевые данные свидетельствуют о существенных изменениях состава растительности, связанных с изменениями климата и антропогенной нагрузки на среду в последние 2300 лет. В верхних 646 мм керна изучены также физические свойства отложений (содержание влаги и магнитная восприимчивость) и элементный состав методом РФА СИ (К, Са, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Zn, Ga, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, U) с шагом 1 мм. Полученные данные указывают на возможность высокоразрешающей реконструкции температур и осадков в этом районе для последних 2300 лет. Судя по ряду признаков, при переходе от серых глин к чёрному сапропелю, примерно на глубине 550–570 мм, в разрезе отмечается перерыв в осадконакоплении, поэтому возраст кровли нижней толщи нуждается в уточнении путём радиоуглеродного датирования дополнительных образцов. Отметим, что этот переход мог быть и без перерыва во времени вследствие резких изменений климата, рельефа или гидрологии.

#### Минимальный возраст каракельской морены

Несмотря на предварительный характер полученных результатов, есть некоторые основания для их обсуждения в контексте ледниковой истории долины р. Теберда. По описанию

Г.К. Тушинского [12], первый ясно очерченный вал в долине р. Теберда находится на высоте 1323 м около оз. Каракель. Тушинский полагал, что в районе посёлка ледник находился дважды, причём морена, подпруживающая оз. Каракель («каракельская стадия»), относится к первой фазе отступления ледника от его положения в вюрмский максимум («тебердинское» оледенение с депрессией границы питания 1200–1300 м). Длина ледника во время каракельской стадии была 2100 м, а депрессия его границы питания – 800 м. В пределах пос. Теберда морена контактирует с флювигляциальными отложениями и постепенно замещается кварцевыми песками. Вниз по течению р. Теберда прослеживаются четыре речные террасы, выше каракельской морены – две террасы: 1-я терраса (высота 1,0–1,5 м) – до пос. Домбай, 2-я (высота 5 м) – до устья р. Гонахчир. Они соответствуют двум голоценовым стадиям оледенения: гонахчирской, с депрессией границы питания 550–600 м, и амманузской, с депрессией 350–400 м. Г.К. Тушинский считал, что две морены в пределах пос. Теберда – следы двух отдельных оледенений, разделённых коротким тёплым межледниковьем. В своих построениях Г.К. Тушинский руководствовался альпийской схемой истории оледенения, так как в то время считалось, что депрессия

границы питания ледников в разных горных странах должна быть одинаковой. Наша датировка показывает, что минимальный возраст каракельской морены, подпруживающей озеро, составляет 11 700 календарных лет, т.е. точно совпадает с современной границей голоцена. Морена, таким образом, скорее всего, относится к молодому дриасу, т.е., действительно, как и полагал Г.К. Тушинский, представляет собой свидетельство «оледенения», отделённого от вюрмского максимума тёплым интервалом.

Характер осадков (см. рис. 4), отлагавшихся в начале голоцена, показывает, что их накопление началось в то время, когда ледник находился недалеко от каракельской морены, подпруживающей озеро. Резкий переход от осадков, почти лишённых органики, к слою чёрного сапропеля, возможно, фиксирует потепление в раннем или среднем голоцене. В это время в связи с резким потеплением ледник, по-видимому, быстро отступил вверх по долине и режим осадконакопления изменился. Вероятно, озеро перестало существовать и практически высохло, но на его дне, в отдельных углублениях, накапливалось очень небольшое количество органики. Озёрный режим возобновился лишь в начале позднего голоцена. Интересно, что примерно в это же время восстановился и озёрный режим в котловине Луганского озера (см. [4]).

Морены, относящиеся к молодому дриасу в Альпах (три или более морен стадии «Эгезен»), по изотопу  $^{10}\text{Be}$  имеют возраст 12 200–11 300 л.н. (депрессия границы питания 400–470 м); следующие стадии наступания с депрессией границы питания 225–270 м по сравнению с малым ледниковым периодом датируются временем между 10 800 и 10 500 л.н. Около 10 500 л.н. в Альпах ледники сократились до современных размеров и были в целом меньше современных вплоть до 3300 л.н. [21].

### Выводы

Если прибегнуть к альпийской аналогии, то каракельскую морену следует считать аналогичной одной из морен стадии «Эгезен». Слои плотной серой глины в основании разреза на глубине от 1800 до 570 мм образовались в раннем голоцене. Затем ледники резко сократились и следы их геологической деятельности исчезают из нашего разреза. Желеобразный осадок относится, видимо, к среднему голоце-

ну, когда на Кавказе было существенно теплее, чем сегодня, и граница леса была на 300 м выше современной. Новое похолодание привело к формированию озера в позднем голоцене — это время примерно совпадает с «неогляциальной» активностью ледников в Альпах. Позднеголоценовая часть осадка, обогащённого органикой, визуальнo подразделяется на две части: верхняя, более тёмная часть, возможно, формировалась в условиях антропогенного воздействия на озеро, которое расположено в центре пос. Теберда.

Работа выполнена при использовании оборудования ЦКП СЦСТИ и финансовой поддержке Минобрнауки России, соглашение 8337, грантов Президиума СО РАН (ИП-34, ПП-34), РФФИ № 13-05-00871, № 13-05-00621.

### Литература

1. Бушуева И.С., Соломина О.Н. Колебания ледника Кашкаш в XVII–XXI вв. по картографическим, дендрохронологическим и лихенометрическим данным // Лёд и Снег. 2012. № 2 (118). С. 121–130.
2. Долгова Е.А., Соломина О.Н. Первая количественная реконструкция температуры воздуха теплого периода на Кавказе по дендрохронологическим данным // ДАН. 2010. 431. № 2. С. 1–5.
3. Ефремов Ю.В. Горные озера Западного Кавказа. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 112 с.
4. История озер севера Азии / Ред. Н.Н. Давыдов. СПб.: Наука, 1995. 288 с.
5. Калугин И.А., Гольдберг Е.Л., Федорин М.А., Дарьин А.В., Золотарев К.В., Воробьева С.С., Смолянинова Л.Г. Высокоразрешающая хронология осадконакопления в Телецком озере за последние 800 лет — отклик на климатически обусловленные вариации твердого притока // Глобальные и региональные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 373–405.
6. Калугин И.А., Дарьин А.В., Бабич В.В. 3000-летняя реконструкция среднегодовых температур Алтайского региона по литолого-геохимическим индикаторам донных осадков оз. Телецкое // ДАН. 2009. Т. 426. № 4. С. 520–522.
7. Князев А.В., Савинецкий А.Б., Гей Н.А. История растительного покрова Северной Осетии в голоцене // Историческая экология диких и домашних копытных. История пастбищных экосистем. М.: Наука, 1992. С. 84–108.
8. Ковалева Н.О. Горные почвы Евразии как палеоклиматический архив позднеледниковья и голоцена: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. д-ра биол. наук. М.: МГУ, 2009. 35 с.
9. Павлова И.В., Онитченко В.Г. Динамика альпийской растительности северо-западного Кавказа в голоцене // Историческая экология диких и домашних копытных. История пастбищных экосистем. М.: Наука, 1992. С. 109–129.
10. Серебряный Л.Р., Голодковская Н.А., Орлов А.В., Малясова Е.С., Ильвес Э.О. Колебания ледников и процессы

- моренонакопления на Центральном Кавказе. М.: Наука, 1984. 216 с.
11. Соломина О.Н., Бушуева И.С., Кудерина Т.М., Мацковский В.В., Кудиков А.В. К голоценовой истории ледника Уллукам // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 85–94.
  12. Тушинский Г.К. Современное и древнее оледенение Тебердинского района // Победенные вершины. М.: Географгиз, 1949. С. 263–297.
  13. Antoniades D., Francus P., Pienitz R., St-Onge G., Vincent W.F. Holocene dynamics of the Arctic's largest ice shelf // Proc. National Academy of Sciences USA. 2011. V. 108. P. 18899–18904.
  14. Briner J.P., Stewart H.A.M., Young N.E., Philipps W., Losee S. Using proglacial-threshold lakes to constrain fluctuations of the Jakobshavn Isbræ ice margin, western Greenland, during the Holocene // Quaternary Science Reviews. 2010. V. 29. № 27–28. P. 3861–3874.
  15. Cheddadi R., Yu G., Guiot J., Harrison S.P., Prentice C.I. The climate of Europe 6000 years ago // Climate Dynamics. 1997. V. 13. P. 1–9.
  16. Dahl O., Nesje A. Holocene glacier fluctuations at Hardangerjøkulen, central-southern Norway: a high-resolution composite chronology from lacustrine and terrestrial deposits // The Holocene. 1994. V. 4. P. 269–277.
  17. Dahl O., Bakke J., Lie Ø., Nesje A. Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites // Quaternary Science Reviews. 2003. V. 22. P. 275–287.
  18. Dermody B.J., de Boer J., Bierkens M.F.P., Weber S.L., Wassen M.J., Dekker S.C. A seesaw in Mediterranean precipitation during the Roman Period linked to millennial-scale changes in the North Atlantic // Climate of the Past. 2012. V. 8. P. 637–651. [www.clim-past.net/8/637/2012/](http://www.clim-past.net/8/637/2012/) doi:10.5194/cp-8-637-2012.
  19. Hodgson D.A. First synchronous retreat of ice shelves marks a new phase of polar deglaciation // PNAS. 2011. November 22. V. 108. № 47. P. 18859–18860. [www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1116515108.COMMENTARY](http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1116515108.COMMENTARY).
  20. Holzhauser H., Magny M., Zumbuhl H.J. Glacier and lake level variations in west-central Europe over the last 3500 years // Holocene. 2005. V. 15. P. 789–801.
  21. Ivy-Ochs S., Kerschner H., Maisch M., Christl M., Kubik P.W., Schluechter C. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps // Quaternary Science Reviews. 2009. V. 28. P. 2137–2149.
  22. Kalugin I., Daryin A., Smolyaninova L., Andreev A., Diekmann B., Khlystov O. The 800 year long annual records of air temperature and precipitation over Southern Siberia inferred from high-resolution time-series of Teletskoye Lake sediments // Quaternary Research. 2007. V. 67. P. 400–410.
  23. Kvavadze E.V., Efremov Yu.V. Palynological studies of lake and lake-swamp sediments of the Holocene in the high mountains of Arkhiz (Western Caucasus) // Acta Paleobotanica. 1996. V. 36. № 1. P. 107–119.
  24. Nesje A. A piston corer for lacustrine and marine sediments // Arctic and Alpine Research. 1992. V. 24. № 3. P. 257–259.
  25. Russell J., Eggermont H., Taylor R., Verschuren D. Paleolimnological records of recent glacier recession in the Ruwenzori Mountains, Uganda-D.R. Congo // Journ. of African Earth Science. 2009. № 55. C. 205–213.
  26. Striberger J., Björck S., Holmgren S., Hamerlik L. The sediments of Lake Lögurinn – A unique proxy record of Holocene glacial meltwater variability in eastern Iceland // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 38. P. 76–88.
  27. Vasskog K., Paasche Ø., Nesje A., Boyle J.F., Birks H.J.B. A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier // Quaternary Research. 2012. V. 77. P. 192–204.
  28. <http://www.radiocarbon.pl/>

### Summary

Lacustrine sediments represent an important data source for glacial and palaeoclimatic reconstructions. Having a number of certain advantages, they can be successfully used as a means of specification of glacier situation and age of moraine deposits, as well as a basis for detailed climatic models of the Holocene. The article focuses on the coring of sediments of Lake Kakakel (Western Caucasus) that has its goal to clarify the Holocene climatic history for the region, providing the sampling methods, lithologic description of the sediment core, obtained radiocarbon dating and the element composition of the sediments. The primary outlook over the results of coring of the sediments of the Lake Karakyoil helped to reconsider the conventional opinion on the glacial fluctuations in the valley of Teberda and to assume the future possibility for high-definition palaeoclimatic reconstruction for Western Caucasus.