

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ  
ФЕДЕРАЦИИ ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РОССИЙСКОЙ  
АКАДЕМИИ НАУК (ИГ РАН)

*на правах рукописи*

**Александрин Михаил Юрьевич**

**РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ  
ЗАПАДНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА ПО ДАННЫМ  
АНАЛИЗА ОЗЕРНЫХ ОСАДКОВ ОЗЕР КАРАКЕЛЬ И ДОНГУЗ-ОРУН**

Специальность: 25.00.25 – Геоморфология и эволюционная география

Диссертация на соискание учёной степени  
кандидата географических наук

Научный руководитель:  
член-корреспондент РАН, доктор географических наук  
Соломина Ольга Николаевна

Москва – 2020

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	4
1. МЕТОДЫ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ .....	12
1.1 ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА .....	12
1.2 ПОЛЕВЫЕ РАБОТЫ. БУРЕНИЕ .....	17
1.3 ЛАБОРАТОРНАЯ РАБОТА С КЕРНОМ .....	20
1.4 ДАТИРОВАНИЕ ОСАДКА, ПОСТРОЕНИЕ ВОЗРАСТНОЙ МОДЕЛИ .....	21
1.5 ВАРВЫ .....	24
1.6 ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ОСАДКА .....	26
1.7 МИНЕРАЛЬНОЕ ВЕЩЕСТВО ОСАДКА .....	27
1.8 ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОСАДКА .....	29
1.9 БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ .....	30
1.10 МЕТОДИКА СОЗДАНИЯ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ КОЛЕБАНИЙ ЛЕДНИКОВ .....	32
2. РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ .....	36
2.1 ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РЕЛЬЕФ .....	36
2.2 КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ .....	38
2.3 РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И ПОЧВЫ .....	40
2.4 СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ .....	41
2.5 ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГОРНЫХ ОЗЕР КАВКАЗА .....	43
2.6 ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИГРАН НА КАВКАЗЕ .....	46
3. ОЗЕРО ДОНГУЗ-ОРУН .....	49
3.1 ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ .....	49
3.2 ОТБОР ОБРАЗЦОВ .....	52
3.3 ЛАБОРАТОРНЫЕ АНАЛИЗЫ .....	54
3.3.1 ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ИЗОТОПНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ .....	55
3.4 РЕЗУЛЬТАТЫ .....	58
3.4.1 СОЗДАНИЕ ХРОНОЛОГИИ .....	59
3.4.2 УСТАНОВЛЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКОГО СИГНАЛА В ОСАДКЕ .....	63
3.4.3 СРАВНЕНИЕ С ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКИМИ ДАННЫМИ .....	68
3.4.4 ПЕРСПЕКТИВЫ СОЗДАНИЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ .....	72
3.5 ВЫВОДЫ .....	73
4. ОЗЕРО КАРАКЕЛЬ .....	75
4.1 ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ .....	75
4.2 ОТБОР ОБРАЗЦОВ .....	77

4.3	ЛАБОРАТОРНЫЕ АНАЛИЗЫ .....	78
4.3.1	СТРАТИГРАФИЯ КЕРНА .....	78
4.3.2	ДАТИРОВАНИЕ И ВОЗРАСТНАЯ МОДЕЛЬ .....	80
4.3.3	СОДЕРЖАНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА .....	82
4.3.4	МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ОСАДКА .....	84
4.3.5	ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ .....	85
4.3.6	ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ .....	86
4.4	РЕЗУЛЬТАТЫ .....	90
4.4.1	ПОСТРОЕНИЕ МАСТЕР-КЕРНА .....	90
4.4.2	МИНИМАЛЬНЫЙ ВОЗРАСТ КАРАКЕЛЬСКОЙ МОРЕНЫ .....	94
4.4.3	ЛЕДНИКОВЫЙ СИГНАЛ В ОСАДКЕ ОЗЕРА КАРАКЕЛЬ РАННЕ- И СРЕДНЕГОЛОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА .....	95
4.4.4	К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОЗЕРА КАРАКЕЛЬ .....	97
4.4.5	ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ ОСАДКА ОЗ. КАРАКЕЛЬ .....	102
4.5	ВЫВОДЫ .....	122
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....	124
	СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....	126
	СПИСОК РИСУНКОВ .....	141
	ПРИЛОЖЕНИЯ .....	144

## ВВЕДЕНИЕ

В современных условиях глобальных изменений климата детальные реконструкции климатических параметров и палеогеографических условий прошлого представляются первостепенной задачей. Они необходимы как для понимания природной составляющей динамики наблюдаемых параметров, так и для оценки антропогенного вклада и долгосрочных прогнозов изменения климата. Ряд прямых метеонаблюдений на планете в среднем имеет продолжительность около 150 лет (CRUTEM4, Osborn and Jones, 2014). Эти данные представляют собой важный аргумент в пользу текущего роста температуры, тем не менее, для понимания антропогенной составляющей текущих изменений климата необходимо понимание изменчивости климата недавнего прошлого. Такие представления способны дать косвенные (так называемые “proxу”) данные. Известен целый ряд природных архивов, способных хранить историю изменений условий среды в прошлом. Они различаются по целому ряду параметров: временному охвату, подробности (разрешению), дискретности/непрерывности данных, локальному/региональному/глобальному сигналу в архиве. К числу основных палеоархивов можно отнести (от наиболее крупных по временному охвату до наиболее подробных): морские осадки, лессовые отложения и палеопочвы, пыльцу растений, ледниковые керны, кораллы, озерные осадки, древесные кольца, исторические архивные данные (Bradley, 2015).

Каждый из палеоархивов может лечь в основу реконструкции – палеоклиматической, палеоэкологической, палеогляциологической и т.д. Реконструкции, в свою очередь, могут быть качественными («тепло-холодно», «влажно-сухо», «высоко-низко», «благоприятно-неблагоприятно») и количественными, дискретными и непрерывными, более и менее подробными (обладать высоким или низким разрешением). Наибольшее доверие вызывают реконструкции, выполненные на основе комплекса методов, поскольку каждый из косвенных климатических индикаторов имеет свои ограничения и источники ошибок. Возможность сравнения разных серий индикаторов повышает надежность реконструкций и, в большей степени, обеспечивает взаимный контроль полученных результатов. Объединение разных индикационных рядов в комплексную реконструкцию дает возможность сохранить долгопериодную и короткопериодную составляющие в изменениях климата и откалибровать серии, имеющие низкое разрешение, но большую продолжительность.

Донный осадок озер является одним из наиболее полных природных палеоархивов. Будучи адекватно расшифрованной, озерная летопись способна восстановить целый ряд

параметров, соответствующих моменту поступления осадка в озеро. Озерные осадки с успехом использовались во всех регионах мира – от экватора до высоких широт и от равнин до высокогорья – для реконструкции параметров климата и условий среды в разных масштабах.

Среди доступных палеоархивов озерные осадки обладают рядом важных преимуществ:

- Они обеспечивают непрерывную летопись осадконакопления на протяжении всего времени существования озера. Это обеспечивает создание непрерывных реконструкций условий среды
- Озерные осадки способны обеспечивать значительный охват по времени – от десятков лет до миллионов лет.
- При этом озерные осадки в сочетании с современными аналитическими методами возможно расшифровывать с высоким пространственным разрешением, что обеспечивает реконструкции с годичным и даже сезонным разрешением. *В идеальном случае оба пункта обеспечиваются одновременно, как, например в случае с озером Суигетсу в Японии, которое обеспечило создание варвной (то есть с годичным разрешением) хронологии длиной в 40 000 лет (Kitagawa & Van Der Plicht, 1997).*
- Озерные осадки потенциально предоставляют не один, а множество параметров в качестве основы для палеореконструкций.

Для целей палеогляциологии озерные осадки являются особенно ценным архивом. Ледники – крайне чувствительный индикатор изменений климата. Вероятно, ни один из компонентов природной среды не реагирует на текущий глобальный рост температуры так однозначно, как ледники высокогорий. Известно, что на данный момент регистрируется практически повсеместное сокращение ледников, которое по ряду признаков можно назвать беспрецедентным (IPCC 2018; Solomina et al., 2015). Детальные реконструкции колебаний ледников, таким образом, в значительной степени способны прояснить региональную палеоклиматическую картину.

Традиционные методы реконструкции колебаний ледников основаны, в первую очередь, на определении возраста конечных и береговых морен, сформированных во время прошлых наступаний ледников. К сожалению, следы древних морен уничтожаются в результате более поздних наступаний, поэтому на этой основе практически невозможно получить информацию о размерах и колебаниях ледника в период его сокращения. Приледниковые озера, в которых аккумулируются продукты экзарационной деятельности ледника, являются идеальными ловушками осадка: поскольку процесс осадконакопления

не прекращается как в периоды наступания, так и в периоды отступления ледника, они представляют собой непрерывный архив палеогляциологических данных.

История исследований озерных осадков в России насчитывает около полутора столетий (Субетто, 2009). Изначально озерные осадки рассматривались с позиции хозяйственного использования. С развитием новых аналитических методов в 1930-1940-е годы начинается начинают рассматриваться теоретические вопросы формирования озер и накопления осадка. Появляются биостратиграфические методы – спорово-пыльцевой и диатомовый анализ, – которые положили начало палеогеографическим реконструкциям на основе лимнологических данных. В 1950-1970-е годы исследования озерных осадков велись на значительной части территории страны: на севере Восточно-Европейской равнины (озера Ладожское, Онежское, Ильмень и др., (История Озер Восточно-Европейской равнины, 1992)), в центре Русской равнины (Кордэ, 1960), на Кольском полуострове, в Карелии и на Валдае (Озера различных ландшафтов ..., 1969; 1974), на Дальнем Востоке (Никольская, 1952).

В последние десятилетия с развитием современных аналитических методов озерные осадки стали активно использоваться для создания детальных реконструкций климатических параметров и условий среды прошлого. Работы ведутся на севере Европейской части России (Субетто и др., 2003; Субетто, 2009), на Алтае (Калугин и др., 2009; Дарьин, Калугин, 2015), в Хакасии (Дарьин и др., 2013; 2014; 2015), в Восточном Саяне (Fedotov et al., 2014; Степанова и др., 2015; Trunova et al., 2015). На основании исследования донных осадков озер Восточной Сибири реконструированы недавние колебания ледников (Stepanova et al., 2019). Исследования донного осадка озер и болот Кавказа активно ведутся с конца прошлого века (Серебрянный и др., 1984; Князев и др., 1992; Kvavadze and Efremov, 1996; Квавадзе и др., 1994).

**Актуальность темы исследований.** В отличие от многих других горных районов мира (Альпы, горы Скандинавии, Скалистые горы, Анды и др.), голоценовая история климата и оледенения Кавказа по-прежнему в значительной степени не прояснена. В самых общих чертах известны лишь основные климатические события, причем даже их временные границы часто вызывают вопросы. До недавнего времени стадии оледенения на Кавказе рассматривались в соответствии с альпийскими. Последние исследования, в том числе и описанные в настоящей работе, в целом свидетельствуют в пользу относительной синхронности климатических событий Кавказа и Альп. Однако, прямая экстраполяция в этом случае недопустима. На настоящий момент достоверно известна климатическая

изменчивость и колебания ледников Кавказа за последние 100-150 лет – они восстановлены по прямым свидетельствам - метеонаблюдениям, историческим источникам (рисункам, фотографиям, топографическим картам, аэрофотоснимкам) (Серебрянный и др, 1984; Золотарев, 1999; Володичева, Войтковский, 2004; Бушуева, 2013; Tielidze et al., 2015).

Все, что лежит за рамками прямых наблюдений является предметом косвенных палеоклиматических данных. Непрерывных климатических реконструкций для Кавказа известно крайне мало. Наиболее длинная из них имеет продолжительность около 400 лет и основана на дендрохронологических данных (Dolgoва, 2016). Хронология, построенная на основе ледникового керна, полученного на западном плато г. Эльбрус, охватывает 240 лет (Kutuzov et al., 2019). В целом даже временные рамки и амплитуда основных климатических событий наиболее изученных последних двух тысячелетий, такие как Римский оптимум, средневековый оптимум и малый ледниковый период, остаются размытыми (Solomina et al., 2016).

События раннего и среднего голоцена на Кавказе вызывают еще больше вопросов. Доступны отдельные датировки морен и погребенных почв, которые пока не способны обеспечить всей картины раннеголоценовых наступаний и неогляциальных наступаний ледников (Solomina et al., 2015).

Для Кавказа – региона, богатого озерами разного возраста и генезиса озерные осадки являются природным архивом, который способен в значительной степени прояснить палеоклиматическую картину региона. За счет исследования двух принципиально различных объектов – озера Донгуз-Орун и Каракель – настоящая работа рассматривает различные возможности применения палеолимнологического метода на Кавказе: высокого разрешения и изучения современных процессов с одной стороны и значительного охвата по времени – с другой.

В случае с озером Донгуз-Орун на Центральном Кавказе донный осадок представлен кластическими варвами, то есть годично стратифицированным осадком с высокой скоростью осадконакопления. Подобный осадок обнаружен и подтверждён на Кавказе впервые. Способность донного осадка озера Донгуз-Орун регистрировать климатический сигнал открывает дальнейшие возможности построения палеореконструкций высокого разрешения на основе более длинных рядов данных.

Возраст осадка озера Каракель на Западном Кавказе охватывает весь голоцен. Это позволило сделать недостающие для региона выводы о положении ледников в водосборе озера в раннем и среднем голоцене. Детальное изучение верхней части осадка озера

Каракель позволило создать первую непрерывную кривую вариаций условий теплообеспеченности в регионе за 1500 лет.

Настоящая работа является научно-методической и ставит одной из своих целей описание методики работы с донным осадком горных озер с целью извлечения из массива седиментологических данных климатического сигнала и дальнейшей реконструкции параметров климата и условий среды прошлого. Особенное внимание уделяется современным аналитическим методам, способным обеспечить данные высокого разрешения.

**Цель работы** – комплексный анализ донных осадков озер Западного и Центрального Кавказа с целью выявления их потенциала в качестве палеоклиматических архивов высокого и низкого разрешения и реконструкции климатических параметров в регионе.

**Задачи исследования.** Для достижения поставленной цели в диссертации решались следующие задачи:

- Рекогносцировочные работы, выявление сети подходящих объектов на Западном и Центральном Кавказе
- Полевые работы по отбору кернов донного осадка на озерах Каракель (Западный Кавказ) и Донгуз-Орун (Центральный Кавказ)
- Проведение высокоразрешающих сканирующих анализов кернов озер Каракель и Донгуз-Орун для установления короткопериодной климатической изменчивости
- Проведение анализов керна озер Каракель и Донгуз-Орун с низким разрешением для выявления долгопериодной климатической изменчивости и верификации данных высокого разрешения
- Датирование осадка озера Каракель и создание возрастной модели; создание варвной хронологии для современной части осадка озера Донгуз-Орун
- Установление основных индикаторов климатической изменчивости в донных осадках
- Установление связи свойств донных осадков с метеопараметрами и другими палеоархивами годичного разрешения
- Установление временных рамок основных теплых и холодных периодов на Кавказе за последние 2000 лет, сравнение с глобальными и региональными реконструкциями температуры

**Научная новизна работы.** Исследования, которые легли в основу настоящей работы, являются одними из первых случаев детального изучения донного осадка озер Кавказа в качестве источника палеоклиматической информации с использованием современных высокоразрешающих аналитических методов. В рамках работы изучен ряд параметров изменчивости донного осадка и их пригодность в качестве палеоклиматических индикаторов. Сделан ряд методических выводов и обобщений, ставших основой для дальнейших палеолимнологических исследований. В рамках настоящей работы впервые на образцах донного осадка озер Кавказа проведен сканирующий элементный анализ методом РФА-СИ с высоким разрешением.

Осадок озера Донгуз-Орун сложен варвами, то есть годично стратифицированным осадком, что было подтверждено использованием геохимических маркеров высокого разрешения. Это - первый подтвержденный случай кластических варвных осадков на Кавказе. Отработана методика выделения границ годичных слоев с помощью соотношения Rb/Sr и других показателей. Впервые на Западном и Центральном Кавказе установлена зарегистрирован общий климатический сигнал в двух палеоархивах различного происхождения – озерных осадках и древесных кольцах.

Осадок озера Каракель представляет собой один из первых известных на Кавказе случаев природных архивов, охватывающих весь голоцен. Впервые на Западном и Центральном Кавказе концентрация брома в осадке использована в качестве непрерывной кривой вариаций теплообеспеченности за последние 2000 лет.

**Защищаемые положения:**

1. Установлена и подтверждена ценность исследованных озерных отложений как палеоархивов для реконструкции климатических условий Западного и Центрального Кавказа. Выделено два типа озерных отложений, которые могут быть использованы для палеоклиматических реконструкций разного временного разрешения – от сезонного и годичного до мультидекадного.
2. Донные осадки озера Донгуз-Орун (Центральный Кавказ) имеют годичную стратификацию, образованную за счет внутригодовых вариаций гранулометрического состава, то есть являются кластическими варвами. Это подтверждается с помощью геохимического анализа (РФА-СИ) высокого разрешения. Соотношение Rb/Sr использовано для выделения границ годичных слоев и создания на основе современной части осадка хронологии с годичным разрешением.

3. Геохимические характеристики осадков озера Донгуз-Орун обнаруживают устойчивые статистически значимые связи с инструментально зарегистрированными температурой воздуха ( $r=0.41$ ,  $p<0.01$ ) и количеством атмосферных осадков ( $r=0.44$ ,  $p<0.01$ ). Отмечается высокая корреляция геохимических свойств донных осадков и ширины годичных колец сосны в районе озера ( $r=-0.56$ ,  $p<0.01$ ), что свидетельствует в пользу достоверности выделенных годовых слоев озерных осадков и общего климатического сигнала, регистрируемого двумя палеоархивами. Это подтверждает ценность донных осадков озера Донгуз-Орун в качестве палеоклиматического архива и пригодность для построения на их основе непрерывных палеореконструкций с годичным или даже сезонным разрешением.
4. Кривая концентрации брома, полученная с помощью геохимического анализа (РФА-СИ) высокого разрешения для донных осадков озера Каракель (Западный Кавказ), обнаруживает согласованный ход с содержанием пыльцы широколиственных в осадках. Кривая концентрации брома может быть интерпретирована в качестве непрерывного и детального маркера вариаций теплообеспеченности в регионе.
5. Комплексный анализ осадков озера Каракель позволил выделить для Кавказа временные рамки основных климатических событий за последние 1500 лет: средневекового климатического оптимума ( $\approx 770-1250$  гг.) и трех стадий похолодания малого ледникового периода:  $\approx 1250-1400$  гг.,  $\approx 1500-1630$  гг. и  $\approx 1750-1880$  гг.

**Практическая значимость работы.** Анализ осадков озер Западного и Центрального Кавказа говорит о пригодности свойств озерных осадков для создания реконструкций колебаний климатических параметров и условий среды региона. Исследован массив горных озер района, выявлены общие закономерности осадконакопления. Все это служит важным фундаментом для дальнейшей работы по созданию непрерывных количественных реконструкций для региона. Прделанная работа позволяет прояснить как долгопериодную, так и короткопериодную составляющие климатической изменчивости на Кавказе, что в значительной степени проясняет общую картину климата голоцена в регионе и служит основанием для климатического моделирования и прогнозов. Оцененные в этой работе скорости осадконакопления в озерах разных типов на Кавказе могут быть полезны при прогнозировании динамики заполнения осадками горных водохранилищ, что имеет важное практическое значение. Отмеченные закономерности в качестве аналогов

современным изменениям имеют ценность для уточнения прогнозов, связей выявленных маркеров с катастрофическими нивально-гляциальными и экзогенными явлениями.

**Личный вклад автора.** Работа основана на материале, полученным в ходе полевых работ 2010-2019 в разных районах Западного и Центрального Кавказа. Автор проводил первичный поиск и рекогносцировку объектов полевых работ, буровые работы по отбору кернов донных осадков, полевые работы по отбору других материалов; лабораторные анализы в ИГ РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова, ИГМ СО РАН и Университете г. Берген, Норвегия; статистическую обработку аналитических данных; обобщения, сопоставления с известными реконструкциями и публикацию материалов.

**Апробация работы.** Основные положения диссертации были доложены на российских и международных конференциях: Динамика современных экосистем в голоцене. Казань, 2013; Палеолимнология Северной Евразии, Петрозаводск; CL2.13. EGU 2014. European Geophysical Union, Vienna, April 2014; PAGES OSM05, Zaragoza, 2017. Результаты работы неоднократно представлялись на семинарах отделов гляциологии и палеогеографии четвертичного периода и научных семинарах ИГРАН.

**Публикации.** Основное содержание и защищаемые положения отражены в 16 научных работах, из них 8 в изданиях, рекомендованных ВАК и входящих в базы «SCOPUS» и «Web of Science», а также 2 статьи в высокорейтинговых журналах, 7 работ в сборниках материалов конференций.

**Структура и объем работы.** Диссертация изложена на 152 страницах и включает введение, четыре главы, заключение, список литературы и приложения, в том числе 52 рисунка и 1 таблицу.

**Благодарности.** Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю О.Н. Соломиной за вдохновение и детальное научное сопровождение на каждом из этапов работы. Автор выражает благодарность сотрудникам Института географии РАН В.Н. Михаленко, В.В. Мацковскому, В.А. Шишкову за помощь в проведении буровых работ на Кавказе; В.В. Кузнецовой, Е.А. Долговой, И.С. Бушуевой за помощь в проведении полевых работ и обработке результатов; Атле Несье (Берген, Норвегия) за консультации и возможность использования лаборатории; А.А. Тишкову за консультации и многим другим.

# 1. Методы палеолимнологических исследований

## 1.1 Теоретические основы метода

Озера принимают сток с территории водосбора, и вместе с жидким стоком в них поступает твердое вещество - осадок. В палеоклиматическом смысле озера уместно рассматривать в качестве ловушек донного осадка, который, накапливаясь постоянно на всем протяжении существования озера, способен обеспечить непрерывную летопись изменений условий среды. Скорость накопления осадка часто настолько высока, что такой палеолимнологический архив может быть впоследствии расшифрован с высоким разрешением, обеспечив детальную реконструкцию одного или нескольких параметров изменчивости среды. Среди этих параметров – климатические характеристики: температура воздуха (среднегодовая, отдельных сезонов), количество атмосферных осадков (также годовое или для отдельных сезонов); экологические характеристики (изменение условий местообитания отдельных видов и пр.); характеристики водосбора, такие как размеры и свойства ледников, питающих озеро, и многое другое (Bradley, 2015; von Gunten, 2012).

Озерный осадок состоит из двух основных компонентов: автохтонного материала, производимого непосредственно в озере, и аллохтонного материала, поступающего в озеро с территории водосбора. Как автохтонный, так и аллохтонный материал могут быть успешно использованы в качестве носителей палеоклиматических данных. Озера планеты сильно различаются по геологическим, климатическим и геоморфологическим условиям, поэтому разным целям могут служить разные свойства осадка. Настоящая работа исследует возможности донного осадка горных озер Кавказа в качестве источника палеоклиматической информации. В высокогорных озерах собственная биопродуктивность и другие автохтонные процессы часто затруднены в связи с низкими температурами. Речь, таким образом, в большинстве случаев идет об интерпретации свойств донного осадка в ключе реконструкции условий водосбора озера. Следует отметить, что водосборы горных озер, в том числе и кавказских, сильно отличаются по площади, поэтому извлеченные климатические сигналы также могут обладать разной репрезентативностью.

Озерный осадок потенциально предоставляет целый ряд параметров, которые могут быть использованы для палеоклиматических реконструкций (т.н. «проху» - косвенных источников данных). Использование нескольких параметров со схожей изменчивостью («multiproху») позволяет минимизировать индивидуальную специфику и выделить

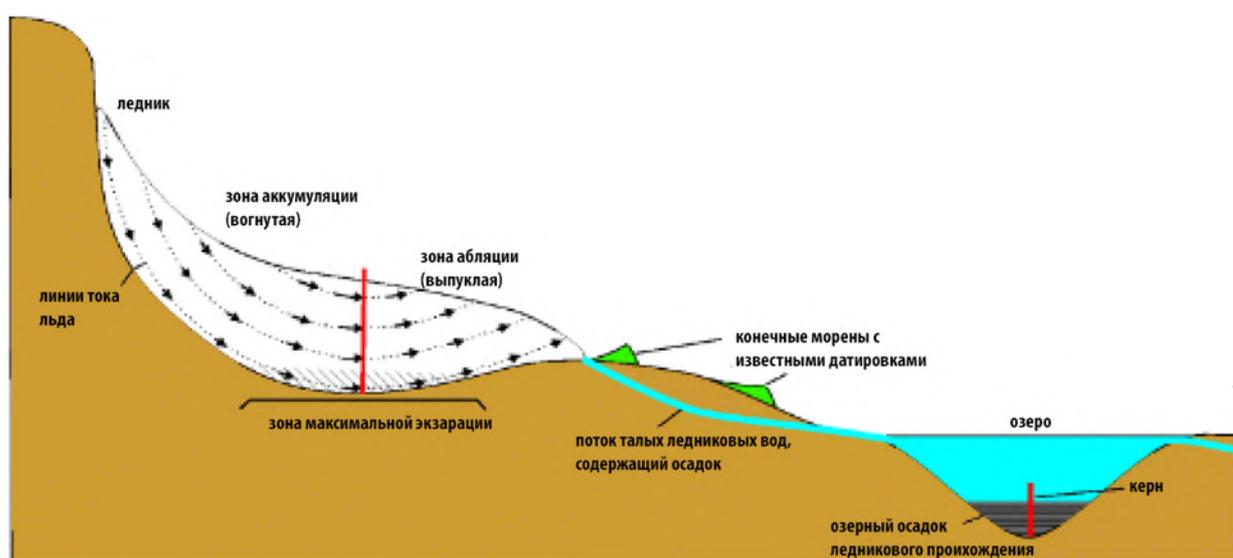
кумулятивный климатический сигнал. В настоящий момент все большую значимость приобретают еще более комплексные реконструкции, которые созданы на основе ансамбля отдельных реконструкций разного генезиса – озерных и морских осадков, ледниковых кернов, древесных колец, кораллов и многого другого с последующей глубокой обработкой математическими методами (напр. Mann et al., 2008; Moberg et al., 2005).

Интерпретация измеренных в озёрном керне аналитических данных – наиболее комплексная и неоднозначная стадия в цепочке «озерный осадок – климат прошлого». На данный момент накоплен большой объем знаний по тому, что именно может отражать каждый из параметров изменчивости осадка (см. далее). Универсальных правил, однако, не существует, так как условия происхождения и формирования осадка по всему миру резко отличаются (Bradley, 2015).

Создание количественных палеоклиматических реконструкций – более сложная задача по сравнению с созданием качественных. Она требует калибровки выбранного параметра относительно измеренных метеорологических данных (см. главу «Озеро Донгуз-Орун»). Метеоряды часто могут быть недостаточно длинными – при длине ряда менее ста лет прямая реконструкция методом линейной регрессии на несколько тысячелетий не всегда уместна, даже при высоких коэффициентах корреляции на общем участке. Использование современных метеоданных также ставит вопрос сохранности верхней части осадка, которую не всегда удастся обеспечить (см. главу «Озеро Каракель»).

Озерные осадки – один из важных источников данных о колебаниях ледников в водосборе озера в прошлом. Фундаментальные основы палеолимнологического метода базируются на различиях ледниковой и неледниковой составляющих донного осадка, накапливающегося в приледниковых озёрах, т.е. в озёрах, гидрологически связанных с деятельностью ледника. Принципиально здесь – содержание в осадке органического материала, так как осадок, имеющий преимущественно ледниковое происхождение, состоит из неорганического продукта – измельчённой породы, образующейся на контакте ледника с ложем, в то время как осадок неледникового генезиса в значительной степени обогащён органикой за счёт транзитного смыва со склонов. Впервые этот источник для палеогляциологических реконструкций в систематическом виде использовал В. Карлен при реконструкции колебаний небольшого ледника в Северной Лапландии на основе изучения кернов приледникового озера Vuolep Allakasjaure (Karlen, 1976). В работе 1976 г. он одним из первых предположил, что измельчённая порода, образующаяся на контакте ледника и ложа в результате экзарационной деятельности ледника и отлагающаяся в озёрах ниже по течению, может помочь созданию непрерывной летописи колебаний ледника. Объём и

дальность переносимого осадка приледниковых озёр и его состав обнаруживают связь с размерами ледника. Часто эту связь можно выразить численно. Так, С. Дал в своей работе (Dahl et al., 1994) использует соотношение 1:4 между размером ледника и дальностью переноса осадка для ледников долины Финсе в Южной Норвегии. При этом наиболее явные различия в осадке отмечаются, когда в изучаемый период ледник в водосборе значительно сокращался или полностью исчезал.



*Рис. 1. Концептуальная иллюстрация горного ледника и его связи с удаленным приледниковым озером, являющимся ловушкой осадка. Рисунок адаптирован из (Bakke and Paasche, 2011).*

Подобную систему рассматривает В. Карлен – ледник площадью  $0,54 \text{ км}^2$  и два последовательно расположенных приледниковых озера. В такой системе основной объём осадка накапливается в верхнем озере, а нижнее, из которого были получены три керна осадка, имея мощность осадка всего 1–2 м, хранит летопись практически за весь голоцен (датировка нижней части керна –  $9345 \pm 340$  лет 14С). Возрастная модель построена на основании девяти радиоуглеродных датировок и для неё характерна практически постоянная скорость осадконакопления. По словам автора, различия в составе осадка видны визуально, но особенно явно они заметны при чередовании светлых и тёмных прослоев разной мощности на полученных рентгенографических изображениях керна. При сопоставлении кривых потерь при прокаливании (потерь массы осадка за счёт сгорания органического углерода) и рентгеновской плотности осадка обнаружена чёткая корреляция, подтвердившая общее предположение, согласно которому повышение органической составляющей в осадке приледниковых озёр указывает на уменьшение поступления в озеро

продуктов экзарационной деятельности ледника и соответственно сокращение его размеров, и наоборот. Результаты исследования позволили выделить четыре периода наступания ледников для Северной Лапландии: 7500–7300, в районе 4500, 2800–2200 л. н. (некалиброванные датировки) и последние наступания малого ледникового периода. В работе 1976 г. В. Карлен рассматривает три вида индикаторов колебаний ледников Северной Швеции – датировки морен на основе лихенометрического метода, вариации в составе осадков приледниковых озёр и колебания верхней границы произрастания соснового леса. Согласованность результатов реконструкций, полученных на основе разных индикаторов, послужила подтверждением возможностей палеолимнологического метода.



**Рис. 2.** Резкий контраст (отмечен красной стрелкой) между тальми ледниковыми водами, насыщенными большим количеством взвешенных наносов и стоком неледникового происхождения. Финсе, южная Норвегия. Фото: (Dahl et al., 2003).

Как правило, озёрные осадки характеризуются различными соотношениями органического вещества, минерального обломочного материала и карбонатных пород. Органическое вещество в составе озёрного осадка появляется при его образовании непосредственно в озере или путём переноса в озеро органического материала, находящегося в пределах водосбора. Минеральная составляющая связана с береговыми и русловыми эрозионными процессами, а также с переносом талых ледниковых вод, содержащих измельчённую породу, с эрозионной деятельностью ледника, эоловым переносом вещества, различными склоновыми процессами (обвалы, оползни, лавины и

т.д.). В приледниковых озёрах изменчивость минерального осадка обычно больше, чем изменчивость автохтонного органического материала, т.е. в таких озёрах колебания соотношения органической и минеральной составляющих отражают преимущественно формирование минерального осадка ледником.

Кроме типично органогенного озёрного осадка и типично минерогенного осадка ледникового генезиса, в керне могут присутствовать так называемые «парагляциальные» отложения, т.е. отложения, не имеющие прямого ледникового происхождения, но характеризующиеся схожими свойствами с осадком ледникового генезиса (Church and Ryder, 1972). Это могут быть, в частности, флювиогляциальные отложения, переотложенные благодаря действию коллювиальных или эрозионных процессов, особенно в случае озёр с крутыми склонами. При использовании контрольного озера и нескольких кернов, отобранных в разных участках озера, подобные случаи могут иметь место. Кроме того, слой коллювиальных отложений – эпизодическое событие в общей структуре накопления осадка, и радиоуглеродные датировки кровли и подошвы такого слоя позволят исключить его из общей возрастной модели. Подобные эпизодические события нами рассматриваются в секции «Построение мастер-керна» главы «Озеро Каракель».

Так называемые приледниковые «пороговые озёра» (threshold lakes) позволяют точно восстановить и время появления ледника в водоразделе, и время его исчезновения. Часто на пути движения ледника может встречаться несколько локальных водоразделов, способных образовывать озёра на разных гипсометрических отметках. Подобное озеро будет приледниковым, если ледник «переваливает» за локальный водораздел; если ледник отступает, то озеро перестаёт получать продукт экзарационной деятельности ледника. В соответствии с этим в первом случае озёрный осадок будет значительно больше обогащён минеральным веществом, а во втором – органическим. Как правило, две толщи осадка резко отличаются по свойствам и имеют резкий переход, который обычно заметен невооружённым глазом (Briner et al., 2010). Изучение осадка серии таких озёр позволяет сделать точные датировки перехода ледника через каждый из водоразделов, а известные положения языка ледника обеспечивают расчёт его площади в каждый из моментов. Если площадь ледника можно связать с его высотой границы питания с помощью одного из коэффициентов, то эти данные можно использовать для калибровки реконструированной высоты границы питания на основании анализа одного из параметров озёрного осадка.

Использование озёрных осадков в целом и пороговых озёр в частности – один из немногих методов, который даёт возможность получить представление об изменениях размера ледника в период отступления. Так, в ходе исследования Дж. Бриннера в Гренландии (Briner et al., 2010) были получены керны осадков в семи озёрах на расстоянии около 50 км

от языка ледника Jakobshavn Isbræ. Два из них – приледниковые, а пять – изолированы от влияния ледника в настоящее время. Подобный подход позволил установить, что ледник имел меньшие размеры, чем в настоящее время, на протяжении всего раннего и среднего голоцена – до периода 2300 л.н., с максимальным отступанием в период 6000–5000 л.н. – время, когда в водосборе всех семи озёр ледник отсутствовал.

## 1.2 Полевые работы. Бурение

Процесс получения осадка приледниковых озёр нетривиален и включает несколько фаз. Принципиальными являются рекогносцировочные работы по определению мощности и распределения рыхлого осадка на поверхности ложа. В настоящий момент становится устойчивой практикой использование радиолокационной съёмки ложа озера для точного определения мощности рыхлого осадка в озере и выбора наиболее репрезентативного с точки зрения накопления осадка участка бурения (Bakke et al., 2010 и др). При работе с приледниковым озером в зависимости от размера ледника и водосбора, орографических и геоморфологических условий участка благоприятные условия могут складываться как для накопления в озере осадка, поступающего в виде продукта экзарационной деятельности ледника, так и для его преимущественного выноса вниз по течению. В целом, пологие склоны вокруг озера уменьшают вероятность попадания лавин, обвалов, оползней – то есть влияния склоновых процессов, не отражающих ледниковый сигнал в озерном осадке. Подобные составляющие озерного осадка являются источником ошибки при реконструкции колебания ледника. Современный подход, основанный на использовании множественных косвенных данных, часто позволяет эту проблему решить.

Как было отмечено выше, рекомендуется использование цепочки приледниковых озёр. Безусловно, подобную систему, состоящую из ледника с датированными моренными валами, цепочками приледниковых озёр, контрольным озером, найти на местности трудно. Рекомендуется использовать два и более кернов, отобранных на участке озера с плоским дном, и несколько независимых источников косвенных данных. Если работы ведутся на одном озере, то предпочтительнее использовать участок дна озера, наиболее удалённый от устья/дельты впадающего потока; обычно он находится в наиболее глубокой части озера. Подобные участки лучше всего отражают внешний сигнал вариаций размеров ледника и наиболее устойчивы к перемешиванию осадка.

На данный момент существует целый ряд приспособлений для бурения озёр и получения озерного осадка. Их можно разделить по типам воздействия - гравитационные,

поршневые, вибрационные, пневматические, ящичные, камерные. Традиционный озерный поршневой бур (Livingstone et al., 1955; Wright et al., 1984) использует надстраиваемые металлические штанги для достижения необходимой глубины. Проникновение в осадок в этом происходит вручную за счет силы давления буровой бригады. Подобный вариант является оптимальным для бурения связанного осадка невысокой плотности – например органогенной гиттии.



*Рис. 3. Бурение со льда с помощью озерного бура конструкции Ливингстона. Фото автора.*

При работе с приледниковыми озерами, в которых осадок часто представлен плотными слоистыми суглинками, глинами, и прослоями песка и мелкообломочного материала, для проникновения в осадок применяется ударный способ. По такому принципу создан модифицированный поршневой бур, конструкция которого была предложена Атле Несье в 1992 году (Nesje, 1992). Этот бур использует металлический трос и может быть применен как со льда, так и установлен на плавсредство. В качестве емкости для керна используются сменные пластиковые трубы диаметром 110 мм и длиной до 3 м. Поршневая

конструкция позволяет получать осадок на различной глубине с необходимым перекрытием. На протяжении последних 20 лет озерный бур конструкции Несье активно применяется по всему миру.



*Рис. 4. Керн, полученный на одном из озер Кавказа с помощью озерного бура конструкции Несье. Фото автора.*

Керны осадков озер Каракель и Донгуз-Орун, которые представлены в настоящей работе, были также получены с использованием подобного бура. В большинстве случаев в качестве основания использовался надувной катамаран, на который монтировалась специальная платформа, позволяющая разместить бур, лебедку для извлечения керна и буровую бригаду. Модифицированный поршневой бур позволяет проходить осадок максимальной плотности, однако обладает значительным весом (в частности, отдельный вес ударного груза составляет 25 кг). Из облегченных альтернатив можно назвать бур

швейцарской конструкции UWITEC (<http://www.uwitec.at>) с прозрачными трубами-пробоотборниками диаметром 60 мм.

Существует ряд типичных проблем, с которыми может быть связано получение озерного осадка: 1) осадок нарушается или деформируется в процессе бурения, 2) керн не захватывает все толщи профиля осадков, 3) полученный керн имеет недостаточную длину, 4) возможное загрязнение осадка. Верхний слой осадка на границе осадок-вода часто представлен суспензией, которую невозможно отобрать ударным способом. В таком случае для дополнительного отбора верхней части осадка целесообразно использовать ящичный пробоотборник. В целом считается, считается, что решению большинства остальных сложностей способствует максимальная репликация кернов, полученных в разных участках озера (см. главу «Озеро Каракель»)

### 1.3 Лабораторная работа с керном

Дальнейшая работа с керном происходит в лаборатории. Керн продольно разрезается на две половины (а и б), фотографируется с наилучшим разрешением и описывается.

В случае, когда керн представлен несколькими последовательными трубами с перекрытием, необходимо осуществить общую пространственную корреляцию керна. При отсутствии регулярной ламинарности и явных стратиграфических различий решение этой задачи может оказаться неочевидным и потребует косвенных методов корреляции. В главе «Озеро Каракель» описано, как для подобных целей нами были использованы характерные пики концентраций терригенных элементов в осадке, полученные с помощью сканирующего анализа методом РФА-СИ.

Анализы озёрного керна можно разделить на деструктивные и недеструктивные. Соответствующим образом, как правило, используются две половины керна. Очевидно, недеструктивные анализы во многом являются приоритетными, сохраняя осадок для дальнейшего использования. К недеструктивным относятся различные виды сканирующего анализа – рентгенофлуоресцентного, магнитной восприимчивости, отражательной спектроскопии. Сканирование проходит либо на сыром керне, либо из керна изготавливаются твердые препараты, насыщаемые полимером (Дарин и Рукшун, 2013а), которые становятся пригодными для анализов максимального пространственного разрешения. Деструктивные анализы подразумевают нарезание керна с определенным шагом – регулярным или на основе выбора характерных участков - в зависимости от задач исследования. Рабочим разрешением можно считать 0,5-1 см. Набор с интервалом в 2 мм

часто является предельным для рыхлого осадка, для отбора образцов с еще более высоким разрешением потребуется заморозка керна жидким азотом (von Gunten, 2012).

Основные виды анализов кернов озерных осадков, включая те, которые применялись при выполнении настоящей работы, описаны ниже.

#### 1.4 Датирование осадка, построение возрастной модели

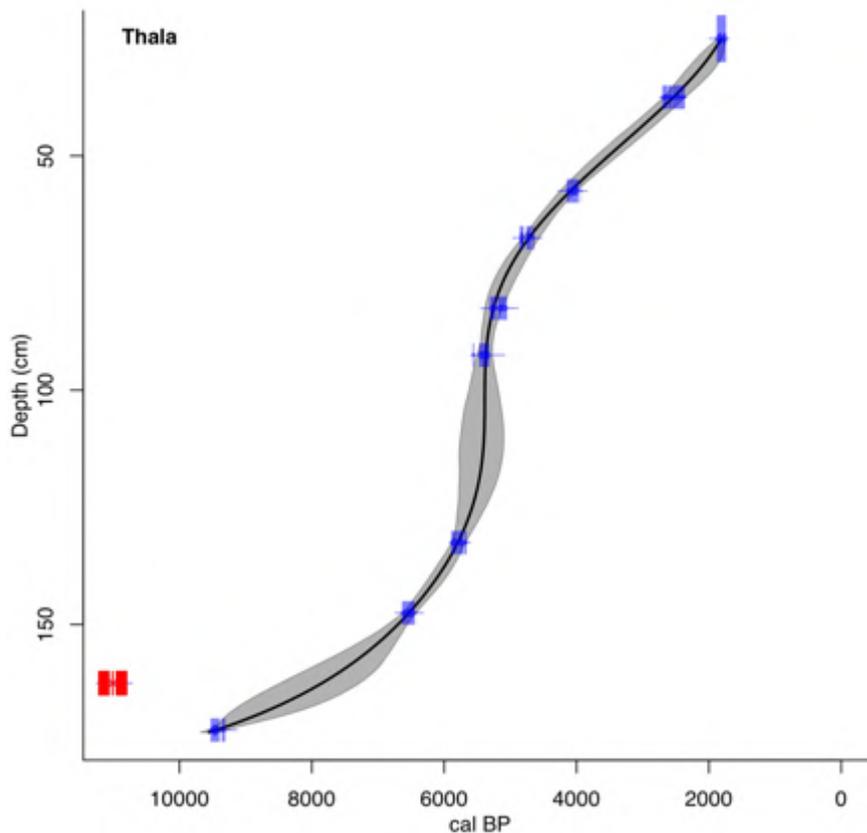
Определение возраста осадков на разных глубинах и оценка скорости осадконакопления – один из наиболее важных этапов при изучении керна озёрных осадков. Он позволяет перевести все дальнейшие результаты анализов керна из пространственного измерения во временное, то есть в результате возрастной модели осадконакопления каждому горизонту – с большей или меньшей вероятностью присваивается возраст.

Обычно для этих целей отбирают образцы для датирования в базальном горизонте и промежуточных горизонтах с определённым шагом. Часто принципиален не регулярный шаг, а отбор образцов для датирования на участках, отличающихся выраженными стратиграфическими особенностями и маркирующими смену событий. Очевидно, что чем больше сделано датировок, тем точнее будет модель скорости осадконакопления, и наоборот – чем меньше выполнено датировок и больше неоднородность осадка в керна, тем неопределённое будет модель. Результирующая модель обычно строится с помощью линейной или одной из сглаживающих функций, и она должна учитывать стандартные ошибки датировок.

Наиболее широко применяемым методом при определении возраста озерных осадков, как и в палеогеографии в целом, является радиоуглеродное датирование. Существует несколько методов определения возраста органического материала с использованием  $^{14}\text{C}$ . Наряду с традиционными газовым и сцинтилляционным методами для озерных осадков все чаще применяется наиболее современный и технически более совершенный – метод ускорительной масс-спектрометрии (AMS-датировка) (Hedges and Gowlett, 1986). При использовании метода AMS измерение занимает значительно меньше времени и это – одно из основных преимуществ данного метода масс-спектрометрии. Другое важное преимущество – возможность использования минимальных количеств углерода для анализа – до 1 мг и менее (в традиционных методах среднее количество углерода в образце составляет 5–10 г). Обычно для определения возраста методом AMS используется углеродсодержащая составляющая осадка – макроскопические органические остатки. Если это недоступно (при минимальной органической составляющей осадка), то используется

массовый образец осадка. В таком случае недостаточное количество углерода может негативно сказаться на точности датировки.

В настоящее время существует несколько программных сред для построения возрастных моделей осадконакопления на основе радиоуглеродных датировок. Одно из решений – алгоритм Clam (Blaauw, 2010), написанный для программной среды R (R Development core team, 2005). Используя в качестве вводных данных некалиброванные радиоуглеродные датировки с ошибками измерений, Clam строит возрастную модель на основе одной из аппроксимирующих функций по выбору пользователя, указывая распределение вероятностей (обычно в два стандартных отклонения).



*Рис. 5. Пример построения возрастной модели с помощью алгоритма Clam со сглаживанием с помощью полиномиального сплайна*

Более прогрессивным решением установления связи глубина-возраст является алгоритм Bacon (Blaauw and Christen, 2011) также для программной среды R. Bacon использует Байесовскую вероятность для того, чтобы разбить толщу осадка на множество мелких секций, для каждой из которых дискретно определяется скорость осадконакопления. Результирующая линия представляет собой средневзвешенное соотношение глубина-возраст и используется далее для перевода аналитических данных из

глубинной шкалы во временную. Этот способ был использован для построения возрастной модели осадконакопления в озере Каракель в рамках настоящей работы.

Основная цель построения модели – как можно более точное описание распределения возраста осадка относительно глубины, т.е. сужение доверительного интервала. Для подобных целей с успехом применяется корреляция с другими источниками датировок, например с тефрохронологическими датировками, которые позволяют определить точный возраст отдельных горизонтов в осадке.

Для определения скорости осадконакопления в относительно молодых озёрах и подтверждения наличия годовой слоистости используется  $^{137}\text{Cs}$  – искусственный изотоп, который отсутствовал в атмосфере до начала испытаний атомных 20 века. С 1954 г. интенсивность выпадения  $^{137}\text{Cs}$  детально задокументирована (Chen et al., 2008). При построении модели скорости осадконакопления кривая активности  $^{137}\text{Cs}$  по всей толще осадка сопоставляется с известными данными по выпадению  $^{137}\text{Cs}$  для региона. Следует принимать во внимание задержку по времени от первоначального выпадения изотопа до финального отложения в осадке озера. Измерение активности искусственного изотопа  $^{137}\text{Cs}$  могут служить достоверным подтверждением возраста наиболее молодой (верхней) части осадка. Максимум активности приходится на период 1961–1963 гг. (глобальные выпадения, связанные с проводимыми в это время испытаниями ядерного оружия), таким образом явный пик в концентрации  $^{137}\text{Cs}$  часто можно принять за 1963 год. Кроме того, в некоторых регионах Европы, отмечается также пик активности  $^{137}\text{Cs}$ , связанный с Чернобыльской аварией 1986 г (Erlinger et al., 2008; Tylmann et al., 2013). В этом случае кривая концентрации  $^{137}\text{Cs}$  будет иметь два пика, соответствующих 1963 и 1986 года, соответственно. Такая картина позволяет оценить скорости осадконакопления в наиболее современной части осадка и свидетельствует в пользу сохранности верха керна.

Другой способ датирования верхней части осадка (обычно последние 100–150 лет) – датирование с помощью изотопа свинца  $^{210}\text{Pb}$  – естественного изотопа, входящего в ряд распада  $^{238}\text{U}$  и имеющего период полураспада 22,3 лет (Appleby and Oldfield, 1978). В самом общем случае, предполагая постоянный атмосферный поток  $^{210}\text{Pb}$  и постоянная скорость осадконакопления. Скорость осадконакопления определяется как тангенс угла наклона между кривыми концентрации  $^{210}\text{Pb}$  и кумулятивной массой осадка в логарифмическом выражении. Более сложные модели (Appleby and Oldfield, 1983) допускают вариации обоих параметров.

## 1.5 Варвы

Варвы – годично стратифицированные морские или озёрные осадки, которые образуются благодаря различиям в режиме и характере осадконакопления в разные сезоны. Типичные варвы приледниковых озёр представляют собой чередование светлых и тёмных слоёв осадка. Светлый слой состоит из частиц крупного размера (до мелкозернистого песка), которые откладываются в период активного таяния ледника и снега, т.е. во время, когда поток талых ледниковых вод наиболее интенсивен. В зимний период, когда поступление осадочного материала в озеро значительно снижается или озеро перекрыто льдом, осаждаются мелкие частицы, формируя тёмный и обычно более тонкий слой. Кроме сезонных различий в поступлении и накоплении осадка, необходимое условие формирования варвов – отсутствие биотурбации. В приледниковых озёрах с их очень холодной водой биотурбация обычно ограничена в связи с небольшим количеством населяющих их живых организмов.

История изучения варвов насчитывает более 100 лет (De Geer, 1912). Впервые варвы были использованы для реконструкции отступления ледников на границе плейстоцен-голоцен (De Geer, 1912; Antevs, 1922). Э. Леонард (Leonard, 1986a; 1986b). развивал этот метод в Канадских Кордильерах. Изучая осадок большого приледникового озера Гектор (провинция Альберта), он столкнулся с регулярной ламинарностью и предположил, что в озере наблюдается годовая слоистость осадка, т.е. истинные варвы. С помощью кернового озёрного бура были получены 28 кернов осадка, исследования восьми из которых послужили основой для работы (Leonard, 1986). Изучаемая толща представляет собой равномерное чередование более мощных светлых «летних» и тонких тёмных «зимних» слоёв, каждая пара, состоящая из светлого и темного слоя, имеет мощность около 1 мм. Последовательность прерывается более мощными прослоями (до 5 мм) частиц большего размера. Анализ одного из кернов на предмет распределения активности  $^{137}\text{Cs}$  полностью подтвердил предположение о наличии в толще годовой слоистости. Обнаружена высокая положительная корреляция между толщиной варвов и среднегодовой или средней летней температурой года, в который слой откладывался. Для окончательной калибровки варвохронологии и её привязки к абсолютной временной шкале использована корреляция ширины варвов со средней летней температурой воздуха, зарегистрированной ближайшей метеостанцией (Leonard, 1986).

Основным преимуществом варвов следует считать то, что они предоставляют возможности для создания непрерывной временной шкалы – варвохронологии, которая обеспечивает собственную палеоклиматическую ценность и возможность калибровки

других методов датирования. В случае, когда варвохронология непрерывна и захватывает современный осадок, ее можно назвать абсолютной. В таком случае каждому парному слою, как правило, может быть присвоен календарный год. Если в хронологии наблюдаются пропуски или участки без годичной стратификации, хронология является дискретной или плавающей (Ojala et al., 2012). Годично-стратифицированные осадки представляют собой важный источник палеоклиматической информации, поскольку толщину летних и зимних слоёв можно калибровать относительно метеоданных. При установлении зависимости это позволяет создавать реконструкции с годичным и даже сезонным разрешением. Следует, правда, иметь в виду, что чередование светлых и тёмных слоёв не обязательно маркирует годичную стратификацию – отдельные катастрофические паводки в течение одного года также способны сформировать подобное переслаивание.

В общем случае наиболее высокой скорости накопления озёрного осадка соответствуют периоды увеличения площади ледников в водосборе, так как именно от площади ледников зависит степень его эрозионной активности. Кроме того, интенсивность осадконакопления обычно имеет пик в течение нескольких десятилетий после максимального распространения льда, т.е. маркирует начало отступления ледника благодаря наибольшей интенсивности флювиогляциальных потоков и освобождающемуся ото льда рыхлому материалу.

Одной из важных функций годично-стратифицированного озерного осадка является возможность продления калибровочных кривых для радиоуглеродной шкалы. Региональные калибровочные кривые, уточненные на основе дендрохронологии, охватывают период в 11-12 тысяч лет (Reimer et al., 2013). При этом последовательность годичных пар слоев в осадке озера Суйгецу в Японии охватывает внушительный период в 40 тысяч лет, что впервые позволило продлить радиоуглеродную калибровочную кривую на такой срок (Kitagawa & Van Der Plicht, 1997).

Вародиаграммы, то есть изображения, представляющие соотношение порядковых номеров слоев и их мощности, могут быть использованы для корреляции вернов, полученных в разных местах (Субетто, 2009). В этом случае можно провести аналогии. С перекрестным датированием кернов в дендрохронологии.

Подсчет годичных пар может производиться как вручную, так и в автоматическом режиме или полуавтоматическом режиме. По аналогии с анализом древесно-кольцевых серий хронология может строиться на основании ширины годичной пары, либо основываться отдельно только на ширине светлых (летних) и темных (зимних) слоев. Для автоматического распознавания и подсчета слоев может использоваться специальное

программное обеспечение, позволяющее обрабатывать физическую поверхность керна, подготовленные препараты или оптические снимки (Jan De Bock, 2012).

Годично стратифицированные озерные осадки достаточно широко распространены в разных природных средах. База данных варвов 2012 года (Ojala et al., 2012) насчитывает 108 абсолютных хронологий продолжительностью от 100 до 29100 лет. Согласно авторам, средняя ошибка варвохронологии составляет 1-4%. Варвы можно разделить на кластические, биогенные и эвапорические (Zolichka, 2015). Основу первой группы составляют ледниковые варвы – образованные современными ледниками или ледниками, существовавшими в прошлом. Осадок озера Донгуз-Орун, рассматриваемый в данной работе, по всей видимости, является первым случаем обнаружения современных ледниковых (кластических) варвов на Кавказе (см главу «Озеро Донгуз-Орун»).

Понятие кластических варвов основано на внутригодовых вариациях гранулометрического состава. При исследовании донного осадка горных озер множество данных способен предоставить и классический гранулометрический анализ. Количественное содержание и соотношение фракций частиц определяют пористость, проницаемость, удельную поверхность и другие свойства осадка. Существует несколько основных методов определения гранулометрического состава осадков: ситовый, седиментационный и метод лазерной дифракции. Для адекватной реконструкции условий прошлого необходим сплошной отбор образцов на гранулометрический анализ с минимально возможным шагом.

Данные гранулометрического анализа используются также для определения степени отсортированности пород и гранулометрических параметров, таких как значения максимальных и медианных диаметров, асимметрия и эксцесс (см раздел «Ледниковый сигнал в осадке озера Каракель ранне- и среднеголоценового возраста»).

## **1.6 Органическое вещество осадка**

Наиболее общий способ определения количества органического вещества в осадке – метод потерь при прокаливании (loss-on-ignition – LOI) (Dean, 1974, Heiri et al., 2001). При стандартном алгоритме работы с озерным осадком образцы объемом от 1 см<sup>3</sup> отбираются с шагом 1-2 см, определяется изначальная масса каждого из образцов в сыром виде (wet bulk density – WBD), затем образцы высушиваются при температуре 105 °C (обычно в течение ночи) и определяется их сухая масса (dry bulk density – DBD). Затем образцы нагревают в

муфельной печи при температуре 550 °С в течение двух часов. Органический углерод в составе осадка начинает сгорать при температуре 200 °С, а полностью сгорает при 550 °С. Последующее взвешивание образцов позволяет установить потерю массы осадка за счёт сгорания органического вещества (LOI). Очевидно, что все три показателя – WBD, DBD и LOI должны находиться в прямой зависимости. Однако интерпретация результатов анализа на потери при прокаливании не всегда очевидна, так как оставшийся при сгорании материал может содержать карбонаты и органический кремнезём (диатомовые). Для определения массы углерода, который высвобождается в виде CO<sup>2</sup> при сгорании карбонатов применяется дальнейшее нагревание до 900-1000 °С. Наиболее пригодные объекты для палеорекоkonструкций на основе анализа осадков на массовые потери при прокаливании – небольшие горные озёра с площадью поверхности до 1 км<sup>2</sup>, расположенные на кристаллических коренных породах, характеризующиеся редкой окружающей растительностью и незначительным почвенным покровом. В таких озёрах на содержание органического вещества в осадке влияет минимальное число факторов, и его величина может служить сигналом вариаций размеров ледника в водосборе. Один из параметров изменчивости содержания органического вещества в осадке (WBD-DBD-LOI) часто используется в качестве основного параметра, на основании которого строится непрерывная реконструкция границы питания ледника (см. например, Bakke et al., 2005). При работе с приледниковыми озерами, в которых низкая температура воды минимизирует производство автохтонной органики и биотурбации, содержание органического вещества в осадке часто становится наиболее очевидным для интерпретации и индикативным параметром колебаний размеров ледника в водосборе.

## 1.7 Минеральное вещество осадка

Магнитная восприимчивость – параметр, отражающий концентрацию магнитных минералов в осадке. Вариации магнитной восприимчивости озёрного осадка обычно связаны с изменением эрозионной деятельности и объёма, поставляемого в озеро минерогенного вещества (Thompson et al., 1975). Недавно освободившиеся ото льда фронтальные области ледников без растительности или с редким растительным покровом обеспечивают наиболее высокие показатели магнитной восприимчивости осадка. Таким образом, магнитная восприимчивость осадка может с успехом использоваться в качестве индикатора активности ледника (Thompson and Oldfield, 1986). Однако повышенная магнитная восприимчивость осадка не всегда свидетельствует о значительной

экзарационной активности ледника (и, как следствие, его размере), она может быть связана с коллювиальными процессами в водосборе, в том числе и с катастрофическими – обвалами, оползнями, лавинами (Snowball et al., 1999).

Для типичного приледникового озера отмечается чёткая обратная зависимость между потерями при прокаливании и магнитной восприимчивостью осадка. Подобная закономерность легла в основу первых работ по палеореконструкциям на основе исследования озёрных осадков В. Карлена (Karlén et al., 1999), А. Несье (Nesje et al., 2001) и других исследователей. Если оба параметра отражают ледниковый сигнал, то рост кривой магнитной восприимчивости с одновременным понижением потерь при прокаливании указывает на возросшую активность ледника и, как следствие, на снижение высоты границы питания ледника и увеличение его площади.

На сегодняшний день определение магнитных свойств озерного осадка может включать определение целого ряда параметров – поверхностной магнитной восприимчивости (определяется сканирующим анализом), массовой магнитной восприимчивости ( $\chi_{Bulk}$ ) (определяется на массовых образцах с определенным шагом), с отдельным измерением парамагнитной, диамагнитной и ферримагнитной составляющих, изотермической остаточной намагниченности (saturation isothermal magnetization - sIRM), идеальной (безгистерезисная) остаточной намагниченности (anhysteretic remanent magnetization - ARM), и ряда дополнительных параметров (Liu et al., 2012).

Вариации магнитных свойств осадка используются также для того, чтобы установить вклад отдельных источников формирования осадка, так как разные по литологическому строению участки водосбора могут поставлять осадок с различными магнитными свойствами. При наличии сложного водосбора – например в том случае, когда в озеро попадают потоки как ледникового, так и неледникового генезиса, либо водосбор состоит из нескольких отдельных ледников, - для отслеживания возможных изменений источника поступления осадка массовая магнитная восприимчивость измеряется сначала при комнатной температуре (293 К), а затем на замороженных в жидком азоте образцах (температура 77 К). В отличие от таковой ферримагнитных минералов, магнитная восприимчивость парамагнитных минералов находится в обратной зависимости от температуры, и при температуре 77 К измеренные величины магнитной восприимчивости должны быть в среднем в 3,8 раза выше, чем при комнатной температуре. Соответственно, соотношение величин 77 К/293 К – «парамагнитное соотношение» - близкое к 3,8 означает, что в сигнале магнитной восприимчивости доминируют парамагнитные минералы; более низкие значения говорят о большей доле ферримагнитных минералов (Lanci and Lowrie, 1997).

Помимо образцов, полученных из керна озерных осадков, измерения проводятся также на поверхностных бассейновых образцах, отобранных в разных участках водосбора («catchment samples»); в этом случае сравнение величин парамагнитного соотношения способно пролить свет на источник осадка в керне. В целом, образцы из нижних высотных поясов с развитым почвенным покровом характеризуются низкими значениями массовой магнитной восприимчивости и высокими значениями соотношения 77 К/293 К; образцы моренного материала, наоборот, обладают высокой магнитной восприимчивостью и низким парамагнитным соотношением; образцам флювиогляциального и флювиального генезиса свойственны средние значения (Vasskog, 2012).

## 1.8 Геохимический анализ осадка

Безусловно, озёрные отложения – источник значительно большего объёма информации об исторических условиях среды, чем традиционное содержание органического и неорганического вещества в осадке.

Современный сканирующий рентгенофлуоресцентный (РФА) анализ (x-ray fluorescence – XRF) обладает важнейшим преимуществом – он неdestructивен, то есть сканирование происходит по поверхности разрезанного продольно керна – без необходимости выбора отдельных образцов. Это позволяет сохранить материал для других видов анализов, а также требует значительно меньше времени. Так, для стандартного определения элементов Si, Al, K, Ca, Ti, Fe, Mn, Zn, Sr, Zr с использованием сканера ITRAX на участке керна длиной в 1 м с разрешением 200  $\mu\text{m}$  потребуется 15 часов, тогда как на обработку 100 образцов с шагом 1 см (тот же 1 м керна) более традиционным способом рентгеновского флуоресцентного анализа с дисперсией по длине волны (WD-XRF) потребуется 10 рабочих дней (Croudace et al., 2006). Сканер ITRAX (Cox Analytical Systems, Швеция) представляет собой передовой инструмент геохимического анализа, который обеспечивает одновременно оптический и рентгеновский снимки керна и определение относительных концентраций элементов Si, Al, S, Cl, K, Ca, Ti, Fe, As, Pb, Zn, Br, Rb, Sr, Zr, Ba с пространственным разрешением 200  $\mu\text{m}$ . Такое разрешение в 25-50 раз выше минимально возможного разрешения при дискретной нарезке образцов и позволяет регистрировать минимальные изменения условий среды. Следует помнить, что результаты РФА-анализа представлены в виде тысяч отсчетов в секунду (kcps) и могут считаться лишь полуколичественными (Kylander et al., 2011).

Метод рентгенофлуоресцентного анализа на пучках синхротронного излучения (РФА-СИ), который используется, в частности, группой исследователей Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск), позволяет выполнять сканирующий анализ с разрешением от 100  $\mu\text{m}$ . Кроме того, при использовании концентрирующей рентгеновской оптики возможно сканирование при рекордно высоком разрешении – от 30  $\mu\text{m}$  (Дарин, Ракшун, 2013а; Дарин, Ракшун, 2013b). Подобное разрешение оказывается незаменимым при работе с современными осадками и реконструкциях отдельных кратковременных событий. В частности, вариации отношения Rb/Sr в верхней части керна озера Донгуз-Орун, полученные сканирующим анализом методом РФА-СИ позволили подтвердить наличие в озере годично стратифицированного осадка, то есть ледниковых варвов (Дарин и др., 2015; Alexandrin et al., 2018) – см. главу «Озеро Донгуз-Орун».

Интерпретация подобных результатов не всегда однозначна и требует корректировки с процессами осадконакопления. В общем случае, кривые содержания Fe, Ti, K, Ca, Rb, Sr, Si, Mg, Mn, а также соотношения этих элементов, такие как Fe/Ti или Ca/Fe, могут отражать изменения условий водосбора (Croudace and Rothwell, 2015). В качестве источника сигнала активности ледника может быть также использована трансферная функция, строящаяся путём суммирования нормированных значений основных терригенных элементов, например, K, Ti, Fe, As, Rb (Калугин и др., 2008, 2009). Часто сигнал активности ледника в водосборе неочевиден и для его выявления требуется дополнительный статистический аппарат. Для решения подобных задач с успехом используется метод главных компонент (см. главу «Озеро Донгуз-Орун»).

## 1.9 Биостратиграфические методы

При изучении истории озер неледникового происхождения важную роль играет ряд биостратиграфических методов. **Спорово-пыльцевой анализ** является одним из наиболее репрезентативных и широко применимых. Палеоклиматические реконструкции на основании спорово-пыльцевого анализа возможны благодаря четырем базовым признакам пыльцы растений: 1) пыльца обладает морфологическими характеристиками, которые являются специфическими для отдельного вида или рода растений; 2) пыльца производится в больших количествах ветроопыляемыми растениями и распространяется на большие расстояния от источника; 3) при определенных условиях осадконакопления пыльца крайне устойчива к разложению; 4) пыльца отражает состояние естественной растительности во время ее отложения (Bradley, 2015). Палеоклиматическая интерпретация спорово-пыльцевого анализа основана на представлении о том, что в каждый момент времени

растительность находится в динамическом равновесии с климатическими условиями, и, соответственно, эти условия могут быть восстановлены. Помимо качественных данных, при необходимой калибровке и глубокой статистической обработке спорово-пыльцевой анализ способен предоставить количественные реконструкции климатических параметров. На данный момент для многих регионов мира доступны обширные базы данных поверхностных образцов пыльцы (получены в основном из верха озерных осадков), что обеспечило прямую калибровку пыльцы относительно климатических параметров (Bartlein et al., 2011). Набор параметров, доступных для реконструкции, зависит от конкретных условий: ими могут быть, например, среднегодовая температура и количество осадков (Guiot et al., 1989); средняя температура самого теплого и холодного месяца (Prentice et al., 1991); влажность почвы и индекс континентальности (Webb et al., 1993).

**Диатомовый анализ** является еще одним важным источником данных о прошлом озерных и болотных комплексов. Диатомовые водоросли (*класс Bacillario-phyceae, отдел Ochrophyta*) — наиболее распространенная группа водорослей, которая хорошо сохраняется в осадках благодаря наличию кремнеземного панциря. Эти водоросли обладают рядом специфических морфологических признаков, благодаря чему в большинстве случаев их можно идентифицировать до уровня вида. Это обеспечивает восстановление специфических климатических и экологических параметров, на которые реагирует каждый из видов. Эти параметры обычно определяют за счет калибровки с «обучающим» массивом данных – набором озер, для которых были измерены современные параметры – температура воды, pH, химический состав воды и пр. (Birks, 2010) Диатомовые комплексы показали высокую ценность при реконструкции температуры воздуха в условиях, где температура является лимитирующим фактором: в горах и высоких широтах (Lotter et al., 2010). Для идентификации переотложенных диатомовых комплексов с изменением таксономических пропорций Л.В. Разумовский (2012) использует метод графического анализа таксономических пропорций в диатомовых комплексах, который применялся в том числе и для кавказских озер (Разумовский и Разумовский, 2013).

Другими важными биостратиграфическими маркерами в озерных осадках могут являться растительные макроостатки, липиды, остракоды, хирономиды и др.

### 1.10 Методика создания количественных реконструкций колебаний ледников

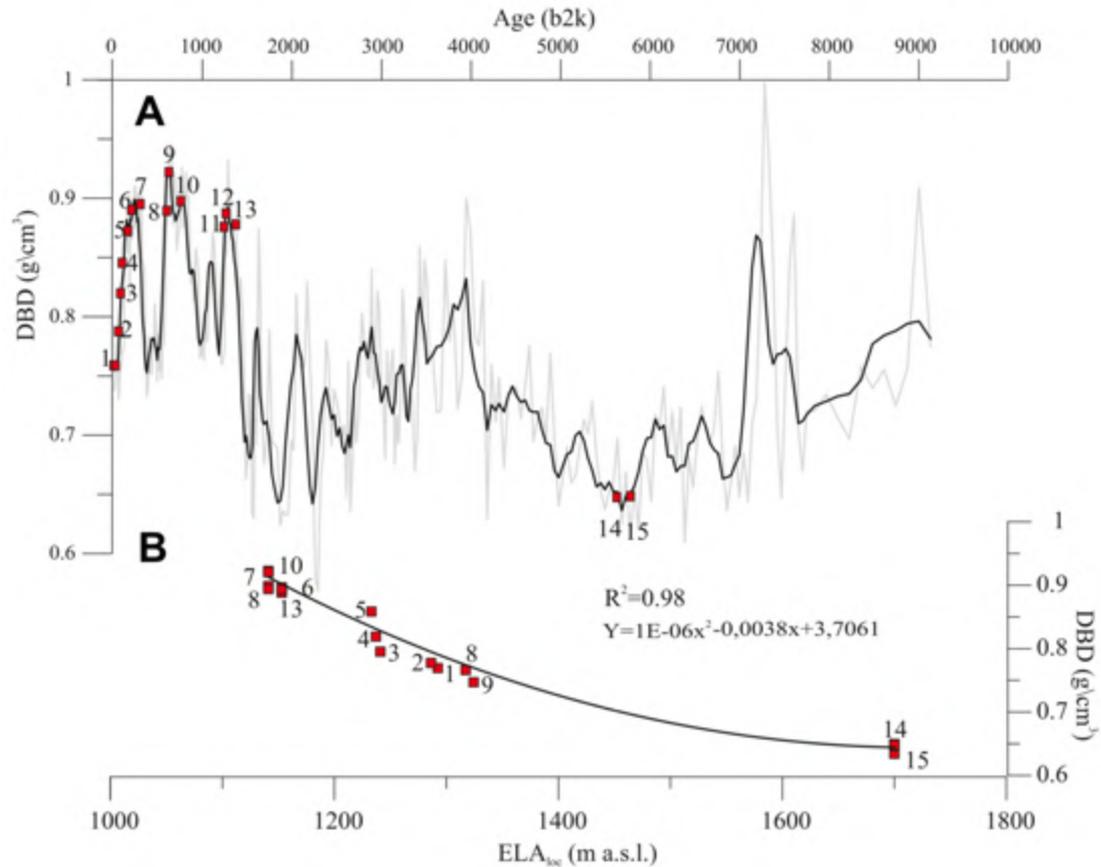
Традиционные методы реконструкции высоты границы питания ледников (equilibrium line altitude – ELA), основанные, например, на максимальной высоте выклинивания боковых моренных валов, позволяют получить лишь дискретные данные о положении границы питания в прошлом. Для большинства ледников Скандинавии, где велись пионерные работы по изучению озёрных осадков (Karlen, 1997; Bakke et al., 2005), моренные валы более ранних наступаний ледников были стёрты наступаниями малого ледникового периода последнего тысячелетия. Озёрные осадки, напротив, позволяют создавать непрерывные реконструкции высоты границы питания. Особенно успешно для палеогляциологических реконструкций используются цепочки приледниковых озёр (Dahl et al., 2003). Если в первом, ближайшем к леднику озере обычно сгружается крупнообломочный материал, то в следующих, расположенных ниже по долине и на большем удалении от ледника, накапливаются преимущественно тонкодисперсные отложения – пески, глины, алевриты, которые и относятся к наиболее информативным для палеогляциологических и палеоклиматических исследований. Таким образом, каждое из озёр подобной цепочки имеет различную чувствительность к ледниковому сигналу: озеро, находящееся выше по течению талых ледниковых вод, т.е. на наименьшем удалении от языка ледника, способно регистрировать колебания ледника при его наименьших размерах, а озеро, находящееся на наиболее низкой гипсометрической отметке, – при его наибольших размерах (Nesje et al., 2001). Так, использование цепочки приледниковых озёр и нескольких кернов осадков в долине Корса в Швеции на участке пионерных работ позволило И. Сноуболу и П. Сандгрёну (Snowball and Sandgren, 1996; 1997) установить, что ледники присутствовали в водосборе лишь в течение последних 3000 лет, в то время как В. Карлен, основываясь на анализе единичного керна озёрных осадков, предполагал наличие нескольких голоценовых наступаний, в том числе и в первой половине голоцена (Karlen, 1976; 1981; 1997).

Важным дополнением может служить наличие в непосредственной близости от ледника так называемого «контрольного» озера – т.е. озера, не получающего талых ледниковых вод. Сравнение кернов из приледникового и контрольного озера с возможностью перекрёстного датирования позволяет более детально оценить хронологию и мощность ледникового сигнала. Для многих ледников Норвегии установлена прямая зависимость между размерами ледника и дальностью переносимого ледникового осадка (Dahl et al., 2002; 2003). Зависимость обусловлена характеристиками водосбора и может быть установлена численно. Высота границы питания ледника при таком подходе

рассчитывается на основе его площади с помощью коэффициента границы питания (AAR). При этом независимые датировки морен используются для калибровки амплитуды колебаний высоты границы питания ледника (Dahl et al., 2003). Подобным образом калибруются и косвенные данные, свидетельствующие об изменениях размера ледника в прошлом, полученные при анализе керн озерных осадков. В зависимости от условий среды и чувствительности каждого из параметров это могут быть массовые потери при прокаливании, магнитная восприимчивость осадка, вариации долей отдельных гранулометрических фракций, различные геохимические характеристики осадка и другие параметры. Принципиален здесь согласованный ход нескольких независимых источников палеоданных, желательно в нескольких отдельных кернах; в таком случае при очевидных процессах осадконакопления это интерпретируется как ледниковый сигнал.

В идеальном случае палеогляциологическая реконструкция на основе анализа керн озерных осадков имеет в качестве исходного продукта количественную реконструкцию высоты границы питания ледника (equilibrium line altitude – ELA) либо другого параметра его изменчивости. При непрерывном осадконакоплении озерные осадки – едва ли не единственный источник, способный обеспечить подобные реконструкции.

В данном случае речь идет о простой системе ледник-озеро (либо цепь озер), в таком случае реконструкции поддаются параметры конкретного ледника. Следует помнить, что в отличие от региональной «взвешенной» границы питания, очерчивающей среднюю для района линию нулевого баланса твердых осадков (ее принято называть temperature-precipitation ELA – TP-ELA) реконструируется локальная высота границы питания (temperature-precipitation-wind ELA – TPW-ELA), которая зависит также от экспозиции склона, метелевого переноса, лавинной активности (Dahl et al., 2003).



**Рис. 6.** Использование параметра плотности сухого вещества озерного осадка (DBD) для создания непрерывной реконструкции высоты границы. Красными точками показаны периоды, для которых получен абсолютный возраст морен и подсчитана высота границы питания ледника (ELA). Рис. А: калибровка выбранного параметра. Рис. В: статистическая связь параметров DBD и ELA. Для создания реконструкции используется указанное уравнение линейной регрессии. Источник: *Vakke et al., 2010*

Основным шагом при создании количественных реконструкций параметров ледниковой изменчивости является калибровка параметров изменчивости озерного осадка относительно независимо датированных стадийных морен, то есть калибровка хронологии по осадкам относительно моренной хронологии. Параметры изменчивости осадка получают хронологическую основу благодаря созданию возрастной модели. Стадийным моренам присваивается календарный возраст с помощью одного из методов датирования. В последнее время набор методов датирования – то есть определения минимального возраста поверхности – стадийных морен значительно расширился. В дополнение к ставшим привычными методам радиоуглеродного датирования погребенных почв и гумусовых горизонтов, дендрохронологическому (Nicolussi et al., 2005) и лихенометрическому методам (Solomina et al., 2003), все более широко используется метод определения возраста морен с помощью космогенных изотопов (Anderson et al., 1996).

Дендрохронологический метод является одним из наиболее точных методов датирования моренных валов и других участков долин, так как при благоприятных обстоятельствах позволяет определить положение ледника с точностью до календарного года. Это касается наступаний, когда ледник вторгается в лес и повреждает отдельные деревья. Однако, как правило, дендрохронология позволяет оценить лишь минимальный возраст молодых форм рельефа. Все эти данные, рассматриваемые самостоятельно, однако, обладают низким временным разрешением и предоставляют информацию о леднике лишь в период наступаний. В то же время, точно датированные морены служат важным инструментом для калибровки непрерывных реконструкций, создаваемых на основе озерных осадков.

Подсчет высоты границы питания для каждой из стадияльных морен известного возраста производится одним из принятых методов (Nesje and Dahl, 2000). В случае, когда есть определенный ряд значений высоты границы питания, причем важно, чтобы это были не только относительно недавние значения, но и более древние, возможно проследить связь двух рядов абсолютно датированных данных. При высокой корреляции можно считать, что выбранный параметр (или совокупность параметров) отражают непрерывные абсолютные величины границы питания ледника. В качестве параметра, на основе которого строится подобная реконструкция, могут выступать потери при прокаливании (Dahl et al., 2003), плотность сухого вещества (Bakke et al., 2010), содержание одного или нескольких химических элементов, которые отражают ледниковый сигнал в осадке (Roethe et al., 2015). Данный метод возможно применять только при условии постоянного накопления осадка вследствие экзарационной деятельности ледника, то есть, когда ледник исчезает из водосбора – полностью стаивает или скрывается за локальным водоразделом, - полученная хронология будет иметь прерывистый характер. Правомочность подобного метода во многом основана на чувствительности озерных осадков к ледниковому сигналу. В случае, когда ледник сокращается до минимального размера и в озеро поступает минимальное количество измельченной ледниковой экзарацией породы, озерный осадок может оказаться нечувствительным к колебаниям размера ледника. И наоборот – при максимальных размерах ледника и его близости к озеру – доля осадка ледникового происхождения может быть настолько высокой, что отдельные колебания также не будут отражаться в итоговой хронологии (Dahl et al., 2003). Таким образом, интерпретация событий, близких к экстремальным положениям ледника, представляется наиболее трудной задачей.

Создание непрерывных реконструкций высоты границы питания для ледников Кавказа является приоритетной задачей будущих палеолимнологических исследований. Эти исследования были начаты в рамках настоящей работы.

## 2. Район исследований

В работе исследуются керны донных осадков двух озер Западного и Центрального Кавказа – Каракель (долина р. Теберда) и Донгуз-Орун (долина одноименного ледника). Большой Кавказ – основная горная область Кавказа, наиболее высокая и значительная по длине и площади. Традиционно Большой Кавказ принято разделять на Западный, Центральный и Восточный Кавказ с границами в виде гор Эльбрус (высшая точка Большого Кавказа – 5642 м) и Казбек (5034 м). Работы преимущественно приурочены к северному макросклону Большого Кавказа.

### 2.1 Геологическое строение и рельеф

Большой Кавказ входит в состав Альпийского складчатого пояса. Северный склон Центрального Кавказа представляет собой окраину Предкавказской плиты, вовлеченную в новейшее поднятие. Южнее протягиваются складчатые и интрузивные комплексы доюрского основания Большого Кавказа, выведенные на поверхность в ядре альпийского мегантиклинория. Здесь прослеживаются герцинские складчатые структуры Бокового хребта, байкальский-раннегерцинский комплекс Главного хребта, в приводораздельной полосе древние образования надвинуты на мезозойские комплексы южных склонов (Гвоздецкий, Голубчиков, 1987).

На протяжении всей геологической истории Большой Кавказ испытывал самостоятельные вертикальные движения с переменным знаком. Погружение, накопление осадков и складчатость в целом завершилось в палеогене. С конца палеогена начала происходить инверсия тектонического режима, здесь начался собственно орогенный этап. В дальнейшем роль и интенсивность восходящих движений возрастала. По данным Н. Гвоздецкого (1954), амплитуда сводового поднятия Большого Кавказа за четвертичный период достигала 2500 м. Для всего периода альпийской складчатости Милановский (1968) приводит цифру в 3500-5000 м.

Значительную роль в образовании современного морфоструктурного облика Большого Кавказа сыграли продольные и поперечные разломы, ответственные за орогенный вулканизм, активно проявлявшийся на Кавказе в неоген-четвертичное время. Наличие разломов предопределяет общее асимметричное строение кавказского мегантиклинория с широким северным крылом и узким южным. Объекты данного исследования расположены в пределах Центрального поднятия Большого Кавказа – горст-

антиклинория, зародившегося еще в позднем палеозое. Центральное поднятие осложнено множеством продольных и поперечных разломов с отдельными ярко выраженными блоками (Милановский, 1968).

Альпийские складчатые процессы сопровождались образованием интрузий. Тектонические напряжения приводили к растяжениям, разрывам и вулканическим извержениям. На Большом Кавказе вулканизм, начавшийся в неогене, захватил эльбрусский и прикавказский участки. Современные методы радиоуглеродного датирования материала древних погребенных почв в сочетании с другими методами определения возраста пород позволили уточнить общую историю активности в Эльбрусском вулканическом центре, начиная с нижнего плейстоцена (800 тыс. лет назад), и диагностировать ряд извержений голоценового времени, последнее из которых, по видимому, имело место в I-II веке до н.э. (Природные процессы..., 2004)

Поднятие гор Большого Кавказа сопровождалось развитием оледенения. Следы неогенового оледенения прослеживаются в виде россыпей валунов на предгорных равнинах, содержащихся в составе конгломератовой свиты верхнего плиоцена, а также, косвенно, - по резкому уменьшению в составе неогеновой флоры Кавказа (Гвоздецкий, 1963). Неогеновые поднятия привели к соединению суши Большого Кавказа с сушей Закавказья. Морской пролив между двумя регионами перестал существовать в верхнеплиоценовое время, что обеспечило коридор для фауны Средней Азии.

В рельефе Центрального поднятия ярко выражены два хребта – Главный и Боковой, приуроченные к антиклинальным структурам. Главный Кавказский хребет отличается сплошным простираем с запад-северо-запада на восток-юго-восток и максимальными абсолютными высотами – он опускается ниже 3000 м над уровнем моря только на перевалах. Отдельные вершины ГКХ превышают 5000 м (Шхара – 5068 м). Несмотря на свое осевое положение Главный хребет не является на всем протяжении единым, он во многих участках сработан эрозионными процессами и разделен реками северного и южного склона на отдельные участки. Между хребтами прослеживается относительно пониженная депрессия, сложенная легко разрушаемыми юрскими песчаниками, в то время как структуры самих хребтов сложены более прочными кристаллическими породами.

Боковой хребет протягивается к северу от Главного на расстоянии 10-15 км в виде отдельных высоких массивов (Дыхтау – 5204 м). С Главным хребтом Боковой соединяется короткими отрогами, которые являются водоразделами между верховьями соседних рек.

К востоку от реки Ардон, к югу от Главного хребта находится хребет, который принято называть Южным или Водораздельным (Панов, 1993) – именно он является

водоразделом северного и южного склонов восточной части Большого Кавказа. Этот хребет имеет меньшие высоты и незначительное современное оледенение по сравнению с главным, однако отдельные вершины Южного хребта превышают 4000 м (Базардюзю – 4466 м).

К северу от Бокового хребта, на участке от р. Белой на западе до р. Баксан на востоке, протягивается Передовой хребет с отдельными вершинами, превышающими 3500 м. К северу от Передового на Западном Кавказе, и Бокового на Центральном, расположены периферийные хребты, наиболее характерным из которых является Скалистый. Периферийные хребты значительно ниже основных и обладают характерным для куэстовых форм асимметричным строением.

Современный рельеф высокогорной зоны Большого Кавказа носит выраженный альпийский характер. Это сильно расчлененный ландшафт с типичными проявлениями эрозионной и аккумулятивной деятельности ледников. В целом для рельефа Главного и Бокового хребтов характерны острые гребни, вершины и узкие поперечные долины. Повсеместно представлены трог, цирки, кары, карлинги, ригели, моренные гряды и другие формы гляциального рельефа. Большинство цирков и каров в пределах Центрального Кавказа занято ледниками, в то время как на Западном и Восточном Кавказе только некоторые кары заняты ими. Часто встречаются каровые лестницы - кары, расположенные в несколько ярусов. Долины основных притоков рек Терека и Кубани имеют вид трогов с широким дном и несколькими плечами трогов. Большинство долин притоков основных рек висячие с высотой ступеней в пределах 50-500 м. Образование висячих долин связано с переуглублением долин главных рек древними ледниками.

## **2.2 Климатические условия**

Климатические условия Большого Кавказа определяются положением горной страны на границе умеренного и субтропического широтных поясов, с чем связаны особенности радиационного режима и циркуляции атмосферы. Основные черты циркуляции атмосферы Кавказа определяются субтропическим поясом высокого давления летом и западного отрога сибирского максимума зимой, атмосферные процессы значительно осложняются орографическими особенностями и наличием двух обширных водных тел – Черного и Каспийского морей. Следует также принимать во внимание положение Большого Кавказа к югу от обширной Русской равнины, по которой перемещается холодный воздух с севера, не встречая существенных орографических преград. Горная система Большого Кавказа, протягиваясь с запад-северо-запада на восток-юго-восток, препятствует продвижению

воздушных масс как с севера на юг, так и с юго-запада и запада, создавая сложную местную циркуляцию. Климатические особенности Большого Кавказа формируются абсолютной высотой и положением образуемого им барьера под определенным углом к западным влагонасыщенным потокам воздуха – атлантическим циклонам и средиземноморским западным воздушным течениям средних слоев тропосферы. Задержка воздушных фронтов как на южном, так и на северном макросклонах приводит увеличению осадков и облачности перед орографическими препятствиями.

Б.П. Алисов (1956) выделял на Кавказе пять климатических областей: Северный Кавказ, высокогорная область Большого Кавказа, Западное Закавказье, Восточное Закавказье и Закавказское нагорье. Объекты настоящего исследования, по этой классификации, находятся в пределах высокогорной области Большого Кавказа, поэтому климатические условия этой области являются для нас наиболее принципиальными.

Благодаря значительным вариациям абсолютной высоты при относительно небольшом широтном простирании на Кавказе наблюдаются большие различия в приходе и расходе солнечной радиации. В целом для Большого Кавказа характерным является повышение температуры воздуха с запада на восток и ее понижение с ростом абсолютных высот. Рост температуры воздуха с запада на восток достаточно существенен; так, средняя температура летнего периода на высоте 2500 м меняется с 7° С на Западном Кавказе до 11° С на Восточном и 12,5° С в Закавказье (Тареева, 1976). На Кавказе наименьшие вертикальные градиенты температуры воздуха отмечаются в холодный период, а наибольшие – в теплый. Средняя годовая температура воздуха положительна до высоты 2400-2800 м. Выше среднегодовые температуры имеют отрицательные значения и на высоте 4250 м (метеостанция Эльбрус) в среднем составляет -10,2° С (Тареева, 1980). Продолжительность периода с положительной температурой составляет 140-160 дней для высоты 3000 м и 220-240 дней для высоты 2000 м. Нулевая изотерма самого теплого месяца расположена на высотах 3700-4000 м (Зимица, 1980).

Простирание Большого Кавказа под углом к западным влагонасыщенным воздушным массам является наиболее важным фактором распределения количества осадков. В целом в распределении осадков на Большом Кавказе характерным является уменьшение их количества с запада на восток, увеличение с высотой до абсолютных отметок 1900-3300 м и увеличение как доли, так и количества твердых осадков с повышением местности (Панов, 1993). Наиболее увлажненной является западная половина южного склона, где в высокогорье, по данным отдельных метеостанций, выпадает более 2500 мм осадков в год. На востоке Центрального Кавказа в высокогорной области выпадает около 1500 мм в год, на южном склоне Восточного Кавказа, находящемся в тени Малого Кавказа, количество

осадков уменьшается до 600-800 мм в год. Северный макросклон в целом менее увлажнен, чем западная половина южного склона, за барьером Скалистого хребта в Центральном Кавказе всего осадков выпадает около 400-600 мм в год (Гвоздецкий, Голубчиков, 1987). Наиболее сложный характер распределения осадков наблюдается в районе Главного хребта: здесь и северные и южные склоны могут являться наветренными. Поэтому на Главном хребте отмечается мощное оледенение на обоих склонах, в то время как на Боковом хребте – оно только на северном, а на Южном Водораздельном – только на южном.

Годовой ход осадков отличается значительным разнообразием. В целом, максимумы и минимумы осадков не приурочены к определенным сезонам, а наблюдаются в любой из них. На Северном склоне Большого Кавказа почти повсеместно отмечается максимум осадков летом, а минимум зимой. На южном склоне годовой ход осадков более сложен: в западной части отмечается максимум зимой, и минимум летом-весной; в центральной части ход осадков более сглаженный; в восточной части – максимум весной, а минимум зимой (Панов, 1993).

Доля твердых осадков с высотой увеличивается и на высотах 4000-4200 м начинает составлять 100%. Для высоты фирновой линии на Центральном Кавказе А.М. Тареева (1980) приводит следующие цифры среднегодового количества твердых осадков: 1800-2500 мм на южном макросклоне и 1500-2000 мм на северном.

### **2.3 Растительность и почвы**

Значительные различия в геолого-геоморфологических и климатических условиях Большого Кавказа сказываются на крайне разнообразном растительном и почвенном покрове региона. Наиболее существенны различия в нижних высотных поясах, однако и высокогорье разных частей Большого Кавказа отличается по почвенно-растительным условиям.

Н. Гвоздецкий (1987) выделяет на Большом Кавказе пять основных типов структуры высотной зональности ландшафтов: западнокавказский (западная часть северного склона), восточнокавказский – дагестанский (восточная часть северного склона), восточносредиземноморский (западная оконечность южного склона), западнокавказский – колхидский (основная часть западной половины южного склона) и восточно-закавказский (восточная часть южного склона). Объекты настоящего исследования находятся в пределах первого, западнокавказского типа высотной зональности. Здесь нижний высотный пояс представлен луговыми степями с участками дубовых лесов на серых горно-лесных почвах, занимающих пологие подножные склоны. Горно-лесная зона в нижней части представлена

поясами дубовых и буковых широколиственных лесов с колхидскими элементами; почвы – горные буроземы на известняках, перегнойно-карбонатные. Выше располагаются пояса смешанных и хвойных (пихтовых, еловых, сосновых) лесов. В среднем, смешанный лес переходит в хвойный на высотах 1200-1500 м. Во множестве также встречаются элементы колхидской флоры, такие как рододендрон кавказский. Здесь также господствуют буроземы, под ельниками развиваются горные подзолистые почвы. Сосновые леса произрастают долинах, более сухих благодаря барьерному эффекту основных хребтов. (Гвоздецкий, Голубчиков, 1987).

Верхняя граница леса на северном склоне Большого Кавказа в среднем располагается на высотах 2100-2200 м, на южном поднимается выше 2300 м. На Кавказе при движении с запада на восток возрастает степень континентальности климата, и растет интенсивность приходящей солнечной радиации, что способствует продвижению вверх лесной растительности. Верхняя граница леса в Приэльбрусье (Центральный Кавказ) на 100-150 м выше, по сравнению с районом Теберды (Западный Кавказ (Долгова, 2011)). На Западном Кавказе верхнюю границу леса составляют разнотравно-злаковые буковые криволесья, сменяющиеся берёзовыми криволесьями. В более континентальных условиях Центрального Кавказа верхнюю границу леса на высоте 2400 м образуют сосновые леса с травяным ярусом с доминированием осоки низкой, овсяницы овечьей и других видов сухих лугов (Белоновская, 1990).

Выше располагаются зоны субальпийских и альпийских лугов. Для них характерны осоково-злаковые формации и альпийское разнотравье со множеством видов. С ростом абсолютной высоты видовая насыщенность и мощность травянистого покрова снижается, почвы сменяются с сильно торфянистых на маломощные, часто скелетные. На высотах 3000-3500 м альпийские луга исчезают, уступая место угнетенной приземистой травяной растительности и разреженным покровам лишайников и мхов субнивального пояса. Выше располагается нивально-гляциальная зона, лишенная развитого почвенно-растительного покрова.

## **2.4 Современное оледенение**

Большой Кавказ – горная страна с обширным современным оледенением, развитие которого обусловлено преобладанием больших абсолютных высот, обилием атмосферных осадков и рельефом, благоприятным для формирования ледников. Общая площадь современного оледенения Кавказа по состоянию на 2010-2013 гг. равна 1121 км<sup>2</sup>, а число ледников составляет 1713 (Кутузов и др., 2015).

Ледники располагаются как на северном, так и на южном макросклонах. На Северном Кавказе ледники располагаются от г. Фишт на западе до г. Тфан на востоке, на Главном и Боковом хребтах. По интенсивности развития оледенения зону ледников Кавказа можно разделить на три части: западную, охватывающую участок хребтов между г. Фишт на западе и г. Эльбрус на востоке; центральную – охватывающую участок хребтов от г. Эльбрус на западе до г. Чаухи на востоке и восточную – от г. Чаухи на западе до г. Тфан на востоке. На западный участок Северного Кавказа приходится 30,7% числа ледников и 23,9% площади оледенения, на центральный и восточный – 49,4% и 65,8%, 19,9% и 10,3%, соответственно. Более значительное развитие оледенения в центральной части связано с большими высотами горной системы, наличием форм рельефа, благоприятных для накопления значительных масс снега и льда (котловин, цирков, плато) (Панов и др., 2008;).

Основная зона концентрации ледников приурочена к Главному и Боковому хребтам и их отрогам. Благоприятные условия для развития оледенения здесь созданы не только значительной абсолютной высотой, но и непосредственной близостью Главного и Бокового хребтов. Узкая межхребетная депрессия с высотами днища 3000-4000 м стала очагом накопления значительных масс льда. В высокогорной зоне на высотах 4000-4500 м формируются благоприятные условия для накопления масс снега и фирна и существования больших ледников долинного и сложнодолинного типа. В настоящее время на территории северного склона Большого Кавказа встречаются ледники следующих морфологических типов: сложные и простые долинные, конических и плоских вершин, висячие долинные, карово-долинные, висячие каровые, карово-висячие, каровые, висячие и присклоновые. Наиболее многочисленны каровые ледники, но в совокупности они занимают незначительную площадь. На долю долинных и сложнодолинных ледников приходится 64% площади. Крупнейшие ледники имеют площадь свыше 20 км<sup>2</sup>, на их долю приходится около 40% всей площади оледенения Центрального Кавказа (Серебрянный и др., 1984).

В. Панов (1993) выделяет на Большом Кавказе 15 узлов современного оледенения, из которых 4 находятся в западном участке, а остальные в – центральном. Наиболее значительными узлами оледенения являются Безенгийско-Цаннерский, Башильско-Лекзырский, Эльбрусский, Караугомско-Цейский и Казбекский. Эльбрусский и Казбекский узлы приурочены у вулканическим конусам гор Эльбрус и Казбек. Область питания у ледников, спускающихся с них, является общей для нескольких ледников. Так, на Эльбрусе выделяют 21 ледник, а в Казбекском узле – 63 (Панов, 1993).

Средняя высота нижней границы ледников составляет 2800 м. По отдельным бассейнам рек она колеблется в довольно широких пределах – от 2650 м в бассейне р. Кубань до 3760 м в бассейне р. Кусарчай. Высота нижней границы четко повышается с

запада на восток, что связано с климатическими (усиление континентальности с запада на восток) и с орографическими причинами (Панов и др., 2008).

Фирновая линия находится на различных высотах на северном и южном макросклонах – в первую очередь благодаря ориентировке относительно влагонесущих воздушных масс. Соответственно, фирновая линия на южном макросклоне располагается в среднем на 400 м ниже, чем на северном. В пределах обоих макросклонов фирновая линия постепенно повышается с запада на восток. Колебания фирновой линии в пределах Большого Кавказа значительны, так, В. Панов приводит цифры от 2620 м для ледника Фишт до 3960 м для ледника Уллучиран, рассчитанных методом Гефера (Калесник, 1963).

Сведения о мощности и температурном режиме ледников Большого Кавказа до настоящего момента крайне разрозненны. Картина была в значительной степени прояснена работами по радиолокационному зондированию и глубокому керновому бурению ледников Большого Кавказа, проводимыми в последние годы сотрудниками Отдела гляциологии Института географии РАН (Кутузов и др., 2015; Mikhailenko et al., 2015). Согласно этим данным, средняя толщина льда для 224 ледников Большого Кавказа составила 34 м. Максимальная толщина льда (412 м) была измерена на леднике Безенги.

## **2.5 Основные закономерности формирования и распространения горных озер Кавказа**

Горные озера являются неотъемлемой частью облика Большого Кавказа. Морфоструктурные и генетические особенности кавказских озер изучены достаточно детально. Первые сведения начали накапливаться в конце 18 века. Первые специальные наблюдения за озерами на Кавказе датируются концом 19 века (Россигов, 1893). Значительный вклад внес И.В. Мушкетов, который одним из первых уделил внимание вопросам развития и деградации каровых озер (Мушкетов, 1896). Среди первых объектов исследований выделяются озера Западного Кавказа - Кардывач, Ацетукская группа озер, Клухор.

В 20 веке исследования озер на Кавказе приобрели систематический характер. Ю.Г. Симоновым было разработано направление озерного морфолитогенеза и применено для анализа особенностей озер Забайкалья (Симонов, 1969). В дальнейшем концепция озерного морфолитогенеза была детально развита для Западного и Центрального Кавказа Ю.В. Ефремовым (2003). Ю.В. Ефремов внес вклад в понимание происхождения, современного состояния и особенностей развития озер Большого Кавказа, являясь автором множества работ на эту тему (Ефремов, 1984, 1993, 2003 и др.) А. Зимницкий развил концепцию

озерного морфолитогенеза на Западном и Центральном Кавказе, детально описав формирование распределение и динамику приледниковых озер на Западном Кавказе (Зимницкий, 2005). Ю.В. Ефремовым и А. Зимницким проделана значительная работа по типизации и оценке параметров озер Большого Кавказа, что является важным при проведении дальнейших работ по извлечению палеоклиматической информации.

Ю.В. Ефремов (1991) выделяет на Кавказе следующие генетические типы озерных котловин: гляциально-нивальные, карстовые, водно-эрозионные, запрудные, суффозионные и тектонические. Если оценивать число озер на северном макросклоне, то самыми распространенными здесь являются гляциально-нивальные и карстовые озера, которые составляют 45,5% и 42,7% от общего числа соответственно. На долю запрудных, суффозионных, водно-эрозионных и тектонических суммарно приходится около 12%. При рассмотрении общей площади акцент еще больше смещается в сторону гляциально-нивальных озер – на них приходится 56% общей площади озер северного макросклона. Среди гляциальных озер наиболее многочисленны и разнообразны каровые, поскольку для Западного Кавказа было типично каровое оледенение во время малого ледникового периода. Среди них отдельно выделяют карово-котловинные, карово-ложбинные и карово-моренные озерные водоемы. Помимо каровых среди гляциальных озер выделяют аккумулятивные: наледниковые, приледниковые, латеральные и фронтальные. Среди озер запрудного типа выделяют обвальные - возникшие в результате скальных обвалов, преграждающих путь к речным водам и запрудные - озера, подпруженные конечными моренами, снежными лавинами, селевыми потоками и оползнями.

Следует подробнее остановиться на понятии **«приледниковое озеро»** и предмете исследования настоящей работы. А. Зимницкий в своей работе (2005) приводит ряд классификаций и определений ледниковых и приледниковых озер, созданных, как правило, на основе морфологических и генетических признаков. Сам автор использует следующее определение: «приледниковыми озерами мы считаем водоемы с замедленным водообменом, проточные или бессточные, сформировавшиеся после окончания Малой ледниковой эпохи (стадии Фернау), которые имеют питание преимущественно ледникового типа и ограничены запрудной плотиной». Речь в данном случае идет лишь о молодых озерах, не способных в значительной степени пролить свет на изменения климатических параметров прошлого. В основе настоящего исследования лежит седиментологический подход, то есть нами озера рассматриваются с точки зрения источника поступления осадка, длительности и непрерывности его накопления. С позиции

выбора оптимального объекта для создания реконструкций колебаний ледников в прошлом закономерным представляется использование С. У. Далом (Dahl et al., 2003) понятие «distal glacier-fed lake» - дистальное (удаленное) озеро, питаемое ледником. Следует принимать во внимание, что озера, непрерывно накапливающие осадок в течение длительного времени (тысячелетий) в разные периоды своей истории имеют различные источники поступления осадка, как, например, в случае с озером Каракель, освещаемом в настоящей работе.

По данным Ю.В. Ефремова, на 1991 г. на территории Большого Кавказа учтено 1852 озерных водоема общей площадью 95,8 км<sup>2</sup>. Среднее число озер на 1000 км<sup>2</sup> равняется 13, общая озерность территории большого Кавказа равна 0,07% (Ефремов, 1993). По данным инвентаризации А. Зимницкого, на сегодняшний день на Западном и Центральном Кавказе насчитывается 103 приледниковых озера (Зимницкий, 2005).

Основная масса озер – около 60% - имеет площадь менее 5000 м<sup>2</sup>. Наиболее крупными озерами Большого Кавказа являются озеро Казенойам (1,7 км<sup>2</sup>) на северном склоне и озера Абрау (1,6 км<sup>2</sup>), Большая Рица (1,49 км<sup>2</sup>) - на южном. Среди приледниковых озер по площади выделяются Сылтранкель (162,5 тыс. м<sup>2</sup>), Донгуз-Орун (105 тыс. м<sup>2</sup>), Башкара (66,5 тыс. м<sup>2</sup>), Махар (75 тыс. м<sup>2</sup>).

Меридионально озера на Большом Кавказе распределены неравномерно вследствие убывающего с запада на восток увлажнения и геоморфологических особенностей. Наибольшее количество озер (57,8%) сосредоточено на Западном Кавказе. На Центральном Кавказе озерных водоемов значительно меньше (16,9%) вследствие больших масштабов современного оледенения и более интенсивными процессами, способствующими деградации озер. На Восточном Кавказе количество озер возрастает до 25,3% от общего числа, при этом, суммарная площадь водной поверхности региона составляет 76,8% от общего для Большого Кавказа, благодаря сосредоточению крупных озер в Кубо-Апшеронском районе (Ефремов, 2003).

На северном макросклоне Большого Кавказа располагается значительно больше озер (71%), чем на южном, что объясняется значительно большей мощностью современного оледенения северного макросклона и более благоприятными для формирования озер геоморфологическими условиями.

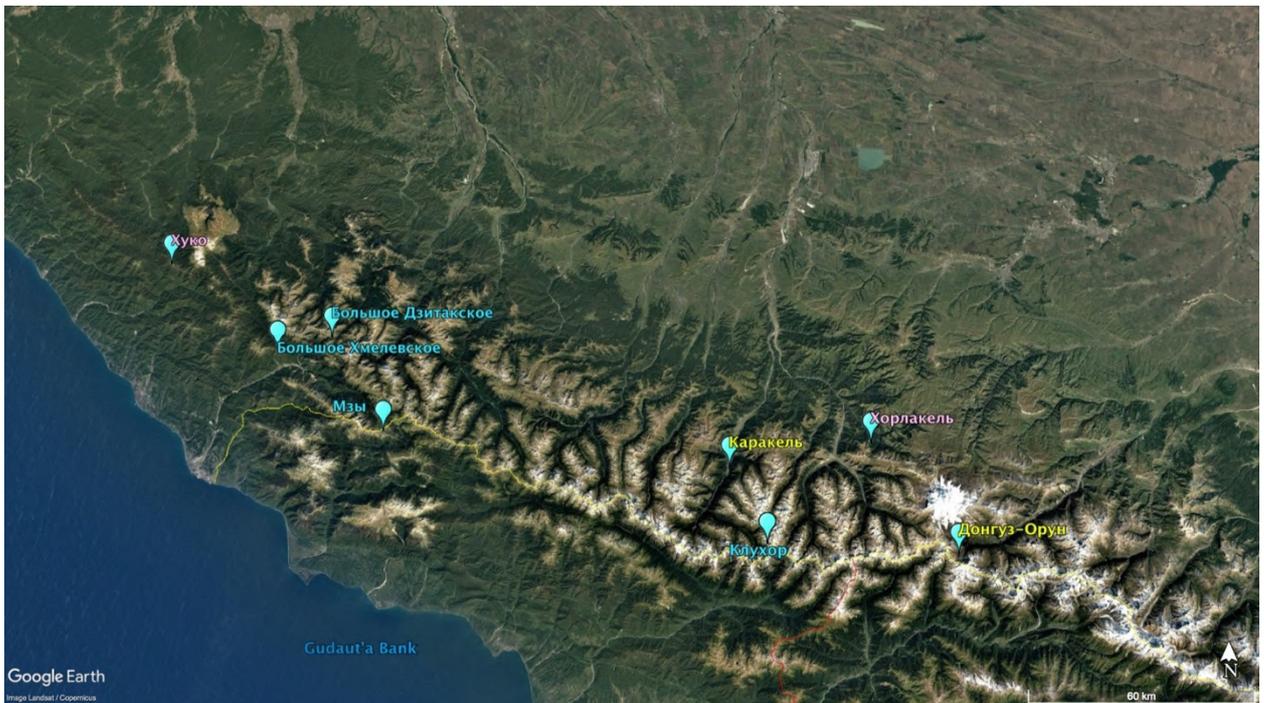
Для настоящего исследования наиболее принципиальным является распределение озер по высотным зонам. Ю.В. Ефремов выделяет на Большом Кавказе так называемые озерные пояса – пояса повышенной озерности. В среднем это высотный пояс в пределах 2500-3100 м (3000-3500 м - на северном склоне Центрального Кавказа). Здесь

сосредоточено более 65% общего числа озер. Это объясняется наличием в пределах этих высот многочисленных каров современных ледников и ледников, исчезнувших в относительно недалеком прошлом, в сочетании с возрастающим количеством осадков и меньшей испаряемостью. В пределах высот 1000-2000 м располагается в среднем менее десяти 20% общего числа озер. Целям настоящей работы в наибольшей степени отвечает именно этот диапазон высот, так как на подобном удалении от современных ледников на Кавказе располагаются древние озера с потенциальным сигналом вариаций размеров ледников водосбора в осадке. Такими, в частности, могут быть древние моренно-запрудные озера, подпруженные стадияльными моренами позднеледникового возраста – 11-13 тыс. лет назад и старше. К сожалению, эти моренные валы в большинстве долин сработаны экзогенными процессами, и подобные озера исчисляются единицами.

## **2.6 Палеолимнологические исследования ИГРАН на Кавказе**

Озерные исследования сотрудников отдела гляциологии Института географии РАН на Кавказе были начаты в 2010 г. и с того момента не прерывались. Пионерным объектом 2010 г. стало озеро Каракель (Теберда, Западный Кавказ) (Соломина и др., 2013; 2014), работа над которым была продолжена и далее. Это был первый случай использования модифицированного поршневого бура ударного типа (конструкция Атле Несье, Норвегия). Использование такого бурового оборудования в сочетании со специально подготовленной платформой, установленной на катамаране, обеспечило доступ и отбор материала в разных, часто труднодоступных, районах Западного и Центрального Кавказа.

В 2012 г. сотрудниками ИГРАН, включая автора, была проведена большая полевая экспедиция, которая ставила целью рекогносцировку и отбор кернов донного осадка на новых объектах. Были получены керны осадков озер Большого Дзитаковского, Большого Хмелевского (Западный Кавказ), а также первый керн из озера Донгуз-Орун (Центральный Кавказ) (Дарин и др., 2015; Alexandrin et al., 2018).



**Рис. 7.** Расположение объектов палеолимнологических исследований ИГРАН на Кавказе. Геооснова: Google

В 2013 г. с помощью облегченного бура-стратометра был отобран первый керн на Южном макросклоне Кавказа в озере Мзы (Абхазия).

В 2014 г. была проведена еще одна масштабная полевая экспедиция, которая ставила целью отбор кернов в уже исследуемых (озера Каракель и Донгуз-Орун) и новых объектах (озеро Клухор, Западный Кавказ).

В 2016 г. была начата работа над новым перспективным объектом – озером Хуко (Западный Кавказ).

Полевая экспедиция ИГРАН 2017 г. обеспечила задел на будущее – был отобран материал на палеоозере «Хуко-2» вблизи озера Хуко, отобраны керны на новом объекте – озере Хорлакель (Западный Кавказ), также новые керны из озера Каракель.

На рис. 7 представлена карта расположения объектов палеолимнологических исследований ИГРАН на Кавказе (желтым цветом показаны основные объекты, которые рассматриваются в настоящей работе; розовым объекты, над которыми ведется работа в настоящее время, голубым – прочие объекты, на которых проводились работы).

Настоящая работа ставит своей целью детальное рассмотрение двух наиболее изученных на настоящий момент объектов – озер Каракель и Донгуз-Орун. Эти объекты

представляют различные возможности использования палеолимнологического метода – широкого охвата по времени и использования множественных параметров изменчивости осадка с одной стороны, и высокого разрешения и связи с другими природными архивами – с другой.

### 3. Озеро Донгуз-Орун

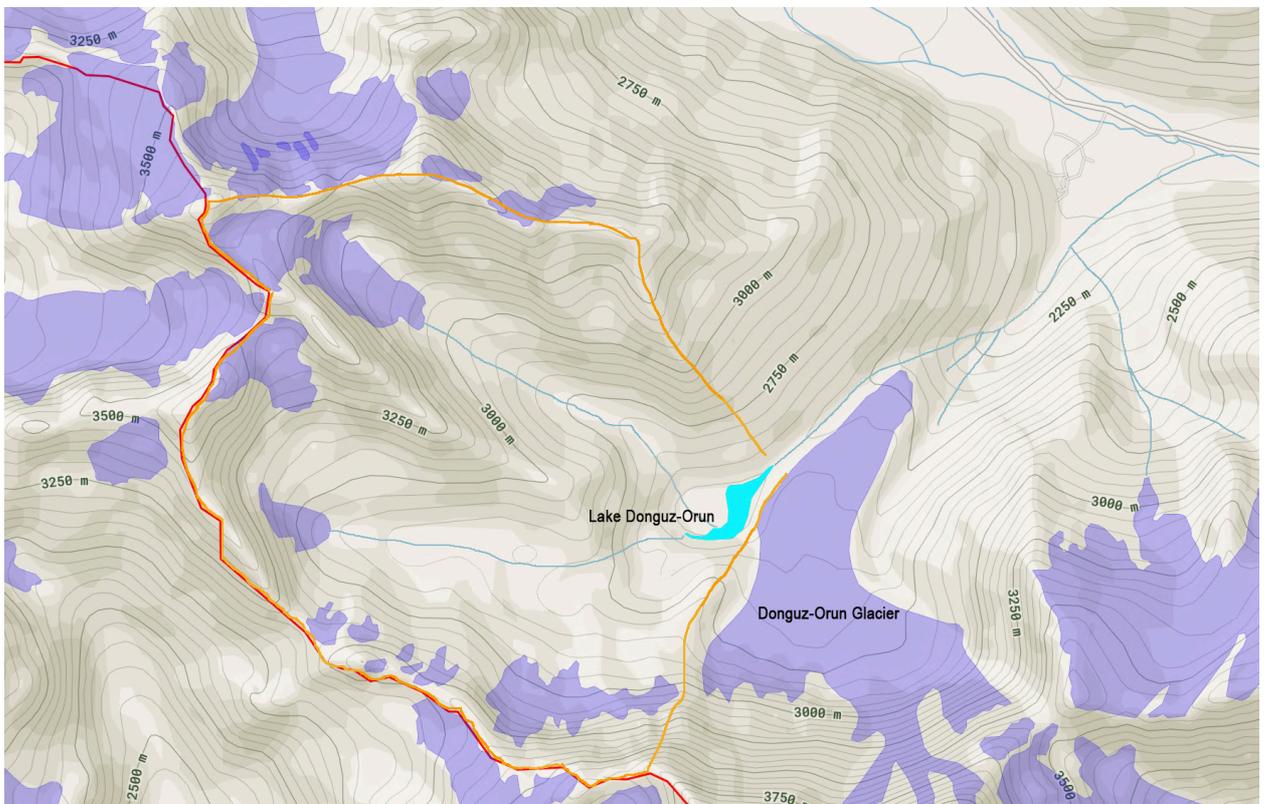
#### 3.1 Географические условия

Озеро Донгуз-Орун (также имеет названия Донгузорун, Донгуз-Орун-Кёль) ( $43^{\circ}13'26''$  с.ш.;  $42^{\circ}29'35''$  в.д.) находится на Центральном Кавказе в Приэльбрусье, в верховьях одноименной реки, правого притока р. Баксан на высоте 2545 м. Озеро образовано в результате подпруживания боковой мореной ледника Донгуз Орун талых ледниковых вод нескольких ледников (рис. 8). Озеро проточное, с несколькими впадающими с ледника ручьями и вытекающим потоком, который образует реку Донгуз-Орун, сливаясь с потоком талых ледниковых вод одноименного ледника в 2 км ниже по течению. Площадь поверхности озера около  $105\,000\text{ м}^2$ , объем  $465\,000\text{ м}^3$ , средняя глубина около 4,5 м с максимумом до 14-15 м.



*Рис. 8. Озеро Донгуз-Орун. 2013 г. Фото автора.*

У озера Донгуз-Орун сложный водосбор, включающий несколько ледников. Часть стока, по всей вероятности, поступает в озеро за счет фильтрации сквозь морену ледника Донгуз-Орун. Ледник Донгуз-Орун (в ранних источниках называется Чегет-Кара-Чиран или Чегеткарачиран) имеет общую северную экспозицию. Площадь ледника составляет 2,7 км<sup>2</sup> согласно данным Каталога ледников СССР (1970) и 2,79 км<sup>2</sup> согласно современным данным проекта GLIMS ([www.glims.org](http://www.glims.org)) (рис. 9). Характерной особенностью ледника является то, что его язык закрыт сплошным чехлом поверхностной морены. Этим, по всей видимости, объясняется минимальное по сравнению с другими ледниками района отступление ледника Донгуз-Орун за последнее время.



**Рис. 9.** Схематическое расположение озера Донгуз-Орун. Фиолетовым фоном нанесены текущие границы ледников согласно базе данных GLIMS на 2001г., оранжевой линией нанесена граница водосбора озера. Геооснова: Mapbox

Согласно данным Каталога ледников СССР (1970), в основном водосборе озера находятся четыре ледника юго-восточной и северо-восточной экспозиций. Наиболее крупный из них (площадь 0,7 км<sup>2</sup> по Каталогу ледников СССР и 0,66 км<sup>2</sup> по данным проекта GLIMS) принято называть Медвежий (старое название Коннюмак-чиран или Коннюмакчиран, так же называется ручей, впадающий в озеро). Это - карово-долинный ледник продолговатой формы с хорошо сохранившимися береговыми моренами. Ручей Медвежий при впадении в озеро образует обширную дельту шириной до полукилометра.

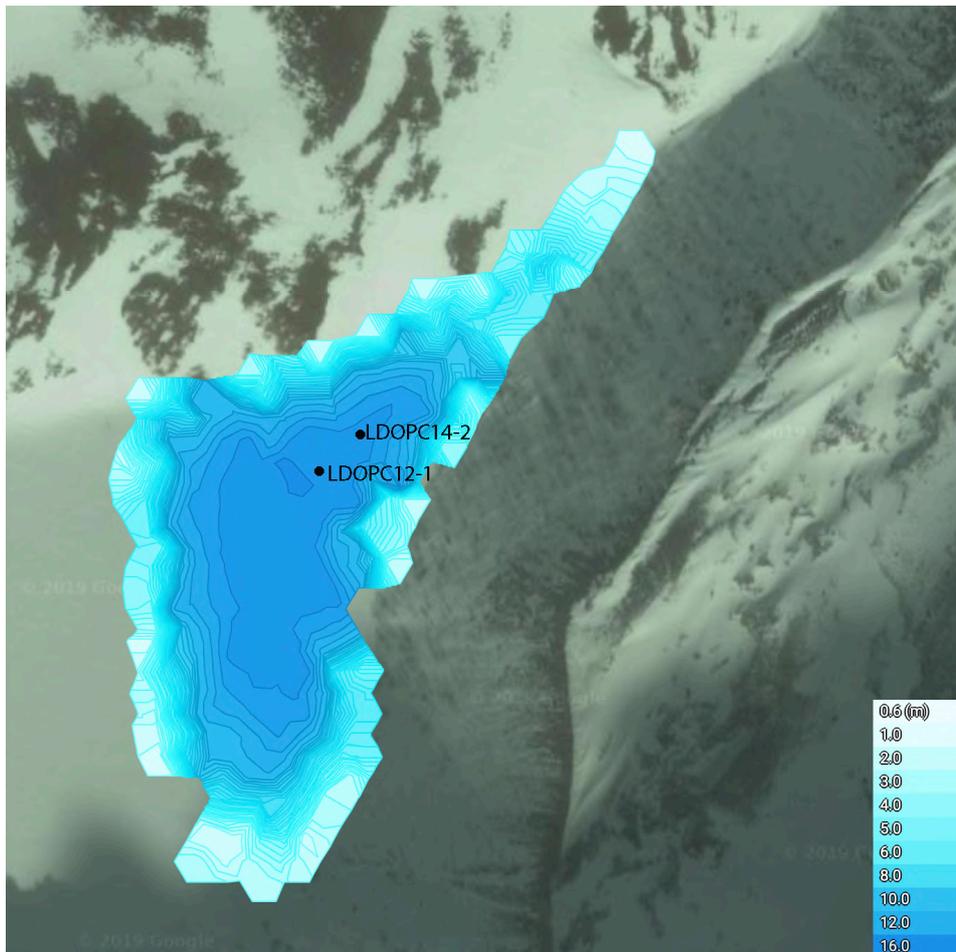
Остальные ледники, питающие озеро, имеют площадь 0,1-0,3 км<sup>2</sup> и образуют общий ручей, впадающий в озеро с юга (рис. 10).

Таким образом, вариации в свойствах донного осадка озера Донгуз-Орун будут служить кумулятивным сигналом вариаций нескольких ледников разного размера в водосборе.



*Рис. 10. Панорама основного водосбора озера Донгуз-Орун. Ледник и ручей Медвежий заметны в центре снимка. 2013 г. Фото автора.*

Помимо стока с нескольких ледников, озеро также, вероятно, питается за счет воды, фильтрующейся сквозь морену ледника Донгуз-Орун, атмосферными осадками и лавинным снегом. Окружают озеро преимущественно молодые, незадернованные или слабо задернованные поверхности, поэтому основной материал, поступающий в озеро, - терригенный. Поступление биогенного материала очень невелико. Биотурбация также, очевидно, должна быть незначительной за счет низкой температуры воды в озере.



*Рис.11. Батиметрическая карта озера Донгуз-Орун с указанием мест бурения 2012 и 2014 гг., сделанная автором с помощью эхолота Deeper Pro.*

В озере Донгуз-Орун наблюдается закономерное фракционирование частиц разного размера. Дельта и южная придонная часть сложены крупными песчаными частицами, при движении вниз по течению в составе донного осадка начинает преобладать мелкодисперсные частицы, характерные для приледниковых озер.

### 3.2 Отбор образцов

Буровые работы на озере Донгуз-Орун были проведены впервые силами сотрудников Отдела гляциологии Института географии РАН летом 2012 года. Для бурения использовался модифицированный поршневой бур ударного типа (конструкция Атле Несье, Норвегия; Nesje, 1992), установленный на надувной катамаран с помощью специально подготовленной платформы (см. рис. 12).

Бурение проводилось в наиболее глубокой части озера (вблизи начала вытекающего

потока) (рис. 11). Первая попытка бурения обнаружила наличие в глубоководной части рыхлого осадка повышенной плотности, из-за чего проникновение на максимальную глубину было ограничено. Повышенная плотность осадка привела к загибанию слоев осадка внутри пробоотборной трубки по направлению ударного движения с возрастающим трением. В результате был получен керн LDOPC12-1 мощностью 26 см. *(Индексирование кернов озерных отложений производилось по следующей схеме: “L” – “lake” – обозначение типа объекта (озеро), “DO” – “Donguz-Orun” – название озера, “PC” – “piston corer” – обозначение метода отбора (поршневой бур), “12” – год отбора (2012), “1” – порядковый номер керна. Подобная система индексирования была впоследствии применена к остальным кернам).*



*Рис. 12. Буровые работы на озере Донгуз-Орун. 2012 г. фото В. Михаленко*

Экспедиция 2014 года ставила своей целью удлинить существующую хронологию по озеру Донгуз-Орун и получить несколько кернов для перекрестного датирования. Для бурения также использовался модифицированный поршневой бур ударного типа, установленный на катамаран с помощью специально подготовленной платформы. Батиметрические исследования дна озера с помощью эхолота позволили установить наличие протяженного плоского участка максимальной глубины – около 14-15 м – в средней части озера ближе к сужению и вытекающему потоку (рис. 11).

В результате буровых работ были отобраны три керна донных осадков: LDOPC14-1 с глубины 14,8 м мощностью около 40 см, LDOPC14-2 с глубины 10,5 м мощностью 58 см, LDOPC14-3 с глубины 11,7 м мощностью около 40 см. (рис. 11) Три керна озерных осадков, полученные в озере Донгуз-Орун в августе 2014 г. составляют базовый профиль и позволяют предположить особенности накопления донного осадка в озере. Согласно этому профилю, в центральной, субгоризонтальной и наиболее глубокой, и средней, полого-наклонной, частях озера количество осадка постоянно – около 40 см. Наибольшее количество осадка – 58 см и более – накапливается в части озера, наиболее приближенной к вытекающему потоку на глубине около 10 м.

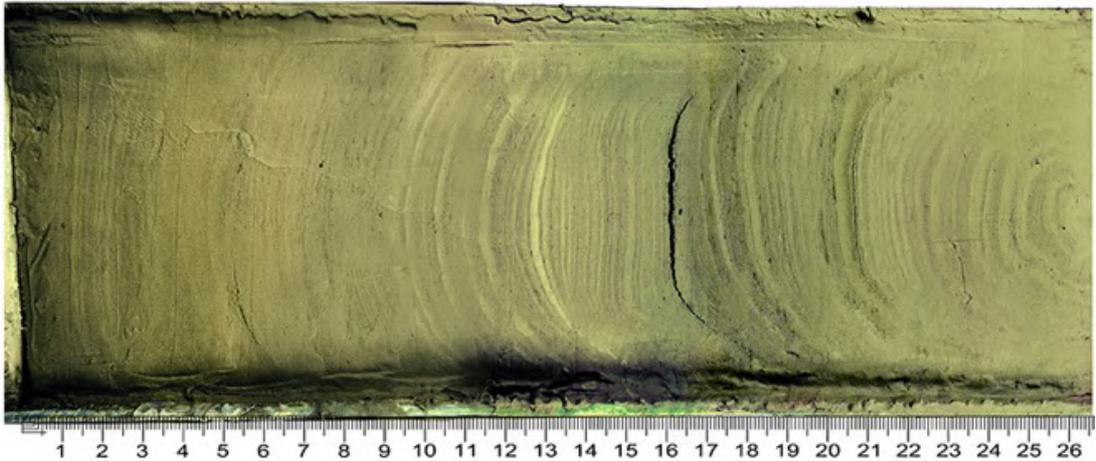
### 3.3 Лабораторные анализы

Керн был препарирован в лаборатории Института геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск) Александриным М.Ю. (ИГРАН) совместно с А.В. Дарьиным и И.А. Калугиным (ИГМ). Керн, после вскрытия в лабораторных условиях, разрезался на две половины вдоль главной оси. Одна из половин керна резалась на дискретные пробы с шагом опробования 5 мм. Полученные пробы сушились при комнатной температуре и в дальнейшем использовались для традиционных аналитических исследований. Эта половина керна была использована для отбора образцов на датировки изотопными методами. Вторая половина керна использовалась для приготовления твердых препаратов с последующим исследованием высокоразрешающими методами. Она была использована для определения магнитной восприимчивости осадка и сканирующего анализа для определения элементного состава методом рентгенофлуоресцентного анализа на пучках синхротронного излучения (РФА СИ).

Согласно методике, описанной в (Дарьин и Ракшун, 2013а; Дарьин и Ракшун, 2013б), изготовление твердых препаратов из влажного керна, включало три этапа:

- наложение боксов из алюминиевой фольги на поверхность осадка и извлечение их из керна с неповрежденным слоем осадка;
- замораживание полученных образцов в жидком азоте и сушка в лиофильной камере;
- насыщение полимером – смесью эпоксидной смолы и ацетона.

Для ускорения полимеризации эпоксидной смолы образцы выдерживали в сушильном шкафу при 60°C в течение 3–4 суток. Полученные препараты имеют размеры 160 мм длиной, 20 мм шириной и 5 мм толщиной и пригодны для длительного хранения. Для сканирующего анализа из них выпиливались плоскопараллельные пластинки толщиной 2 мм.



*Рис. 13. Керн LDOPC12-1*

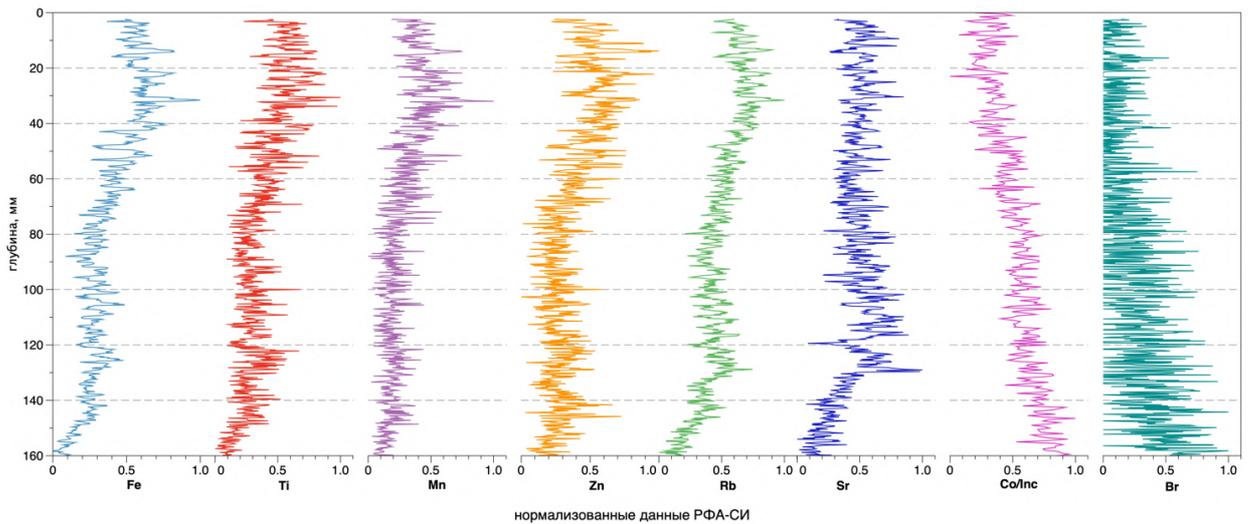
Осадок представлен бежево-коричневой пылеватой глиной с редкими линзами песка и имеет ярко выраженную слоистость (рис. 13). Слоистость регулярная на всей длине керна со средней мощностью отдельных слоев около 1,5 мм. Точное визуальное дешифрирование слоев и их подсчет, однако, затруднительны. Нетрудно заметить, что каждый слой представлен парой из светлого и темного прослоя. Подобные закономерности накопления и внешний рисунок характерны для варвов – годично стратифицированного осадка, в котором светлые и темные прослои маркируют смену сезонов внутри одного года. С целью подтверждения гипотезы о наличии в озере Донгуз-Орун годично-стратифицированного осадка, был проведен ряд аналитических исследований.

### 3.3.1 Геохимический анализ и изотопные измерения

Геохимический анализ методом **РФА-СИ** на керне LDOPC12-1 проводился в Сибирском центре синхротронного излучения (ИЯФ СО РАН, Новосибирск) на аппаратуре и по методикам, описанным в работах (Дарьин и Ракшун, 2013а; Дарьин и Ракшун, 2013б). Для проведения сканирования была сделана плашка размерами 160x30x5 мм для сканирования в диапазоне 0-160 мм от верха керна. Влажная плашка 0-160 была сканирована с шагом 200 мкм методом РФА-СИ с определением концентраций К, Са, Тi, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo. Кроме того, с предельно высоким разрешением в 30 мкм, с использованием концентрирующей рентгеновской оптики, были

изучены шлифы, соответствующие интервалу керна 0-20 мм. Итоговые концентрации элементов доступны в частицах на миллион (ppm).

Поскольку целью первой подобной работы с донным осадком озера Донгуз-Орун было подтверждение годичной стратификации осадка и установление климатического сигнала в осадке, верхняя часть осадка, отсканированная с высоким разрешением в диапазоне 0-160 мм, является для этого достаточной (рис. 14)

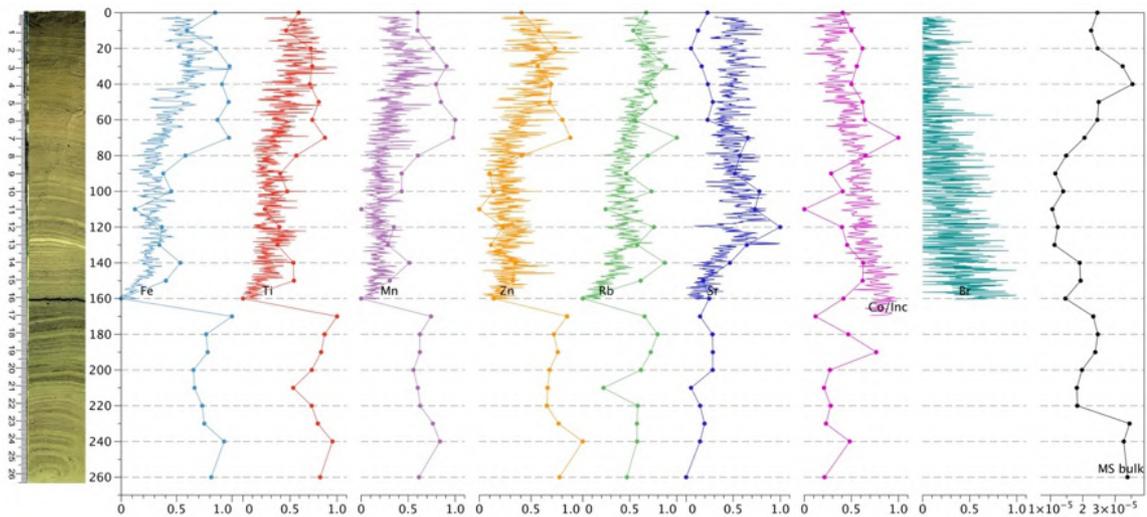


**Рис. 14.** Результаты геохимического анализа методом РФА-СИ для верхних 160 мм керна LDOPC12-1

Определение элементного состава дискретных образцов из керна LDOPC12-1 было также проведено в седиментологической лаборатории Университета г. Берген (Норвегия) с помощью кернового сканера **ITRAX** (Cox Analytical Systems). Образцы помещались в ячейки специального пластикового держателя (0,5 см в ширину) и сканировались с разрешением 500 мкм для определения концентраций следующих элементов: Si, Al, P, S, Cl, Ar, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Ba, Pb. Таким образом, на каждый из образцов приходилось до 20 измерений элементного состава, которые затем были осреднены. Сканирование проводилось на дискретных массовых (перемешанных) образцах со средним шагом 1 см в диапазоне 26 см (всего 26 образцов).

Разрешение в 1 см не дает возможности для создания детальных реконструкций и позволяет оценить только общие тренды изменчивости. Проведение рентгенофлуоресцентного анализа на одном и том же керне с помощью двух разных методик – пусть и при различном разрешении – обеспечило один из первых известных нам случаев сравнения двух подходов. На сводном рисунке (рис. 15) представлены результаты сканирующего анализа методом РФА-СИ с разрешением 200 мкм и результаты анализа с

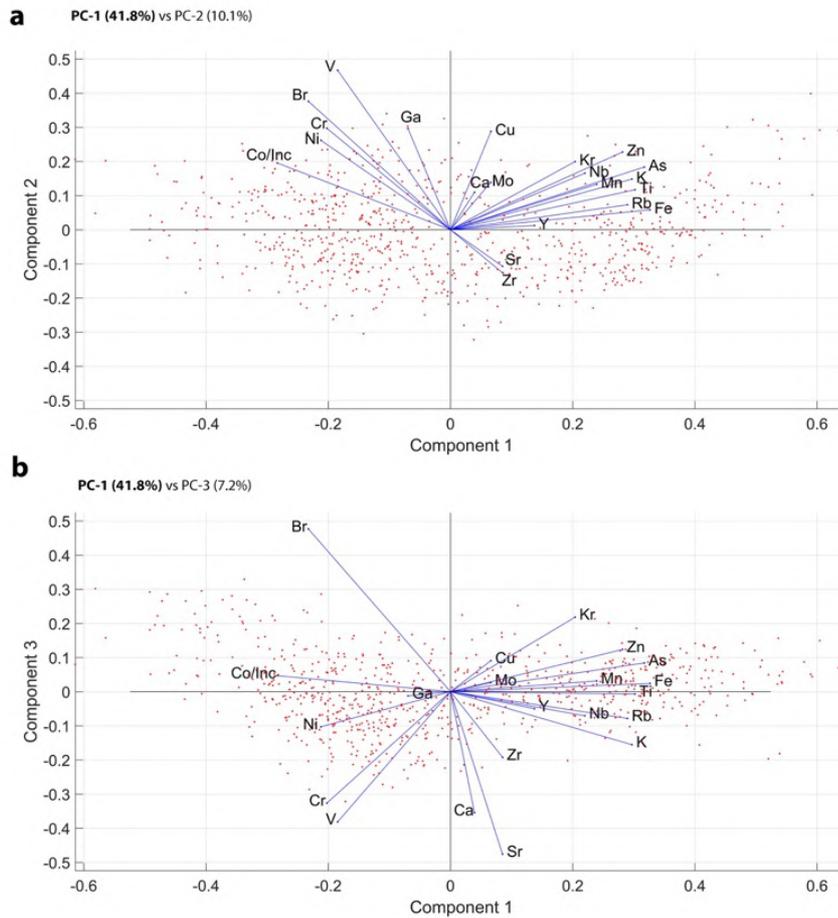
помощью РФА-сканера ITRAX с разрешением 1 см для отдельных элементов, а также результаты измерения массовой магнитной восприимчивости. Результаты обеих серий РФА-анализа были нормированы согласно формуле  $x' = \frac{x - \min(x)}{\max(x) - \min(x)}$  где  $x$  – оригинальное значение в подсчетах в секунду (cps) или в количестве на миллион (ppm), а  $x'$  – нормализованное значение. Сравнение указывает на в целом согласованный ход кривых основных терригенных элементов в пределах диапазона перекрытия - 0-160 мм, косвенно подтверждая, таким образом работоспособность каждого из методов. Существуют и заметные расхождения – как в случае с параметром Co/Inc – соотношения когерентного/некогерентного рассеяния рентгеновских лучей, что может иметь технические предпосылки.



**Рис. 15.** Сравнение результатов элементного анализа, проведенного с помощью РФА-СИ и ядерного сканера ITRAX

Для основных направлений изменчивости геохимических данных для массива результатов высокоразрешающего анализа методом РФА-СИ, состоящего из 20 элементов и соотношения Co/Inc, был проведен анализ данных с помощью **метода главных компонент** (PCA). Согласно результатам, три компонента суммарно объясняют более 60% общей изменчивости: PC-1 – 41.8%, PC-2 – 10.1%, PC-3 – 7.2%. На рис. 16 представлено распределение элементов по осям а) PC-1 и PC-2; б) PC-1 и PC-3. Заметно, что терригенные элементы – железо, титан, марганец, цинк и др. – вносят заметный положительный вклад в формирование компоненты PC-1, а соотношение Co/Inc и, в меньшей степени, бром – отрицательный. Бром, в то же время, вносит значительный вклад в формирование компонент PC-2 и PC-3. Основываясь на результатах анализа геохимических данных с

помощью метода главных компонент, мы, таким образом, разделяем геохимические данные на две группы: терригенные элементы (Fe, Ti, Mn, Zn) и косвенные индикаторы содержания органического вещества (Br и Co/Inc).



**Рис. 16.** Результаты анализа геохимических данных с помощью метода главных компонент. *a*: компонента 1 и компонента 2; *b*: компонента 1 и компонента 3

Измерения активности искусственного изотопа  $^{137}\text{Cs}$  и естественного изотопа  $^{210}\text{Pb}$  делались в ИГМ СО РАН по методикам, описанным в работах (Бобров и др., 1999; Sukhorikov et al., 2000). Для этих целей были отобраны образцы верхней части керна с глубин 5,0; 32,5; 45,0; 75,0; 85,0; 95,0; 110,0 и 120,0 мм.

### 3.4 РЕЗУЛЬТАТЫ

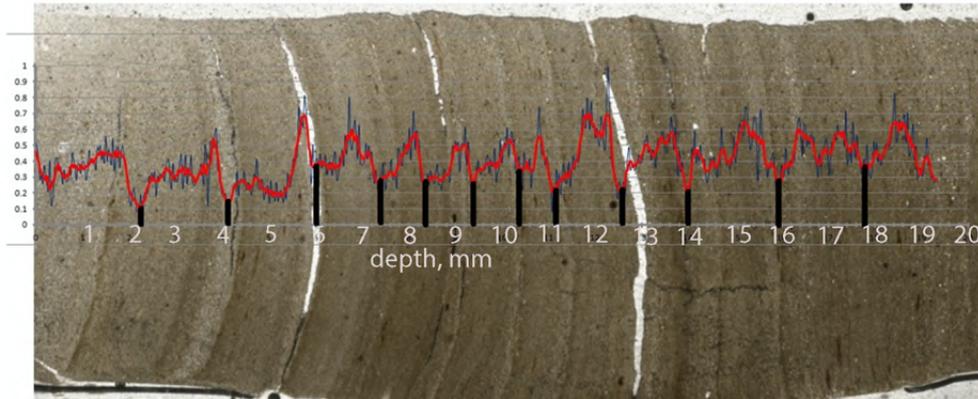
Исследование верхней, наиболее современной, части керна донных осадков озера Донгуз-Орун ставила своей целью подтверждение (или опровержение) двух первоначальных гипотез: гипотеза 1 – визуально заметная в керне слоистость в действительности представлена годично-стратифицированным осадком; гипотеза 2 – осадки озера Донгуз-Орун обладают возможностью регистрировать и воспроизводить климатический сигнал. Это бы означало пригодность донного осадка озера для создания палеореконструкций высокого разрешения. Работа была проведена в несколько этапов.

### 3.4.1 Создание хронологии

Традиционная варвная хронология строится на основании визуального подсчета годичных слоев. В случае осадка озера Донгуз-Орун подсчет был затруднен и давал величины в широком разбросе от 70 до 100 слоев на 26 см. Поэтому для дифференциации предполагаемых годичных слоев были необходимы косвенные маркеры.

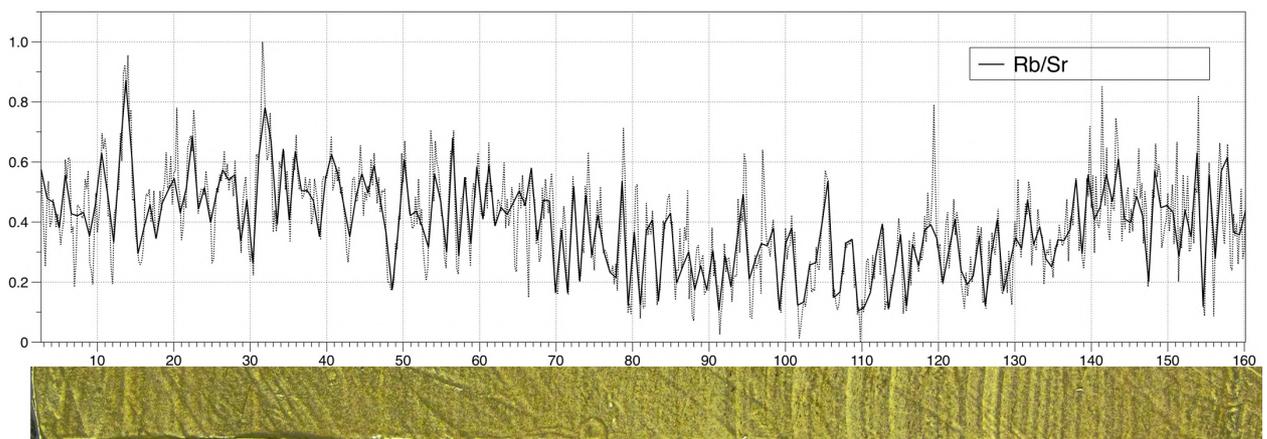
В качестве подобного маркера было выбрано соотношение концентраций рубидия и стронция (Дарьин и др., 2015). В основе такого подхода лежит модель гравитационного фракционирования частиц осадка во время весеннего паводка. Крупнозернистый слой образуется в период активного таяния ледника, когда озеро наполняется большим количеством принесенного осадочного материала. Зимой происходит дифференциация осаждаемого материала по размеру частиц и формируется слой более тонкозернистого осадка. Начало годового слоя составляют самые крупные, слабо выветрелые, обломочные частицы с соотношением Rb/Sr, характерным для пород территории водосбора. Затем осаждаются мелкие частицы с более высоким Rb/Sr: чем меньше размер частиц, тем больше удельная площадь и сильнее вынос Sr, более подвижного, чем Rb. Таким образом, паводковые слои на кривой Rb/Sr будут представлены в виде минимумов, тогда как слои более тонкого осадка будут иметь более высокое Rb/Sr. Резкий перепад между максимумом и минимумом маркирует границу годового слоя.

В то же время, отдельные интенсивные паводки или эпизодические склоновые явления, по всей видимости, способны образовывать дополнительные – так называемые ложные – слои в керне. Такие слои, отличаясь по происхождению от основного осадка, могут быть вычислены с помощью дополнительных геохимических индикаторов. Существует также вероятность пропуска годового слоя вследствие его полного размыва или слабой выраженности следов основного паводка. В случае с озером Донгуз-Орун ошибка и в первую, и во вторую сторону не должна быть значительной.



**Рис. 17.** Профиль вариации отношения  $Rb/Sr$  в керне LDOPC12-1, соответствующий интервалу 0-20 мм, совмещенный с фотографией илифа

Внутригодовые циклы осадконакопления хорошо заметны на профиле вариаций соотношения  $Rb/Sr$ , полученном при сканировании верхних 20 мм керна с помощью концентрированной рентгеновской оптики с разрешением 30 мкм при совмещении его с оптическим изображением керна (рис. 17). Характер распределения пиков соотношения  $Rb/Sr$  в большинстве случаев соответствуют общему характеру рисунка слоев керна. Здесь же становится очевидным, что визуальный подсчет слоев не предоставляет необходимой точности.

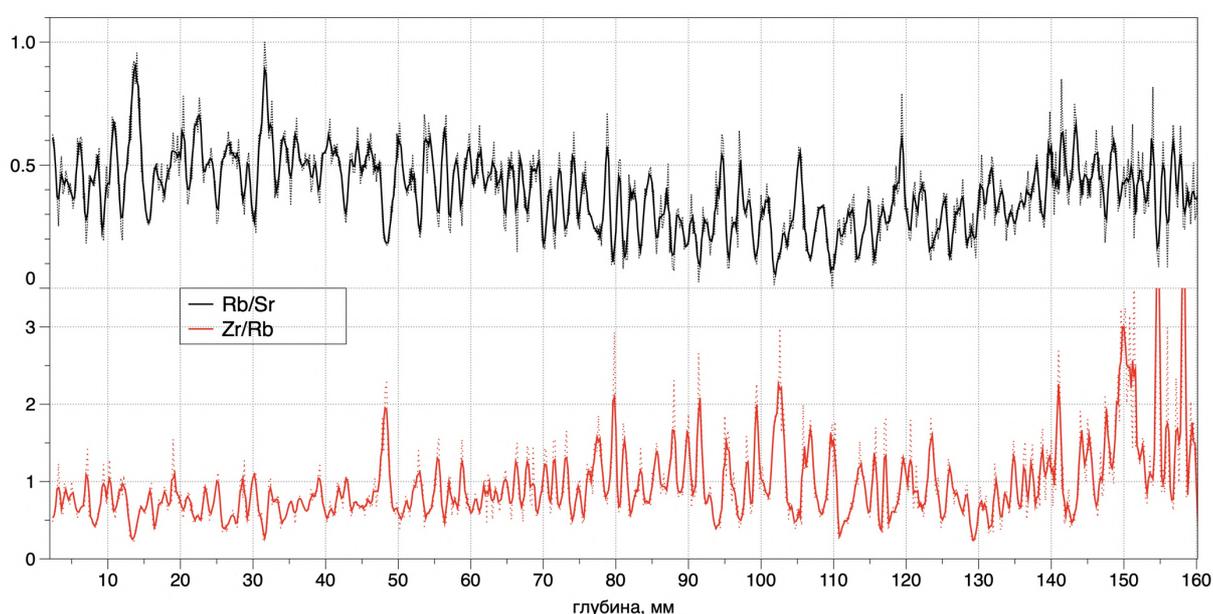


**Рис. 18.** Профиль  $Rb/Sr$  в интервале 00-160 мм, использовавшийся для подсчета годичных слоев, и фотография соответствующего участка керна

На рис. 18 представлен профиль нормализованных значений  $Rb/Sr$  для верхних 160 мм керна, сканированным с шагом 200 мкм. Подсчет количества минимумов в профиле

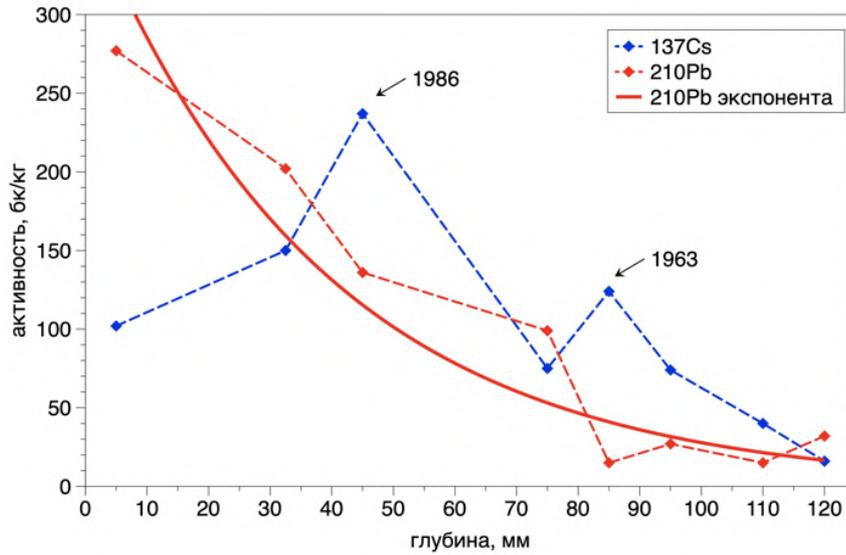
позволяет оценить скорость осадконакопления в озере. Всего выделено 88 минимумов, что дает оценку скорости осадконакопления 1,82 мм/год.

В качестве контрольного метода подсчета годичных слоев использовалось соотношение Zr/Rb, которое ранее применялось в качестве косвенного свидетельства вариаций гранулометрического состава озер Арктики и высотных областей (Dyrvik and Harris, 2001; Kylander et al., 2011). Согласно общей логике выноса химических элементов, минимумы на кривой Rb/Sr должны соответствовать максимумам Zr/Rb. Это действительно можно наблюдать при совмещении двух кривых (рис. 19). По Zr/Rb на дистанции 160 мм выделяется 87 минимумов, что дает оценку скорости осадконакопления 1,86 мм/год.



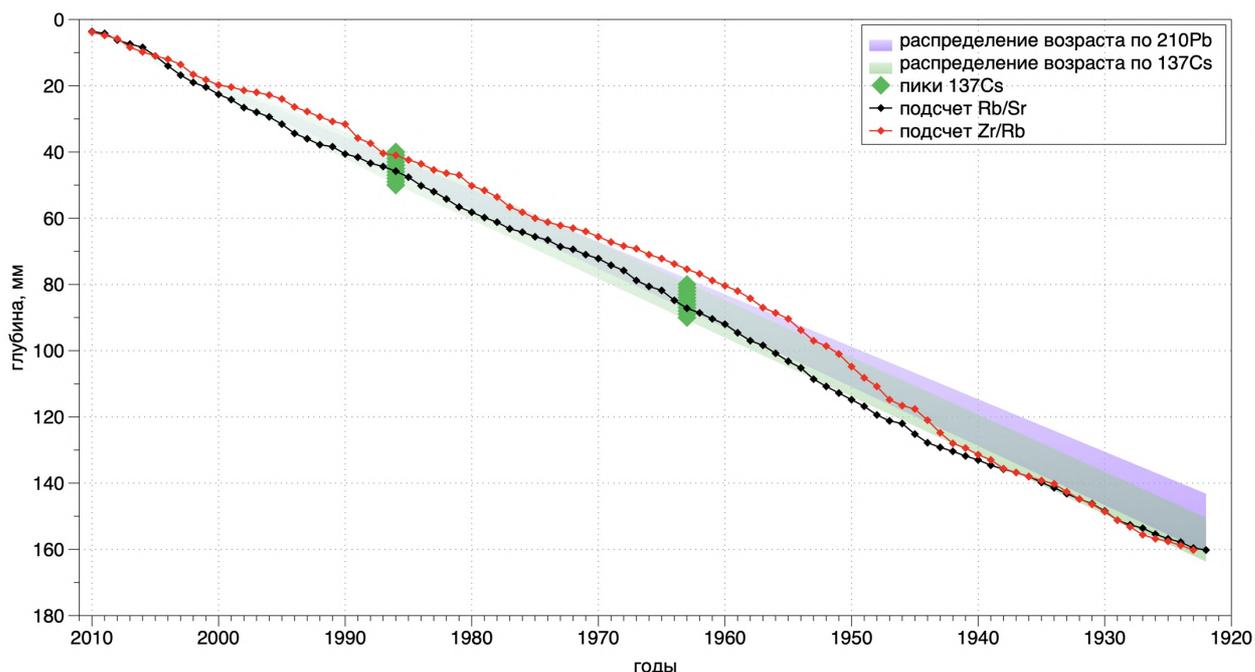
**Рис. 19.** Сравнение профилей Rb/Sr и Zr/Rb в интервале 00-160 мм

Кроме того, существенным подтверждением хронологии служит датирование осадка на основе активностей изотопов  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{210}\text{Pb}$ . На рис. 20 представлены результаты изотопных анализов, проведенных для верхней части керна озера Донгуз-Орун 2012 г. В ходе кривой содержания изотопа цезия отмечаются два выраженных пика. Если предположить, что максимум активности  $^{137}\text{Cs}$  на глубине керна 40–50 мм маркирует Чернобыльскую аварию (1986 г), а пик на глубине 80–90 мм соответствует 1961–1963 гг., то средняя скорость осадконакопления составит 1,75 мм/год. Скорость осадконакопления, рассчитанная по изотопу  $^{210}\text{Pb}$  (тангенс экспоненциальной кривой), согласуется с этими оценками –1,69 мм/год. Важно, что как 1986, так и 1963 годы, полученные путем подсчета пиков Rb/Sr, соответствуют соответствующим диапазонам по  $^{137}\text{Cs}$  (Alexandrin et al., 2018).



**Рис. 20.** Результаты датирования осадка с помощью изотопов  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{210}\text{Pb}$

На рис. 21 представлено сравнение возрастных моделей осадконакопления, полученных с помощью Rb/Sr, Zr/Rb,  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{210}\text{Pb}$ . Заметно, что расхождение в целом незначительное, и подсчет годовых слоев по Rb/Sr лучше закреплен пиками цезия, чем Zr/Rb. Тем самым мы считаем хронологию на основе подсчета Rb/Sr основной, а остальные методы – контрольными.



**Рис. 21.** Сравнение хронологий, полученных с помощью подсчета пиков Rb/Sr и Zr/Rb и с помощью содержания изотопов  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{210}\text{Pb}$ . Черными и красными точками показаны пики Rb/Sr и Zr/Rb, соответственно; зелеными точками показаны положения двух известных пиков  $^{137}\text{Cs}$ ; затененными зелеными и фиолетовыми областями – распределение глубина-возраст по  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{210}\text{Pb}$ , соответственно.

Таким образом, мы считаем **гипотезу 1** – а именно то, что стратификация в осадке действительно имеет годичный характер, т.е. осадок озера Донгуз-Орун представлен кластическими варвами – подтвержденной и переходим к **гипотезе 2**: проверке способности осадка озера Донгуз-Орун регистрировать климатический сигнал. За последний год хронологии (наиболее верхний целый годичный слой) был принят 2010. Объяснения для этого приводятся ниже. Дальнейшие работы проводились на основе годичной хронологии на период 1922-2010 гг.

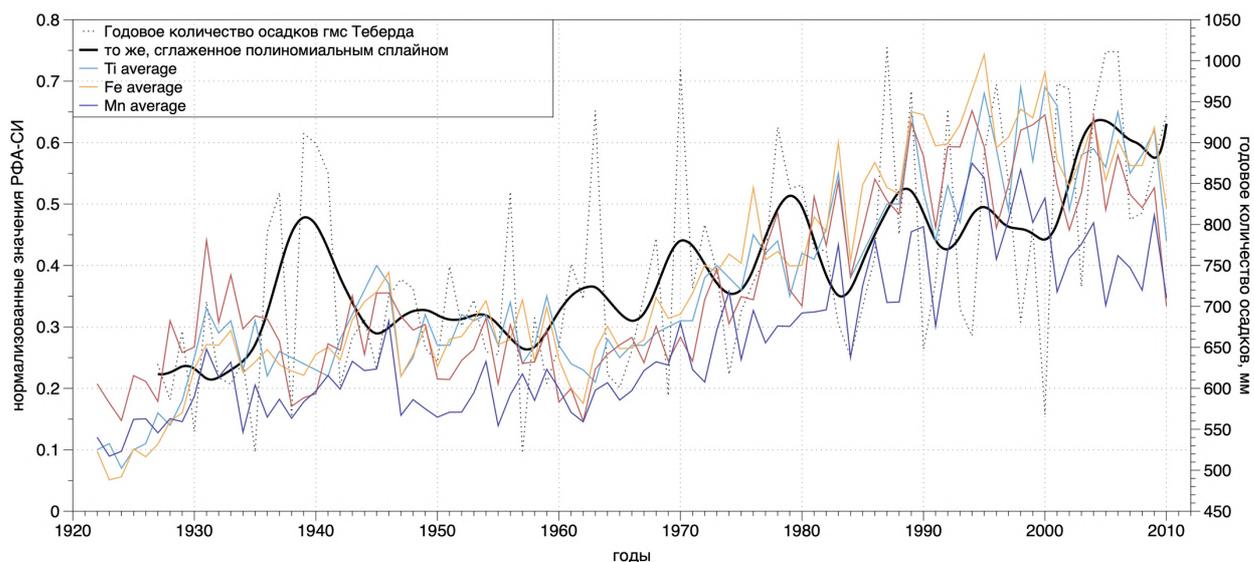
### 3.4.2 Установление климатического сигнала в осадке

Установление границ годичных слоев позволяет рассчитать среднее значение концентрации любого из измеренных химических элементов для каждого года на период 1922-2010 гг. Это дает возможность сравнить геохимические данные с любыми другими региональными рядами данных годичного разрешения. Для выявления связей геохимических свойств осадка с климатом нами был выполнен корреляционный анализ, при котором в качестве исходных данных использовались:

- Элементный состав оз. Донгуз-Орун 1922-2010 гг.: Терригенные элементы: **Fe, Ti, Mn, Zn**; элементы и показатели-индикаторы органического вещества: **Bg** и **Co/Inc**
- Метеоданные (среднегодовая и сезонная **температура**, годовая и сезонная **суммы осадков**) для трех метеостанций: **Терскол** (1951-2010 гг.), **Теберда** (1927-2010 гг.), **Клухор** (1959-2010 гг.) (<http://meteo.ru>)
- Региональные хронологии по **ширине годичных колец** (всего 18) (а также сводная хронология по плотности) деревьев Западного и Центрального Кавказа 1922-2010 гг. (Dolgova, 2016).
- Балансовые наблюдения на леднике Джанкуат: **баланс массы, аккумуляция, абляция** (1967-2010 гг.) (<http://wgms.ch>)

Полная версия корреляционной матрицы представлена в Приложении 3.

**Терригенные элементы** поступают в озеро в качестве продуктов выветривания коренной породы водосбора, сложенного докембрийскими и нижнепалеозойскими гнейсами и кристаллическими сланцами. Соответственно, основные источники терригенного материала можно разделить на продукты экзарации ледников водосбора и смыв материала со склонов водосбора, которые в основном не задернованы, за счет атмосферных осадков. Также терригенный материал, по всей видимости, может поставляться склоновыми процессами, такими как лавины, но в меньшем объеме и менее регулярно. Таким образом, в случае озера Донгуз-Орун уместно ожидать связей концентрации терригенных элементов в осадке с 1) количеством осадков, связанным с количеством смываемых с территории водосбора продуктов разрушения коренных пород; 2) температурой летнего периода, которая в свою очередь высоко коррелирует с ледниковой абляцией ( $r = 0,77$  для ледника Джанкуат; Shahgedanova et al., 2005)



**Рис. 22.** Сравнение годовой суммы осадков (гмс Теберда) с концентрациями терригенных элементов в осадке озера Донгуз-Орун

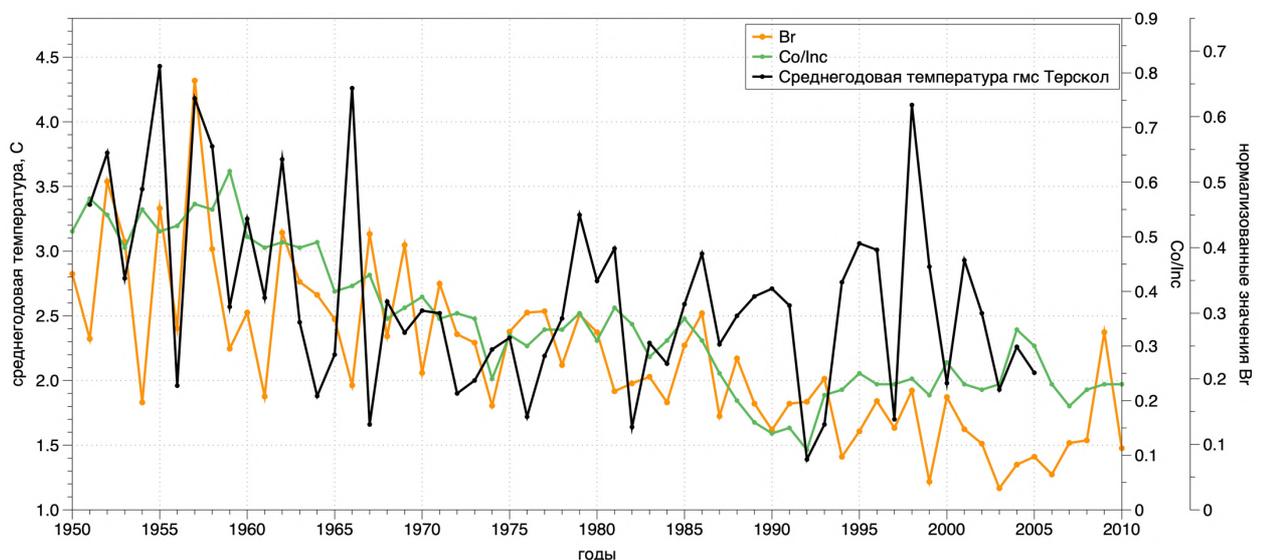
Такие связи действительно прослеживаются при корреляционном анализе. Наиболее значимо совпадение среднегодовых значений терригенных элементов ( $Fe$ ,  $Ti$ ,  $Mn$ ,  $Zn$ ) и годового количества осадков гмс Теберда ( $Ti$ :  $r = 0.44$ ,  $p < 0,01$ ;  $Fe$ :  $r = 0.41$ ,  $p < 0.01$ ;  $Zn$ :  $r = 0.37$ ,  $p < 0.01$ ;  $Mn$ :  $r = 0.37$ ,  $p < 0.01$ ) (рис. 22). Схожее совпадение с несколько более низкими значениями коэффициента корреляции наблюдается для гмс Терскол. Особенно заметно совпадение долгопериодных трендов (см. сглаженный ход осадков на рис. 22). При этом, терригенные элементы имеют выраженный пик, приходящийся на 1930-е годы, а осадки гмс Теберда – примерно на 1940-е годы. Такое несовпадение может объясняться, например, неправильным выделением границ годичных слоев в осадке, либо внешними причинами.

При этом отмечается невысокая, но статистически значимая обратная связь среднегодовых значений терригенных элементов ( $Fe$ ,  $Ti$ ,  $Mn$ ,  $Zn$ ) и среднегодовой температуры ближайшей к озеру гмс Терскол ( $до r = -0.28$ ,  $p < 0,01$  для  $Ti$ ), для остальных метеостанций связи незначимы. Сравнение с балансовыми наблюдениями на леднике Джанкуат показывает значимую корреляцию между содержанием терригенных элементов и абляцией ( $до r = 0.33$ ,  $p < 0,05$  для  $Ti$ ).

Таким образом, вариации концентраций терригенных элементов в осадке озера Донгуз-Орун, по всей видимости, регистрируют комплексный климатический сигнал, который состоит из: 1) годовой суммы осадков, ответственной за объем смываемых со склонов водосбора твердых частиц как продуктов разрушения коренных пород; 2) летней

температуры, ответственной за абляцию и количество поставляемого в озера материала флювиогляциального происхождения.

Содержание брома (Br) и параметр Co/Inc (соотношения когерентного/некогерентного рассеяния рентгеновских лучей) были использованы в качестве косвенных индикаторов вариаций количества **органического вещества** в осадке ранее (см. обзор Davies et al., 2015). Бром формирует сильные ковалентные связи с органическими молекулами и может быть использован как для отслеживания аллохтонного органического вещества, так и в качестве индикатора собственной биопродуктивности озера (Gilfedder et al., 2011). При работе с керном озера Каракель бром также использовался в качестве показателя теплообеспеченности (см. главу «Озеро Каракель»). Соотношение Co/Inc связано с атомным числом и может использоваться в качестве индикатора органического вещества вследствие низкого атомного числа углерода (Croudace et al., 2006). Предыдущие исследования неоднократно показывали схожий ход показателя Co/Inc и измеренного в осадке содержания общего органического углерода (ТОС) (Guyard et al., 2007; Giralt et al., 2011; Liu et al., 2013).

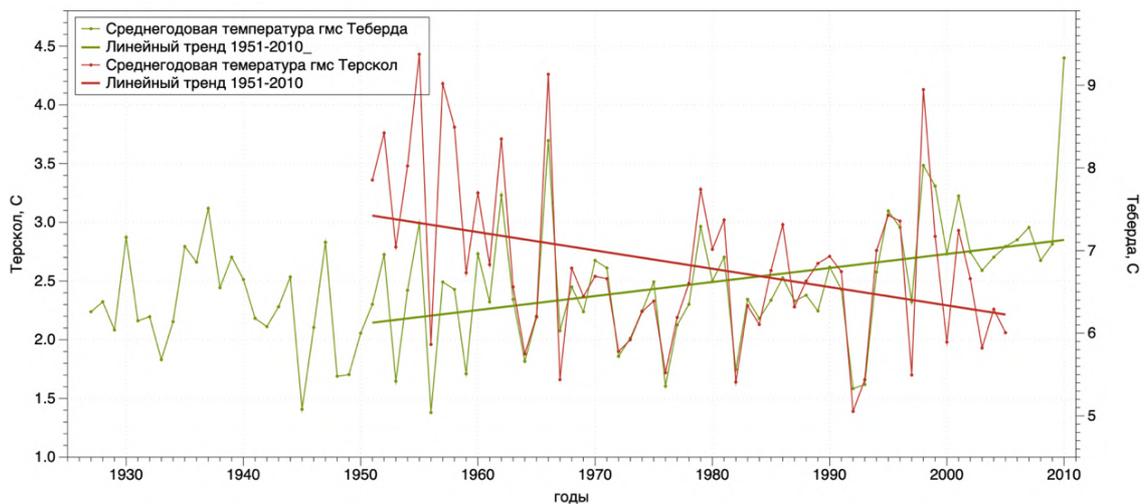


**Рис. 23.** Сравнение среднегодовой температуры (гмс Терскол) с концентрацией брома и показателем Co/Inc

В случае озера Донгуз-Орун Br и Co/Inc показывают устойчивую положительную связь ( $r = 0.82$ ,  $p < 0.01$ ). Оба параметра обнаруживают значимую корреляцию со среднегодовой температурой, зарегистрированной на ближайшей метеостанции поселка

Терскол за период 1951-2010 гг. ( $Br: r = 0.41, p < 0.05$ ;  $Co/Inc: r = 0.40, p < 0.05$ ). Связь отмечена только для этой метеостанции из трех (рис. 23)

Примечательно, что несмотря на то, что ход среднегодовой и сезонной температуры, зарегистрированной на всех трех метеостанциях в целом хорошо согласован, метеостанция Терскола – единственная, которая обнаруживает отрицательный линейный тренд на протяжении наблюдаемого периода. Рис. 24 показывает сравнение записей среднегодовых температур гмс Теберда и Терскол. При этом наблюдается отрицательная корреляция содержания  $Bg$  и  $Co/Inc$  и годовой суммы осадков на разных метеостанциях ( $r$  от  $-0.2$  до  $-0.45, p < 0.05$ ). Отрицательный линейный тренд температуры воздуха, регистрируемый гмс Терскол, может отражать локальную климатическую специфику. В то же время, в работе (Морозова и Рыбак, 2017) для гмс Терскол отмечаются наиболее высокие разности между модельными и наблюдаемыми значениями температуры воздуха. Что может свидетельствовать в пользу меньшей надежности данных метеостанции. Речь, по всей видимости, идет о начальном периоде наблюдений (1951-1965 гг.), для которого наблюдаются наибольшие различия в наблюдениях гмс Терскол и Теберда (рис. 24).



**Рис. 24.** Сравнение температурных данных для гмс Теберда и Терскол

Таким образом, вариации  $Bg$  и  $Co/Inc$  в осадке, по всей видимости, регистрируют локально-обусловленный процесс, связанный положительно со среднегодовой температурой воздуха как фактора автохтонной биопродуктивности в озере и отрицательно - с годовой суммой осадков, ответственной за объем смываемых со склонов водосбора твердых частиц (так как склоны, окружающие озеро, в основном незадернованы, и смываемый материал преимущественно минерогенного происхождения).

Тем самым гипотезу 2 – способность осадка озера Донгуз-Орун регистрировать климатический сигнал – также можно считать подтвержденной.

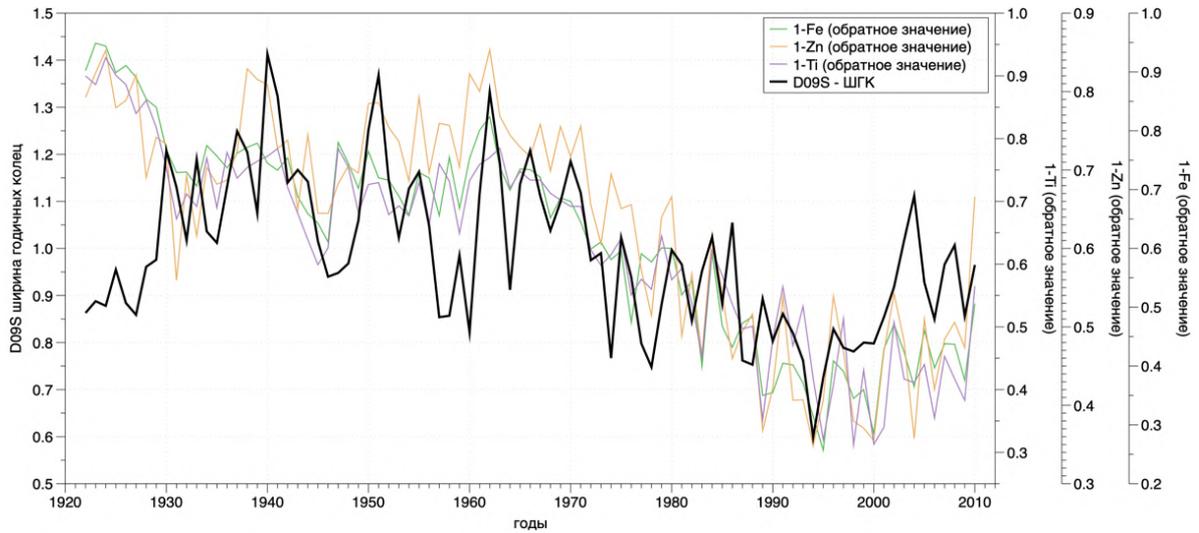
### 3.4.3 Сравнение с дендрохронологическими данными

Особого внимания заслуживает сравнение седиментологических данных с результатами дендрохронологических исследований. Для сравнения были использованы 18 хронологий по ширине годичных колец (ШГК), отобранных в разных районах Западного и Центрального Кавказа, а также сводная хронология по плотности древесины (Dolgova, 2016).



*Рис. 25. Расположение участков отбора кернов LDOPC12-1 и DOPC14-2 и дендрохронологической площадки D09S*

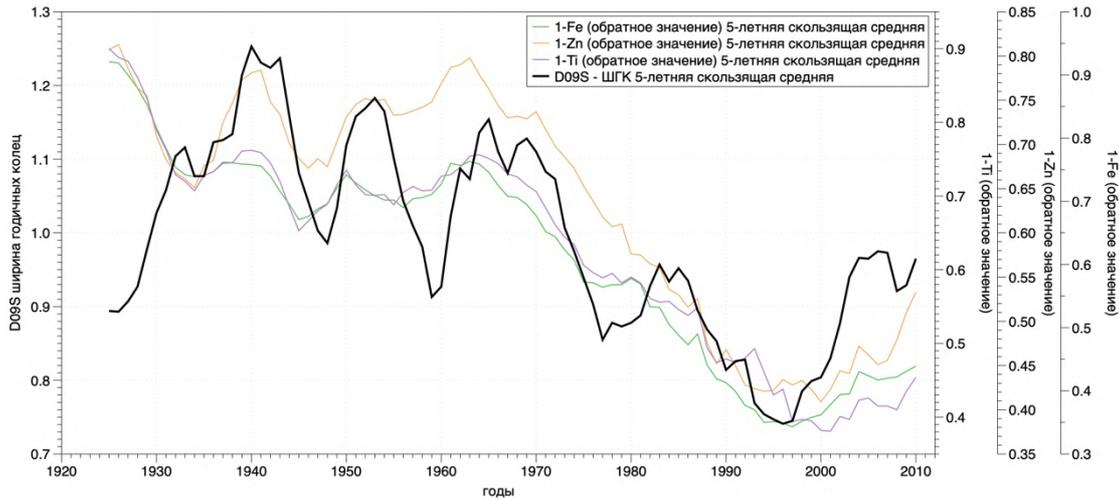
Примечательно, что за некоторыми отдельными исключениями корреляционный анализ показывает устойчивую связь геохимических данных озера Донгуз-Орун только с одной площадкой: D09S, ближайшей к озеру. Эта площадка расположена на южном склоне горы Чегет, на расстоянии всего около 3 км от озера Донгуз-Орун вниз по течению одноименного потока (рис. 25).



**Рис. 26.** Сравнение индексов ширины годичных колец (площадка D09S) и обратных значений терригенных элементов.

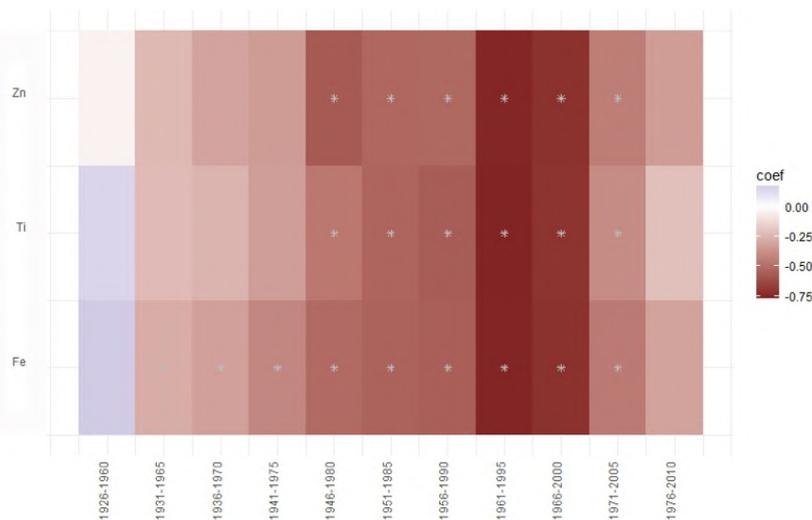
Наблюдается устойчивая обратная связь значений ширины годичных колец дендрохронологической площадки D09S и концентраций терригенных элементов в осадке озера Донгуз-Орун с высокими для палеоклиматических данных коэффициентами корреляции ( $Fe: r = -0.51, p < 0.01$ ;  $Ti: r = -0.48, p < 0.01$ ;  $Zn: r = -0.56, p < 0.01$ ;  $Mn: r = -0.55, p < 0.01$ ), а также прямая связь для Br ( $r = 0.39, p < 0.01$ ). На рис. 26 представлены обратные значения концентраций терригенных элементов (нормализованные значения вычтены из 1) для удобства визуального сопоставления.

При сглаживании 5-летнем скользящем средним те же ряды данных обнаруживают еще более высокие отрицательные корреляции ( $Ti: r = -0.65, p < 0.01$ ;  $Fe: r = -0.69, p < 0.01$ ;  $Zn: r = -0.75, p < 0.01$ ;  $Mn: r = -0.72, p < 0.01$ ) (рис. 27). Это можно считать дополнительным подтверждением адекватности хронологии, построенной на основании подсчета пиков Rb/Sr.



**Рис. 27.** Данные рис. 26, сглаженные 5-летним скользящим средним

Примечательно, что в период 1922-1931 коэффициент корреляции меняет знак и становится незначительным (это заметно при подсчете коэффициента корреляции в 30-летнем окне с шагом 5 лет (рис. 28). По всей видимости, это объясняется одной из трех причин: 1) изменением особенностей осадконакопления в этот период, 2) изменением чувствительности ШГК-хронологии в этот период, 3) ошибочной интерпретации годовичных слоев в нижней части изучаемого 160-мм диапазона.

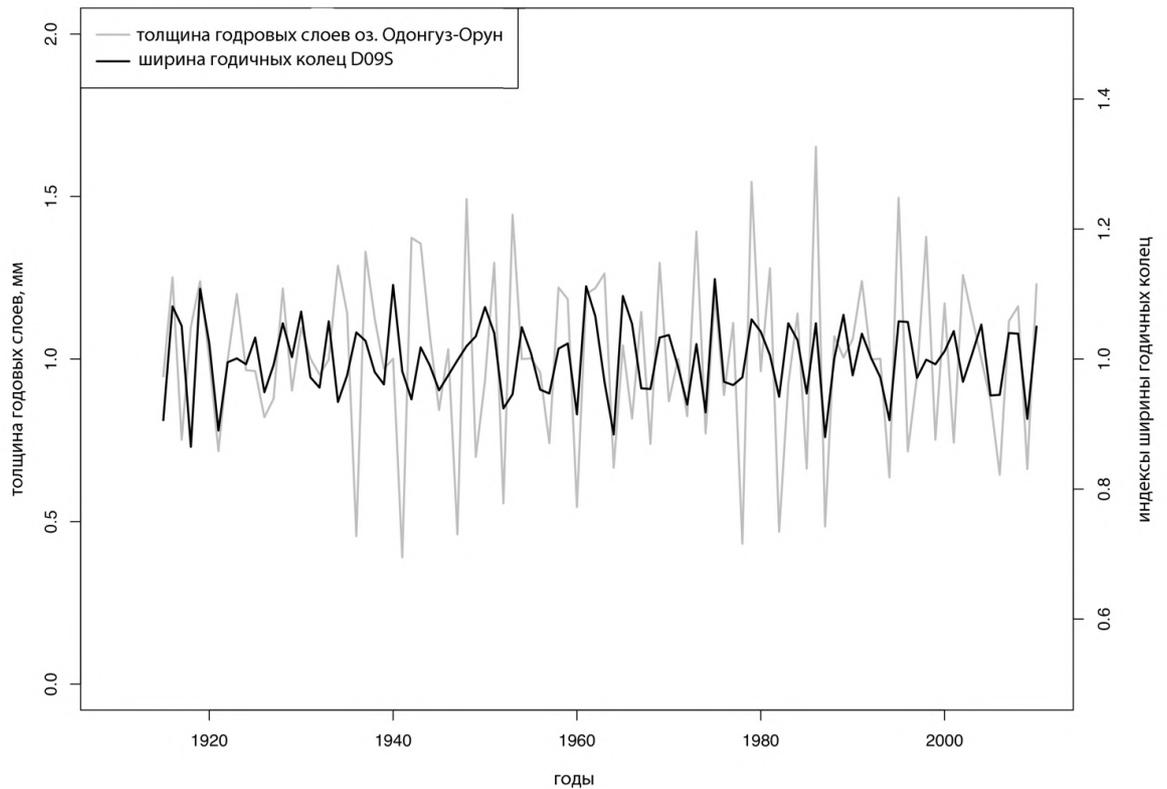


**Рис. 28.** Коэффициент корреляции ширины годовичных колец (площадка D09S) и значений терригенных элементов в осадке озера Донгуз-Орун, посчитанный в 30-летнем окне с шагом 5 лет

Как отмечалось ранее (Dolgova, 2016), климатический сигнал в хронологиях, построенных по ширине годовых колец деревьев Западного и Центрального Кавказа довольно слаб. Для его оценки можно использовать традиционную функцию отклика древесно-кольцевых хронологий. Функция отклика площадки D09S обнаруживает статистически значимые, но низкие положительные значения ( $r=0.22$ ,  $p<0.05$ ) для температуры ноября-декабря и отрицательные для осадков апреля ( $r=-0.22$ ,  $p<0.05$ ). Эти месяцы, очевидно, не являются принципиальными при формировании донного осадка озера Донгуз-Орун, так как озеро в это время перекрыто льдом.

Итак, сопоставление годично-осредненных данных двух палеоклиматических архивов – донных осадков и древесных колец – показывает высокие значения коэффициентов корреляции (отрицательные для терригенных элементов и положительные для индикаторов органического вещества). При этом каждый из архивов обнаруживает ограниченный климатический отклик на температуру воздуха и количество атмосферных осадков. Таким образом, и учитывая географическую близость двух архивов, высокая корреляция данных из разных источников должна объясняться специфической локально-обусловленной комбинацией климатических факторов формирования донного осадка и годовых колец деревьев. Расшифровка детальных составляющих этого климатического сигнала является важным предметом будущих исследований.

Сравнение седиментологических и дендрохронологических данных имеет еще одно важное приложение. При отборе образцов с помощью поршневого бура частой и принципиальной проблемой является частичная потеря верхней части осадка на границе вода-осадок. Теоретически, при отборе летом 2012 года последним завершённым годом в хронологии на основе донных осадков должен быть 2011, однако возможна в потеря (в нашем случае, по всей видимости, незначительная, так как пик  $^{137}\text{Cs}$ , соответствующий 1986 году, находится на глубине 40-50 мм).



**Рис. 29.** Сопоставление толщины годовых слоев в озере Донгуз-Орун, подсчитанной как расстояние между пиками Rb/Sr, и ширины годичных колец (площадка D09S)

Для уточнения точного календарного года верха хронологии на основе подсчета пиков Rb/Sr мы использовали сравнение ширины предполагаемых годовых слоев озера и ширины годичных колец ближайшей дендрохронологической площадки D09S. Ширина годовых слоев считалась как расстояние в миллиметрах между соседними пиками Rb/Sr. Сравнение показывает наиболее высокую и статистически значимую связь двух параметров ( $r = 0.4$ ,  $p < 0.05$ ) в случае, если верхний год хронологии озерных осадков принимается за 2010 (рис. 29). Таким образом, дальнейшая работа проводилась с использованием хронологии, закрепленной за календарным периодом 1922-2010, что обеспечило сравнение с другими данными годичного разрешения.

#### 3.4.4 Перспективы создания палеоклиматических реконструкций

Керн LDOPC14-2 (см рис. 30) имеет длину 580 мм. На протяжении всей его длины сохраняется регулярная слоистость, то есть режим осадконакопления остается более-менее неизменным. При сохранении отмеченных для верхней части осадка темпов

осадконакопления керн LDOPC14-2 сможет обеспечить создание хронологии на 300-350 лет. До настоящего момента палеоклиматические данные с годичным разрешением на такой срок на Западном и Центральном Кавказе были способны предоставить только дендрохронологические данные. Учитывая выявленные связи между двумя палеоархивами. Продление хронологии на основе донного осадка озера Донгуз-Орун представляется первостепенной задачей. Кроме того, в керне присутствуют несколько атипичных широких темных прослоев (см рис. 29) – потенциально это могут быть следы катастрофических лавин, оползней или других склоновых процессов, что также может обеспечить важные палеоклиматические данные. Скорость осадконакопления в озере Донгуз-Орун при использовании высокоразрешающих методов, таких как РФА-СИ или гиперспектральная съемка, позволяет детально расшифровывать данные седиментационного архива и строить количественные реконструкции климатических параметров (одного или совокупности) с максимально высоким разрешением.



*Рис. 30. Керн LDOPC14-2*

### 3.5 ВЫВОДЫ

1. Донный осадок озера Донгуз-Орун (Центральный Кавказ) сложен визуально заметными слоями (парами темный-светлый слой), которые, однако, не поддаются прямому подсчету. Использование геохимических маркеров внутригодовых вариаций гранулометрического состава, полученных с помощью элементного анализа РФА-СИ высокого разрешения, позволило подтвердить, что осадок озера Донгуз-Орун в действительности представлен кластическими варвами, то есть осадком, образующим пары слоев благодаря сезонным вариациям в размере отлагаемых частиц. Хронология, образованная на основе подсчета пиков Rb/Sr, была подтверждена независимыми датировками с помощью изотопов  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{210}\text{Pb}$ . Это первый подтвержденный пример варвных осадков на Кавказе. Соотношение Rb/Sr может быть использовано

для идентификации границ годичных слоев при ограниченной визуальной идентификации.

2. Подтвержденный годичный характер седиментации обеспечил создание хронологии с годичным разрешением на период 1922-2010 гг. и дальнейшую возможность сравнения седиментологических данных с другими региональными архивами годичного разрешения – метеоданными, дендрохронологическими сериями, данными баланса массы ледников. Сравнение выявило устойчивый климатический сигнал в осадке, в особенности положительную связь содержания брома в осадке и среднегодовых температур ( $r=0.41$ ,  $p<0.01$ ) и содержания терригенных элементов и годовой суммы осадков (до  $r=0.44$ ,  $p<0.01$ ).
3. Наиболее значимая связь обнаружена между свойствами осадка и локальной хронологией по ширине годичных колец сосны (до  $r=-0.56$ ,  $p<0.01$ ), что свидетельствует в пользу комплексного климатического сигнала, регистрируемого обоими природными архивами. Детальная расшифровка этого сигнала и вклад конкретных агентов является одним из предметов исследований в будущем.
4. Осадок озера Донгуз-Орун способен регистрировать комплексный климатический сигнал, который может быть расшифрован с высоким разрешением. Керн LDOPC14-2, имеющий длину 58 см, способен предоставить варвную хронологию, то есть данные с годичным и даже сезонным разрешением, на 300-350 лет, это должно стать основой для дальнейшего создания палеореконструкций высокого разрешения. Все указанное свидетельствует в пользу высокой ценности осадка озера Донгуз-Орун в качестве палеоклиматического архива.

## 4. Озеро Каракель

### 4.1 Географические условия

Озеро Каракель располагается в пределах западной высокогорной провинции Большого Кавказа, в долине р. Теберда, берущей свое начало на склонах Главного Кавказского хребта. В этом районе долина р. Теберды простирается преимущественно с юго-запада на северо-восток и имеет ширину около 1000-1200 м. Озеро расположено на абсолютной высоте 1335 м, имеет продолговатую форму, и вытянуто в направлении простиранья долины. Размеры озера составляют около 140 x 280 м, глубина на основной площади озера колеблется незначительно и составляет в среднем 9 м (по состоянию на 2017 г.)



*Рис. 31. Озеро Каракель*

Озеро бессточное, однако часть воды, вероятно, фильтруется сквозь рыхлую толщу подстилающей его морены. Со склона, особенно весной, в озеро стекают ручьи и сходят небольшие сели. На склоне над озером прослеживаются ложбины двух основных ручьев,

отложения которых в нижней части образуют слившийся конус выноса. Основное питание озера осуществляется за счет атмосферных осадков и снеготаяния, расход – путем испарения и фильтрации. Вероятно, в питании озера довольно существенна роль подземной составляющей. Зимой озеро перекрывается льдом лишь в отдельные годы.

По берегам озера произрастают преимущественно сосновые леса с участием березы, а также широколиственных пород - дуба, бука, вяза, граба. Верхняя граница леса на северных склонах достигает отметки 2300 м, на южных – 2600 м и представлена сосновыми лесами. Почвы в окрестностях озера - горно-лесные оподзоленные и горно-лесные бурые щебнистые, подстилаемые средне- и крупнообломочным материалом кристаллических пород.

По данным Ю.В. Ефремова (1984), минерализация воды в озере составляет 115,5 мг/л, концентрация кислорода в воде – 6,75 мг/л, причем она меняется с глубиной (9,1 мг/л в верхнем слое и 7,6 мг/л в придонном). Согласно результатам геохимического анализа, проведенного в 2006 г. Т.М. Кудериной (Соломина и др., 2014), воды в озере - гидрокарбонатно-кальциевые ультрапресные. В озере обнаружены элементы, существенно превышающие локальный фон - магний, хром, железо, цинк, стронций, молибден, вольфрам (типичный для Кавказа), уран.

Берега озера начали заселяться с конца 19-го века. Озеро Каракель находится непосредственно в границах поселка Теберда. Вдоль берега озера расположена рекреационная зона, поэтому верхние части осадка в озере должны отражать существенную антропогенную составляющую. По берегу озера проходит дорога, которая идет на Клухорский перевал и далее, в Абхазию. В древности она называлась «турецкая тропа», и это был основной караванный путь из Колхиды к Каспию. В 1887-1903 гг. на основе этой тропы развернулось строительство Военно-Сухумской дороги. К 1895 гг. дорога была готова для верховой езды. Это строительство также могло сказаться на составе озерных осадков, однако, видимо, незначительно. В конце 1950-х гг.- начале 1960-х гг. было построено современное шоссе, проходящее существенно ближе к берегу озера и, видимо, потребовавшее более масштабных инженерных работ для расширения полотна дороги.

Систематические наблюдения за климатом начались на гмс Теберда в 1926 г. Среднегодовая температура воздуха в г. Теберде 6,9°C; в январе – 3,2°C; в июле – 16,4°C. Среднее число дней со снежным покровом в Теберде – 89.

Многочисленные геоморфологические свидетельства указывают на наличие в долине реки Теберда, а также долинах рек Аманауз, Северный Клухор и других ее притоков обширных озеровидных котловин – палеозер верхнеплейстоценового времени. Каракельская морена, на которой, по всей видимости, располагается поселок Теберда, перегораживает долину Теберды на высоте 1300 м. Поверхность морены в значительной степени сработана эрозионными процессами и осложнена многочисленными возвышенностями и понижениями. Выше Каракельской морены располагается котловина обширного древнего приледникового водоема. По мнению Ю.В. Ефремова (2003), длина его составляла 9 км, максимальная ширина – 1,1 км. Озеро Каракель, по всей видимости, можно считать моренно-запрудным озером, реликтовым по отношению к указанному палеозеру, условно называемому Тебердинским. Бурение озерного осадка озера Каракель ставило своей целью подтвердить ледниковый генезис озера и прояснить историю накопления осадка в голоцене.

#### 4.2 Отбор образцов



*Рис. 32. Буровые работы на озере Каракель, 2010 г.*

Впервые керновое бурение донного осадка озера Каракель было произведено в августе 2010 года в рамках полевой экспедиции Отдела гляциологии Института географии РАН.

Керновому бурению предшествовал пробный отбор осадка торфяным буром, который показал, что на дне озера имеется достаточно мощный слой рыхлых отложений, причем отдельные слои различаются по своим минералогическим и физическим характеристикам. При бурении торфяным буром было установлено, что осадок достаточно плотный и может удержаться в трубке при бурении основным озерным буром.

Батиметрическая съемка, предшествовавшая бурению, установила в среднем равномерную глубину на всей площади озера – 9-9,5 м. Керновое бурение производилось модифицированным поршневым буром ударного типа конструкции Атле Несье (Nesje, 1992). В качестве платформы использовались рекреационные металлические катамараны (рис. 32). Бурение производилось в центральной части озера с глубины 9,5 м. Было получено два керна с ненарушенной структурой, перекрывающих друг друга по глубине отбора (первый - с глубины от 0-150 мм до 1000-1100 мм (кern LKarPC10-1), второй - от ~350-400 мм до 1800-1850 мм (кern LKarPC10-2)).

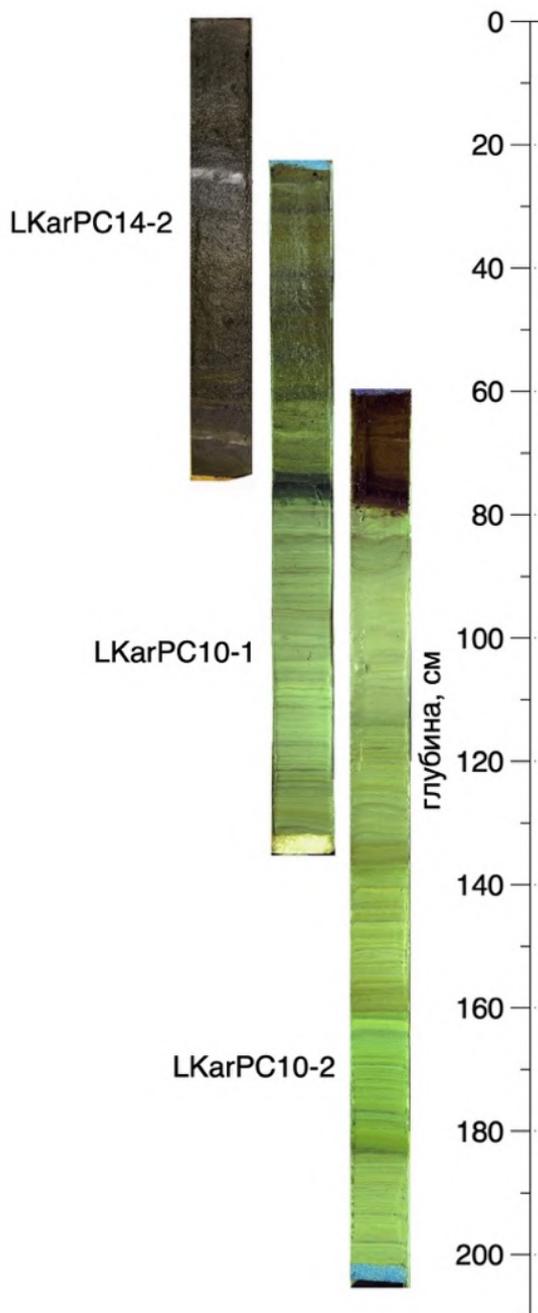
Повторное бурение озера проводилось в августе 2014 года также сотрудниками полевой экспедиции Отдела гляциологии Института географии РАН при непосредственном участии автора настоящей работы. В качестве платформы был использован надувной катамаран для сплава по бурной воде. Получены два керна озерных осадков: LKarPC14-1, мощность около 600 мм предположительно от границы вода-осадок (бурение без поршня); LKarPC14-2, мощность около 700 мм на глубину максимального проникновения (бурение с поршнем).

### **4.3 Лабораторные анализы**

#### **4.3.1 Стратиграфия керна**

Опорный разрез для озера Каракель был составлен основании трех кернов донного осадка; двух кернов, полученных в 2010 г. (LKarPC10-1 и LKarPC10-2) и керна, полученного в 2014 году (LKarPC14-2) (рис. 33). Совмещение двух кернов 2010 г. не вызывало трудностей – границы литостратиграфических горизонтов были явно заметны визуально, наличие слоистости говорило об отсутствии перемешивания на всю длину кернов. Впоследствии это также подтвердил ряд лабораторных анализов. Смещение керна LKarPC10-2 относительно керна LKarPC10-1 составило 37,5 см (см рис. 33). Методика

совмещения верхней части осадка – кернов LKarPC10-2 и LKarPC10-1 описана в разделе «создание мастер-керна».



**Рис. 33.** Стратиграфия донного осадка озера Каракель (керны 2014 и 2010 гг).

Основываясь на стратиграфическом анализе опорного разреза озера Каракель (рис. 33), можно выделить три характерных горизонта. Первый (горизонт А); от границы вода-осадок до глубины 74-76 см представлен желеобразным тонкослоистым сапропелем. На глубине 20-21 см расположен характерный белесый прослой. Второй (горизонт В) до глубины 79-80 см – тёмно-серой, с зеленоватым оттенком, тонкослоистой и сильно обогащённой

органическим веществом гиттией. Третий (горизонт С) (с глубины 80 см до конца керна 203 см) – серо-бежевой 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. Слоистые глины, слагающие горизонт С, по цвету, текстуре, плотности и характеру слоистости схожи с отложениями приледниковых озёр. Всего при большом увеличении в горизонте (С) можно насчитать около 350 слоев. Местами слоистость становится менее выраженной или совсем пропадает.

#### 4.3.2 Датирование и возрастная модель

Датирование донного осадка озера Каракель происходило в несколько этапов. В ходе первого этапа были получены две датировки методом AMS (радиоуглеродная лаборатория г. Познань, Польша) из верхнего керна 2010 г. (30-31 см и 52 см) и одна из базального горизонта нижнего керна 2010 г. (глубина 143 см по нижнему керну или 180,5 см от границы вода-осадок). Калиброванный возраст составил соответственно 1528-1377; 2278-2153 и 11348-11063 лет назад (см Таблицу 1). Таким образом, отмечается резкое замедление (перерыв) в осадконакоплении в диапазоне глубин 52-59,5 см, соответствующее стратиграфическому горизонту В. Первые датировки позволили также подтвердить голоценовый возраст осадков, слагающих горизонт С и уточнить минимальный возраст каракельской морены в долине р. Теберда (Соломина и др., 2013; 2014). В ходе второго этапа в 2014 году были получены четыре дополнительных AMS-датировки (радиоуглеродная лаборатория г. Познань, Польша) с глубин (сводных): 43 см, 57 см, 112 см и 138,5 см: калиброванный возраст 1525-1363, 4417-4244, 10343-10651 и 10191-9883 лет назад, соответственно. Впоследствии был сделан еще ряд радиоуглеродных датировок для керна 2010 и 2014 года. Все полученные датировки представлены в Таблице 1.

*Таблица 1. Радиоуглеродные датировки, использованные для построения возрастной модели осадконакопления в озере Каракель.*

Лабораторный номер	керн	глубина отбора, см	глубина сводная, см	возраст $^{14}\text{C}$ , BP (1 $\sigma$ )/pMC, %	Материал
IGAN-5497	LKarPC14-1	7-8	7-8	100.740±0.2 92	массовый образец (ТОС)

IGAN-5496	LKarPC14-1	13,5-14,5	13,5-14,5	340±30	ТОС
IGAN-5493	LKarPC14-1	13,5-14,5	13,5-14,5	725±20	Древесный макроостаток
IGAN-5495	LKarPC14-1	18-19	18-19	640±20	ТОС
IGAN-5494	LKarPC14-1	21-22	21-22	640±20	ТОС
IGAN-5333	LKarPC10-1	6-6,5	28,5-29	880±20	ТОС
IGAN-5332	LKarPC10-1	12-12,5	34,5-35	1030±20	ТОС
IGAN-5331	LKarPC10-1	20-20,5	42,5-43	1235±20	ТОС
Poz-42587	LKarPC10-1	30-31	52,5-53,5	1550±30	ТОС
Poz-42588	LKarPC10-1	52	74-75	2235±35	ТОС
Poz-60049	LKarPC10-2	19-20	79-80	3895±30	ТОС
Poz-60050	LKarPC10-2	74-75	134-135	9280±50	ТОС
Poz-60051	LKarPC10-2	100,5-101,5	160,5-161,5	8890±50	ТОС
Poz-42589	LKarPC10-2	143	202,5-203,5	9760±80	ТОС

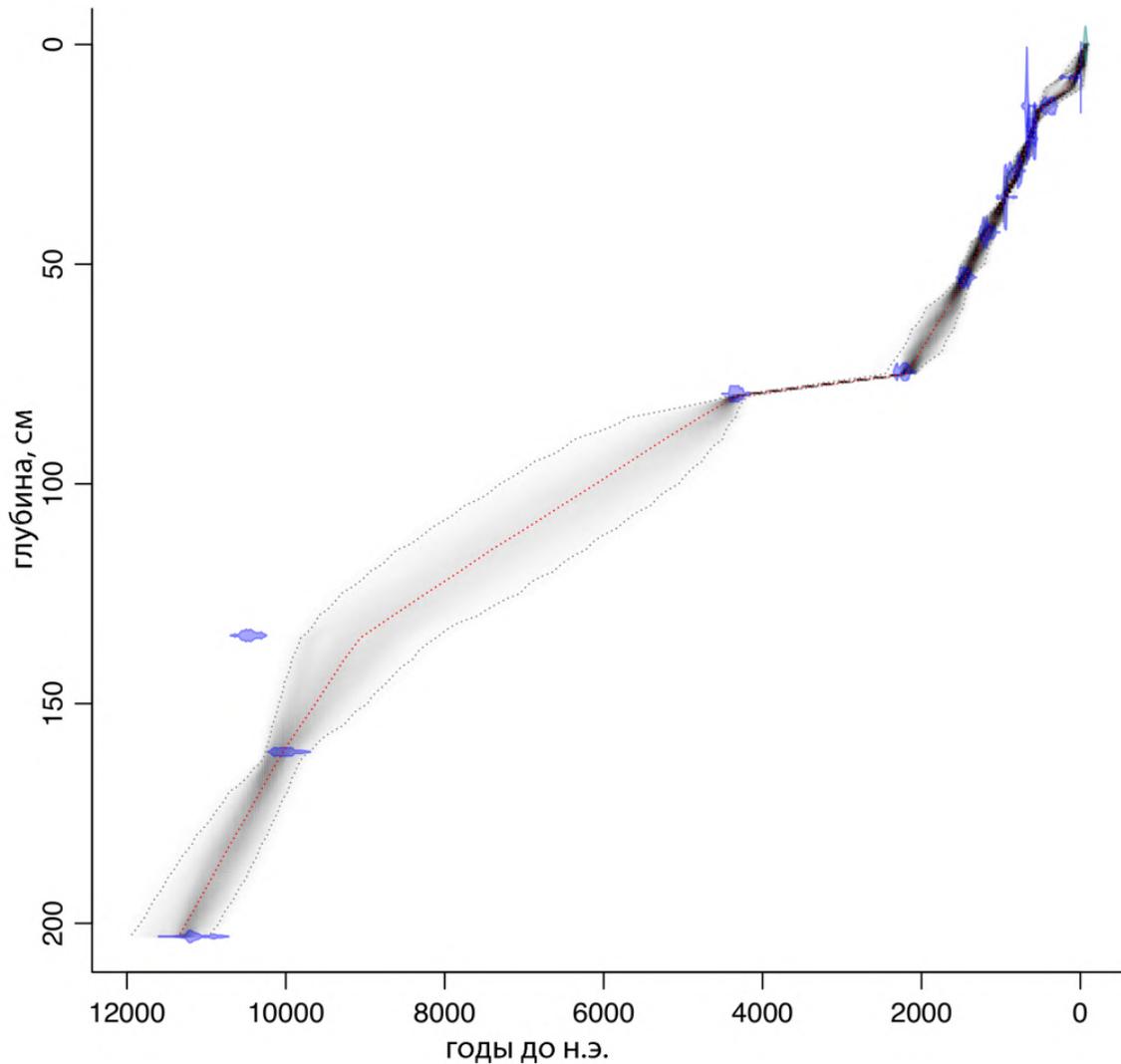
Создание возрастной модели было произведено с помощью алгоритма Bacon (Blaauw and Christen, 2011) для программной среды R. Для построения возрастной модели с помощью Bacon была использована калибровочная кривая IntCal13 (Reimer et al., 2013). На рис. 34 представлена общая возрастная модель для мастер-керна озера Каракель, охватывающая возраст с 11300 лет назад по настоящее время, то есть весь голоцен. Синим цветом показано распределение возможного возраста для каждой из радиоуглеродных датировок; красным - результирующая средневзвешенная линия, которую можно использовать в качестве отношения глубины и возраста осадка на любом участке керна; оттенками серого – доверительный интервал ( $2\sigma$ ).

В средней части керна, соответствующей литостратиграфическому горизонту В (4200-2200 лет назад), наблюдается резкое замедление/перерыв в осадконакоплении. О возможных причинах подобного изменения в закономерностях накопления осадка в озере Каракель – ниже.

Нижняя часть (11700-4200 лет назад) закреплена относительно слабо, на этот период приходится четыре радиоуглеродных датировки. В распределении возраста последних датировок наблюдается инверсия и, принимая во внимание датировку базальной части керна, можно предположить переотложение на глубине 112 см. Таким образом, эта датировка была исключена из результирующей возрастной модели автоматически.

Следует отметить, что при отсутствии в осадке растительных макроостатков для датирования использовался массовый материал (ТОС) с предельно низким содержанием

органического углерода в горизонте С (0,8-0,9 мг), что может также сказываться на точности определения возраста с помощью радиоуглеродного метода.

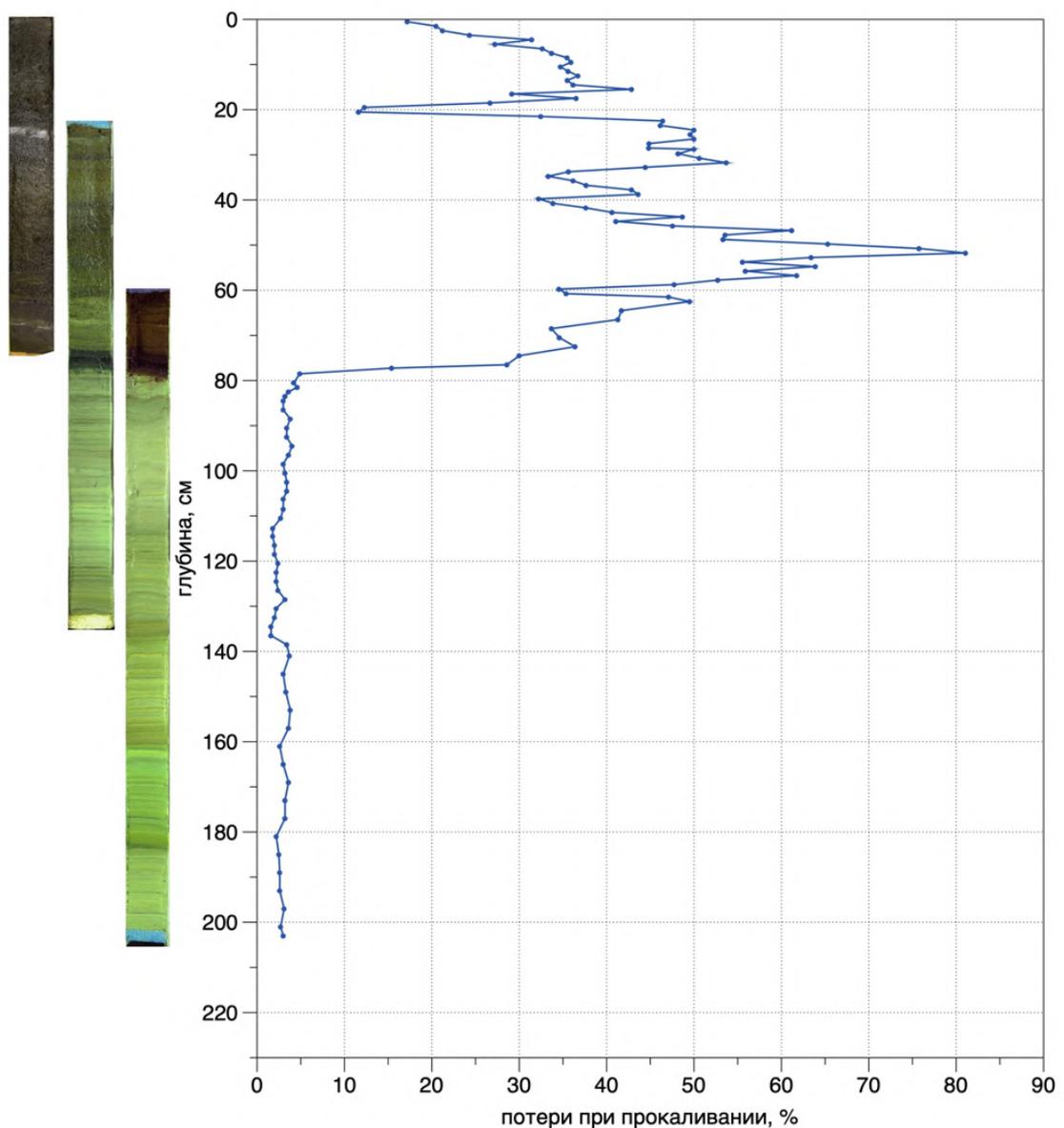


*Рис. 34. Возрастная модель накопления осадка в озере Каракель (создана с помощью алгоритма Васон для среды R)*

Таким образом при работе с донным осадком озера Каракель мы имеем один из первых разрезов на Кавказе, который охватывает весь голоцен (за исключением перерыва 4200-2200 лет назад). Это подтверждается возрастной моделью на основе 14 датировок, полученных радиоуглеродным методом, при этом, основная часть датировок приходится на последние 2000 лет.

### 4.3.3 Содержание органического вещества

Для определения точного содержания органического углерода в керне озера Каракель был произведен анализ осадка на массовые потери при прокаливании в Лаборатории эволюционной географии ИГРАН (керн 2014 года) и в Лаборатории экспериментальной и динамической геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (керн 2010 года). Нагревание образцов производилось с использованием муфельной печи при температуре 550°C. Исходя из стратиграфических особенностей керна, анализ был проведен с шагом 1 см в диапазоне глубин 0-60 см, с шагом 2 см в диапазоне 60-140 см и с шагом 4 см в диапазоне 120-203 см. Впоследствии результаты были объединены согласно построенному мастер-керну.

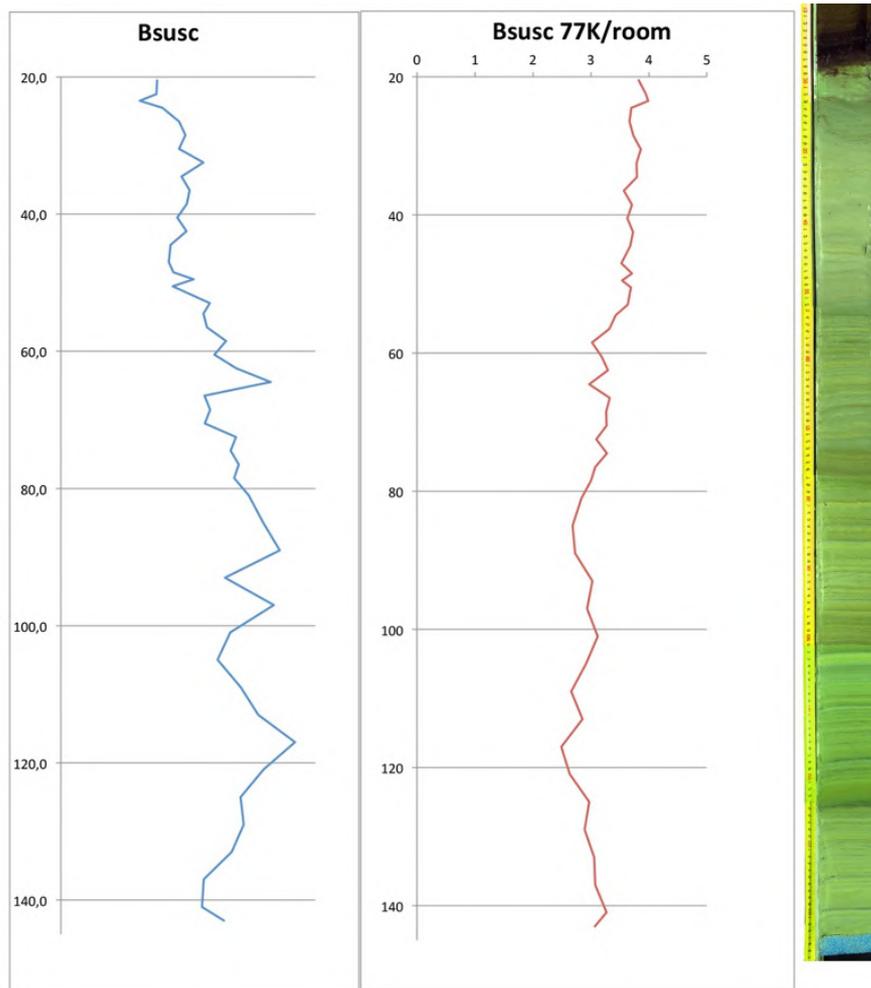


*Рис. 35. Результаты анализа на потери при прокаливании для керна озера Каракель*

На приведенном графике (рис. 35) отчетливо заметна дифференциация содержания органического углерода в соответствии с литостратиграфическими горизонтами. Очевидно, что верхний горизонт А (и переходный В) в диапазоне глубин 0-80 см принципиально отличаются по содержанию органического вещества от нижнего (С) в диапазоне 80-200 см. В верхней части керна содержание органического углерода в среднем находится в районе 30-50%, доходя на глубине 51-52 см до максимума в 81%. Характерным является резкое снижение содержания органического углерода на глубине 19-21 см (до 11%) – этот участок в керне соответствует характерному белесому прослою, который отмечен резкими пиками концентраций терригенных элементов (см. далее). Менее значительное (до 35%) снижение на глубине 57-58 см соответствует еще одному подобному прослою. При этом для нижнего горизонта С, представленного слоистыми бежевыми глинами, содержание органического углерода ожидаемо невысоко; оно лежит в пределах 2-4% на всем диапазоне глубин 80-200 см. Таким образом можно выделить две принципиально разные обстановки накопления осадка: равномерное поступление в озеро терригенного материала (горизонт С) и формирование органического сапропеля (горизонт А). О возможных причинах различий см. раздел «К вопросу о происхождении озера Каракель».

#### 4.3.4 Магнитные свойства осадка

Анализ магнитной восприимчивости осадка был проведен на образцах горизонта С (глубина 80-200 см) с шагом 2 см в диапазоне 80-140 см и с шагом 4 см в диапазоне 140-200 см (всего 50 образцов) в седиментологической лаборатории Университета г. Берген (Норвегия). Дискретно отобранные образцы помещались в пластиковые кубические бюксы ( $6,4 \text{ см}^3$ ) для определения массовой магнитной восприимчивости ( $\chi_{\text{Bulk}}$ ). Магнитная восприимчивость измерялась дважды - при комнатной температуре (293 К) и

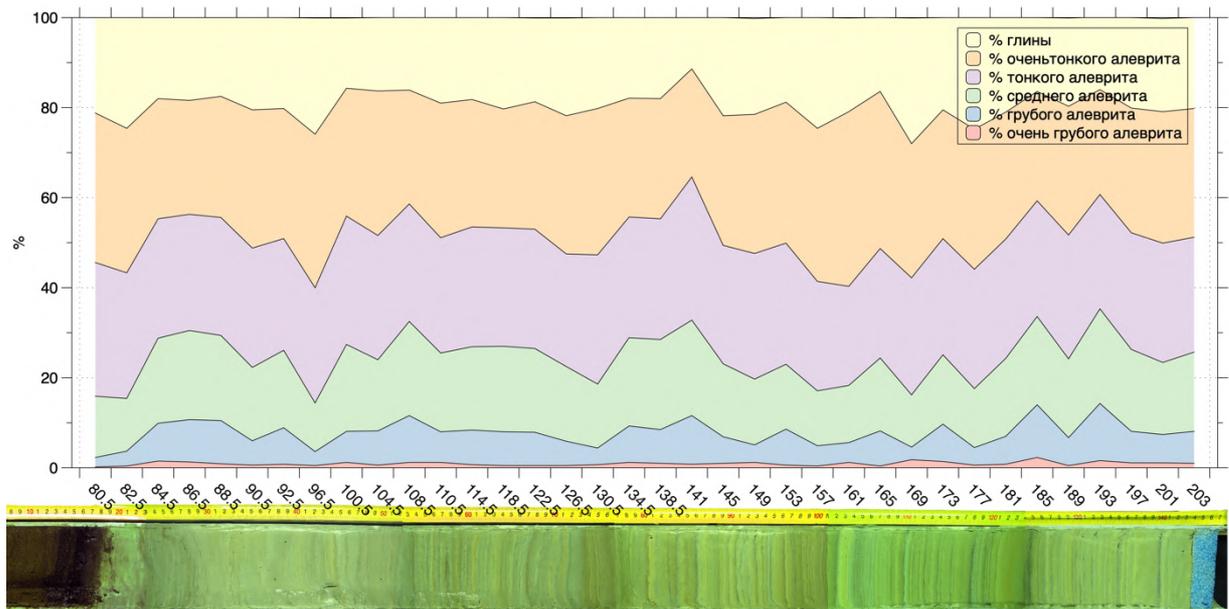


**Рис. 36.** Результаты анализов на определение магнитной восприимчивости осадка в нижней части озера Каракель. Синяя линия - массовая магнитная восприимчивость, измеренная при комнатной температуре; красная - соотношение величин, измеренных при температуре 77 К и комнатной температуре (293 К)

затем на образцах, охлажденных с помощью жидкого азота (77 К) – с помощью прибора KLY-2 Кэрра Бридж с чувствительностью  $4 \times 10^8 \text{SI}$ . Поскольку величины магнитной восприимчивости обратно пропорциональны температуре среды, при температуре 77 К они должны быть в 3,8 раза выше, чем при комнатной температуре (293 К), в таком случае соотношение двух величин будет отражать вариации магнитных свойств минералов в водосборе. В измеренных образцах озера Каракель вариации массовой магнитной восприимчивости невелики ( $6,2\text{-}18,4 \text{SI} \times 10^{-5}$ ), и соотношение 77 К/293 К колеблется незначительно, оставаясь в среднем равным 3,3.

#### 4.3.5 Гранулометрический анализ

Анализ размера частиц был проведен на образцах горизонта С (глубина 60-180 см) с шагом 2 см в диапазоне 60-80 см и с шагом 4 см в диапазоне 80-180 см (всего 36 образцов) в седиментологической лаборатории Университета г. Берген (Норвегия). Образцы были просеяны в сыром виде через просеиватель диаметром 125  $\mu\text{m}$ . Фракция с размером частиц, меньшим чем 125  $\mu\text{m}$  была использована для гранулометрического анализа спомощью рентгеновского анализатора Micromeritics Sedigraph 5100 с применением подающего устройства Mastertech 5.1. Результаты были статистически обработаны с помощью программного обеспечения GRADISTAT (Blott and Pye, 2001).



*Рис. 37. Результаты гранулометрического анализа для нижней части керна озера Каракель*

На рис. 37 приведено распределение процентного соотношения частиц разного размера от глины до очень грубого алеврита (Krumbein and Pettijohn, 1938). Заметно, что мелкие частицы доминируют и что на протяжении всего горизонта С соотношение частиц разного размера колеблется незначительно. Помимо собственно размера частиц программа GRADISTAT позволяет рассчитывать статистические параметры распределения величин для гранулометрического анализа: сортировку, асимметрию, эксцесс. На рис. 44 приведены величины каждого из трех параметров для 36 исследованных образцов.

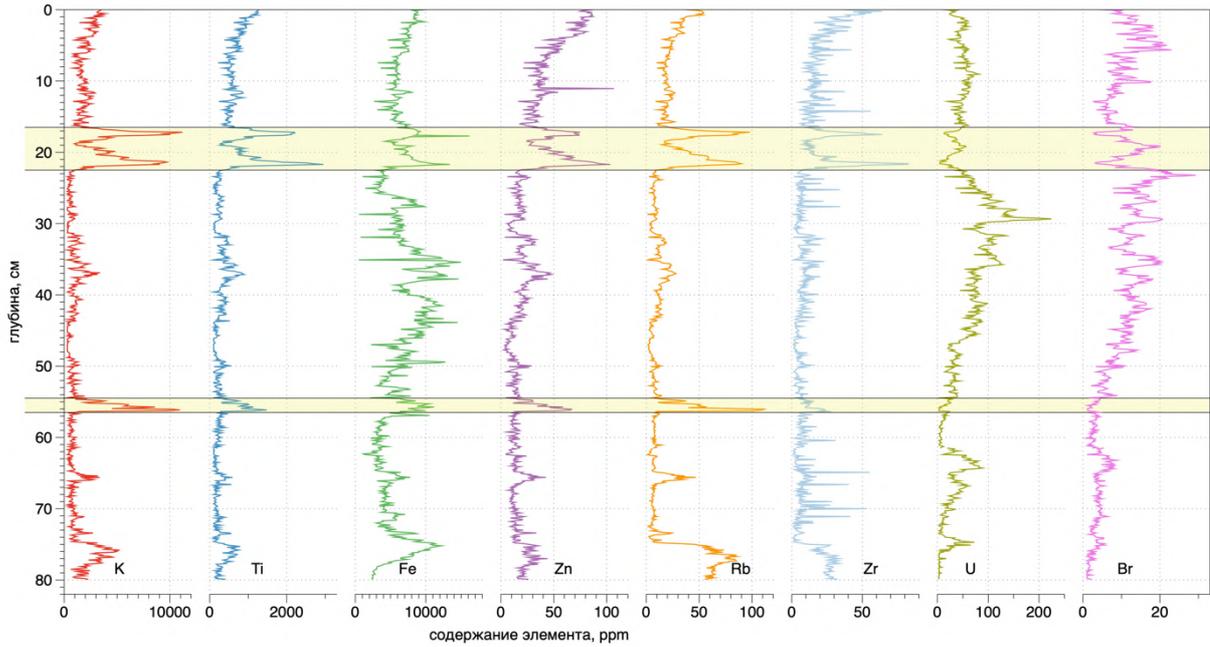
#### 4.3.6 Геохимический анализ

Определение элементного состава осадка озера Каракель было проведено в несколько этапов для верхней (горизонты А и В) и нижней (горизонт С) частей керна с высоким и низким разрешением соответственно.

Определение элементного состава керна 2010 года (LKarPC10-1) было проведено с помощью сканирующего рентгенофлуоресцентного анализа на пучках синхротронного излучения (РФА-СИ) в Сибирском центре синхротронного излучения (ИЯФ СО РАН, Новосибирск). Для измерений путем литофильной сушки и насыщения эпоксидной смолой были изготовлены твердые препараты, а из них – пластины размерами 170x15x2 мм по методике, описанной в (Дарьин и Ракшун, 2013а; Дарьин и Ракшун, 2013b). На энергиях возбуждения 12 и 20 кэВ были получены профилограммы распределения микроэлементов: К, Са, Тi, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Zn, Ga, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, U с пространственным разрешением 200 мкм (Соломина и др., 2013; Соломина и др., 2014).

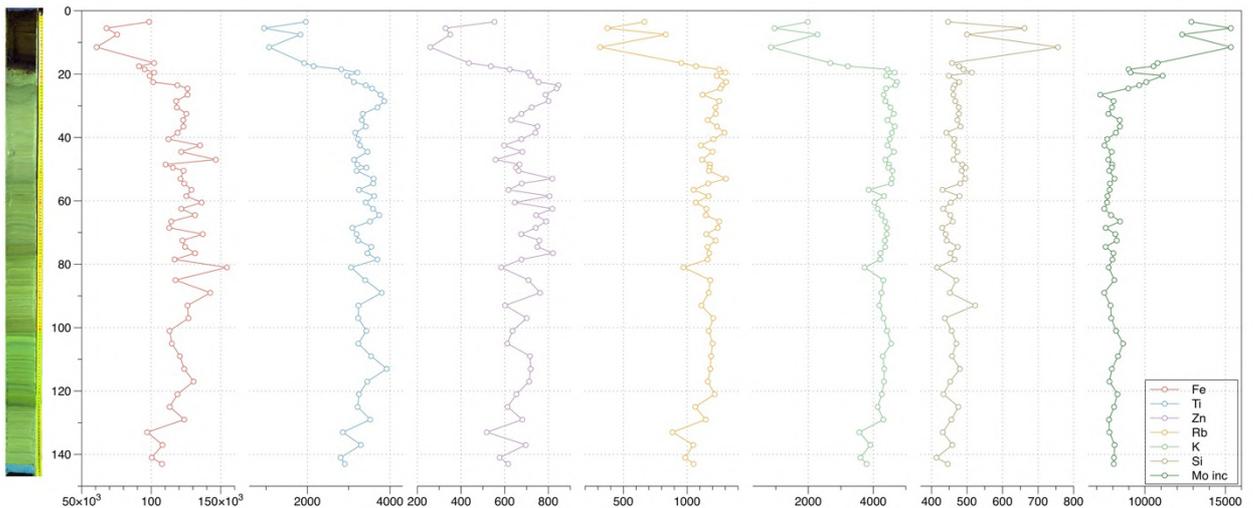
Определение элементного состава керна 2014 года (LKarPC14-2) было произведено на станции «Элементный анализ» ЦКП Сибирский центр синхротронного и терагерцового излучения. Использовался монохроматичный пучок синхротронного излучения с энергией 21 кэВ. Одновременно определялись содержания 25 породообразующих и микроэлементов: Cl, S, K, Са, Тi, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Мо – по К сериям, U и Th – по L сериям с пространственным разрешением 200 мкм (Александрин и др., 2019).

Впоследствии результаты РФА-анализа двух кернов были объединены согласно методике, описанной в разделе «создание мастер-керна». На рис. 38 представлены объединённые результаты элементного анализа методом РФА-СИ в диапазоне глубин 0-80 см. Желтым цветом показаны участки с пиковыми значениями терригенных элементов, соответствующие белым прослоям в керне.



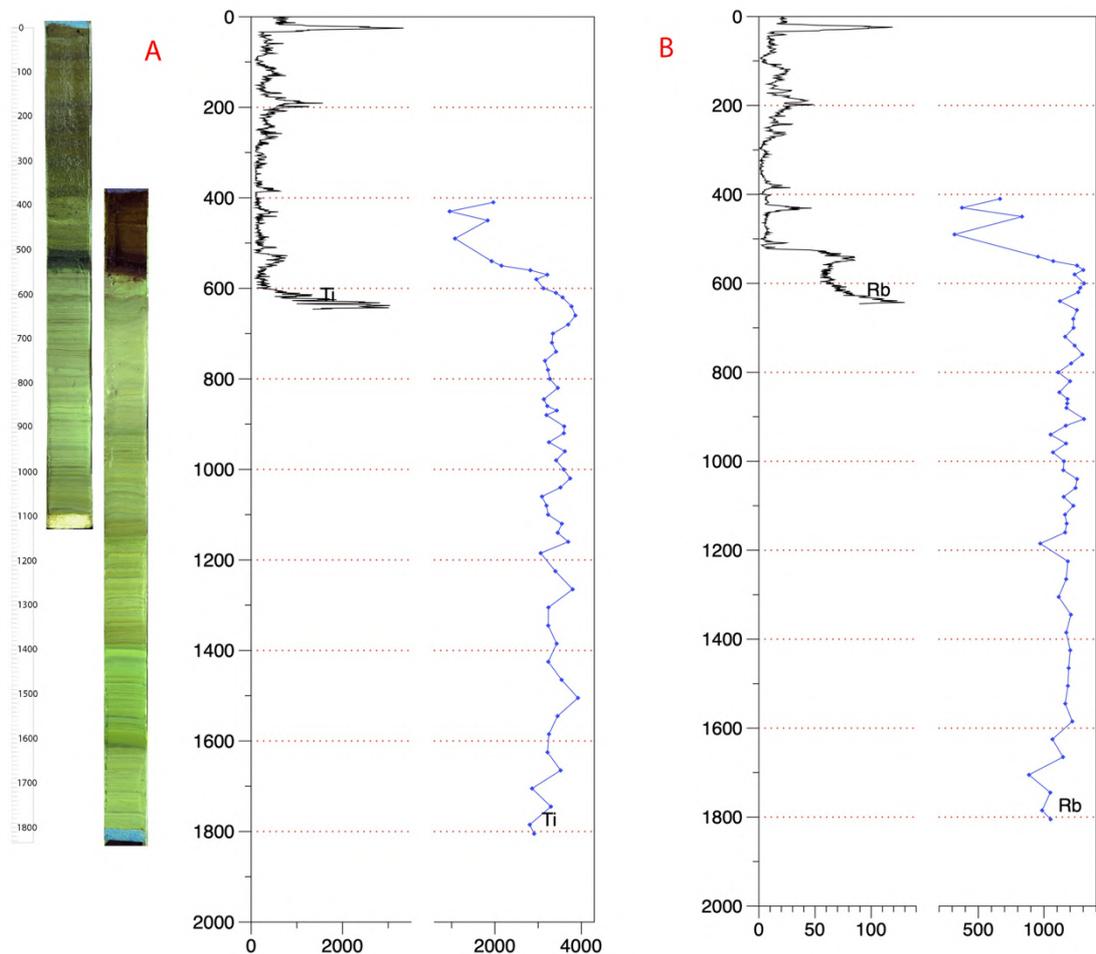
**Рис. 38.** Результаты геохимического анализа, проведенного методом РФА-СИ на верхней части керна озера Каракель.

Заметно, что концентрации терригенных элементов (К, Тi, Rb, Zn и других) обнаруживают отчетливо противофазный ход по отношению к концентрациям органогенных элементов Br и U. Эта противофазность становится еще более наглядной, если из кривых исключить участки, предположительно соответствующие одномоментным событиям (отмечены желтыми полосами).



**Рис. 39.** Результаты геохимического анализа, проведенного методом XRF (РФА) с помощью сканера ITRAX на нижней части керна озера Каракель в Университете г. Берген, Норвегия, совмещенные с фотографией соответствующего участка керна

Определение элементного состава нижнего горизонта С (LKarPC10-2) было проведено в седиментологической лаборатории Университета г. Берген (Норвегия) с помощью ядерного сканера ITRAX (Cox Analytical Systems). В связи с определенными административными процедурами, значительно усложняющими вывоз целого керна осадка за рубеж, сканирование проводилось на дискретных массовых (перемешанных) образцах со средним шагом 2 см в диапазоне 20-140 см и с шагом 4 см в диапазоне 140-200 см (всего 57 образцов). Образцы помещались в ячейки специального пластикового держателя (0,5 см в ширину) и сканировались с разрешением 500 мкм для определения концентраций следующих элементов: Si, Al, P, S, Cl, Ar, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Ba, Pb. Таким образом, на каждый из образцов приходилось до 20 измерений элементного состава, которые затем были осреднены.



**Рис. 40.** Сопоставление результатов геохимического анализа, проведенного методами XRF (Университет г. Берген, Норвегия) и РФА-СИ (Новосибирск) на примере кривых титана (А) и рубидия (В).

На рис. 39, показывающем ход кривых основных химических элементов для нижних 140 см керна озера Каракель, также отчетливо виден переход от сапропеля к серым глинам в диапазоне 80 см. Согласно результатам сканирования с помощью сканера ITRAX, концентрации всех основных химических элементов в горизонте С колеблются незначительно.

Благодаря тому, что рентгенофлуоресцентный анализ в верхней и нижней частях керна был сделан с использованием различных методик, появилась возможность сравнить соответствие результатов. Перекрытие порядка 25 см позволило сопоставить ход кривых отдельных элементов в керне, полученных в результате каждого из видов анализа. Несмотря на предельно различное разрешение сканирования – 100 мкм против 2 или 4 см, большинство общих для обоих методов элементов – Fe, Ti, K, Mn, Ni, Zn, Br, Cr – обнаруживают согласованный ход. На рис. 40 в качестве примера представлен ход кривых титана и рубидия. Подобное сопоставление косвенно подтверждает работоспособность каждого из методов. Насколько известно, до настоящего момента каждый из методов использовался лишь независимо.

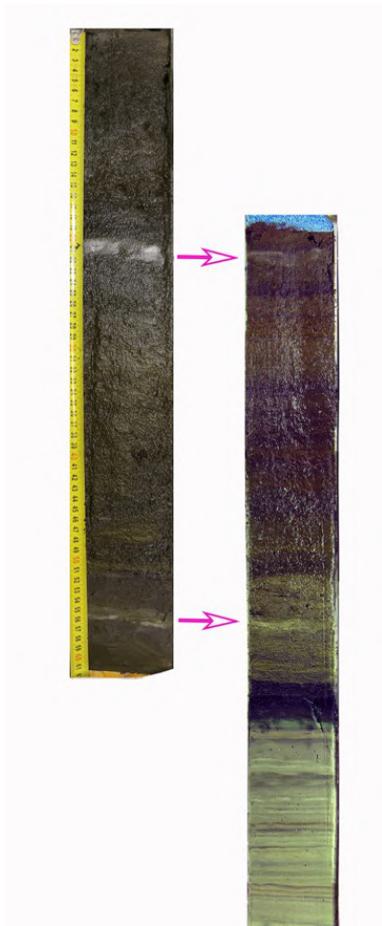
## **4.4 РЕЗУЛЬТАТЫ**

### **4.4.1 Построение мастер-кернa**

В 2014 году участниками полевой экспедиции Института географии РАН был получен новый керн донного осадка озера Каракель LKarPC14-2. Керн содержал лишь верхнюю органогенную часть осадка, однако бурение производилось без поршня, что предположительно позволило захватить наиболее близкие к границе вода-осадок слои осадка. Отбор образцов донных осадков с помощью поршневого озерного бура имеет свою специфику. В озерах среднего и нижнего высотных поясов, где высока роль собственной биопродуктивности в озере, современный осадок часто представлен слобоконсолидированным органогенным материалом. Самые верхние слои осадка могут находиться буквально в полужидком состоянии. В нашем случае ударное бурение без использования поршня позволяет набирать в пробоотборную трубку менее консолидированный осадок, который трубка с поршнем обычно проходит насквозь. Для того, чтобы поршень начал продвигаться в пробоотборной трубке, осадок должен быть

достаточно плотным. В случае, когда верхняя часть осадка находится в полужидком состоянии, возможны потери части керна.

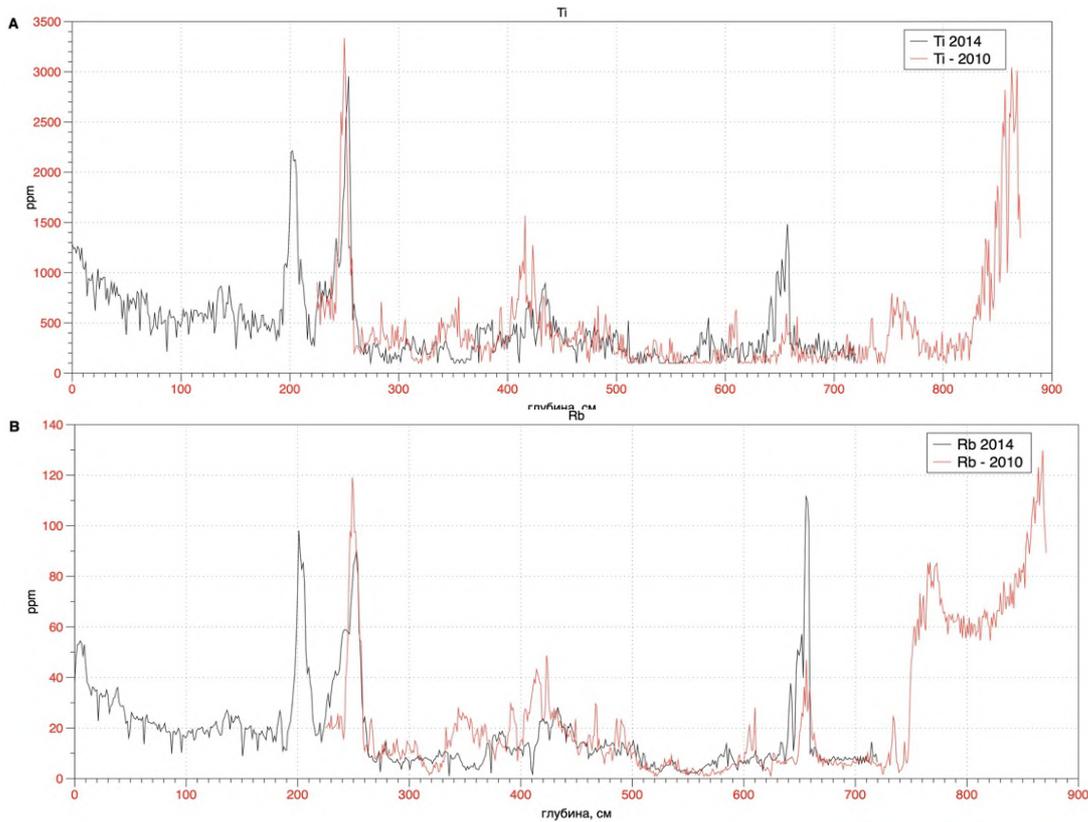
Изначальная работа над керном 2010-го года не предполагала значительных потерь верха, а ограниченное количество радиоуглеродных датировок не позволило точно установить это на первом этапе работы. Таким образом, хронология, описанная в (Соломина и др., 2014) опиралась на предположение о том, что верх керна датируется 2010 г. Впоследствии, новые датировки, полученные для верхней части керна 2010 года, поставили под сомнение существующую возрастную модель и послужили предпосылками к предположению о том, что верхняя часть керна 2010 года была потеряна в процессе отбора. Бурение 2014 года производилось без поршня, что снижало вероятность потери верхней слабо консолидированной части осадка.



*Рис. 41. Аномальные белые прослой, которые использовались для первоначального совмещения кернов 2010 и 2014 гг.*

Сравнение двух кернов показало, что на глубине 20-30 мм в керне 2010 года и на глубине 200-220 мм в керне 2014 года наблюдается характерный белесый линзовидный прослой явного аллохтонного происхождения (рис. 41).

Для прецизионного совмещения двух кернов и построения опорного разреза были использованы результаты сканирующего РФА-СИ, полученные для кернов 2010 и 2014 гг. Совмещение профилей сканирования показало явное совпадение маркирующих пиков для всех аналитических данных. В качестве примера на рис. 42 представлены профили титана (А) и рубидия (В) в совмещенном мастер-кернах осадков озера Каракель.



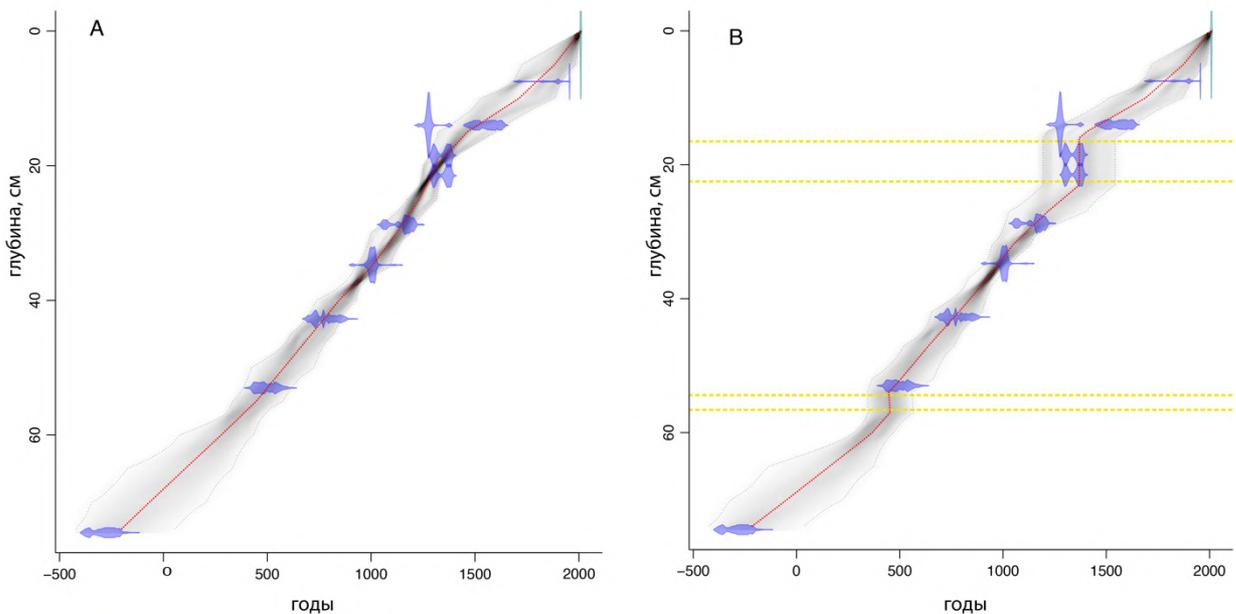
**Рис. 42.** Прецизионное совмещение кернов 2010 и 2014 гг. с помощью профилей элементов, полученных с помощью анализа РФА-СИ: А: титан; В: рубидий

Итоговое удлинение верхнего керна с коэффициентом 1,17 и сдвиг относительно нижнего на 225 мм позволили объединить оба керна в один опорный разрез. Изменение размеров верхнего керна связано с тем, что отбор проводился в разных точках озера, где линейные скорости осадконакопления немного различаются. При этом текстура и состав осадков в кернах совпадают, а их изменения отражают реакцию системы седиментации озера в целом на изменения параметров внешней среды.

В непрерывных осадочных стратиграфических летописях возможны проявления отдельных событий, нарушающих хронологию – образование так называемых турбидитных слоев. Их появление связано с массовым вбросом терригенного материала вследствие паводков, селей, землетрясений, сходов лавин и т.д. Образование турбидитного слоя

приводит к нарушению временной шкалы в осадочных разрезах и их необходимо исключить при построении возрастной модели осадконакопления. Как правило событийные (одномоментные) слои отличаются по структуре и составу от основной части керна. Также критерием турбидитного интервала может быть характер распределения материала внутри слоя.

Два ярко выраженных слоя в интервалах 160–230 и 545–565 мм отмечаются резко повышенным содержанием большинства элементов, характерных для терригенного материала (K, Ti, Rb, Y, Zr, Nb). С большой вероятностью эти интервалы связаны с событийными вбросами большого количества терригенного материала. На данный момент на основании анализа керна невозможно установить точную природу этих событий – речь может идти о селях, обвалах, оползнях или других процессах, однако на основании данных микро-РФА есть основания удалить два аномальных интервала из возрастной модели опорного разреза донных осадков оз. Каракель.



**Рис. 43.** Возрастная модель для верхней части мастер-керна озера Каракель (создана с помощью алгоритма *Vason* для среды *R*). *A*: распределение возраста по умолчанию; *B*: распределение возраста, при котором событийные слои (отмечены желтым) исключены из модели

Вторым фактором в пользу событийного (однократного) происхождения рассматриваемых интервалов служит совпадение оценок возраста для образцов, взятых с глубин 180 и 210 мм.  $^{14}\text{C}$ -возраст для обеих глубин дает одинаковую оценку 640 лет, что логично, если это был одно моментный вброс вещества одного состава.

На рис. 43 представлены два варианта возрастной модели для верхней части керна озера Каракель (с учетом датировок кернов 2010 и 2014 гг.) На (рис. 43 В) представлена модель в которой участки, отмечаемые по пикам терригенных элементов, приняты за одномоментные (отмечены желтым). Таким образом возрастная модель становится более точной, что позволяет более адекватно интерпретировать климатическую изменчивость на протяжении последних 2000 лет.

#### 4.4.2 Минимальный возраст Каракельской морены

Так называемая Каракельская морена вызывала интерес исследователей – Мушкетова (1896), Тушинского (1949), Ефремова (1984) – на протяжении долгого времени. Она представляет собой четко маркированный в рельефе вал, который в настоящее время окружает озеро Каракель с юго-западной, западной и северо-западной сторон, на высоте около 1320 м. Она маркирует следы обширного “тебердинского оледенения” с депрессией границы питания 1200-1300 м. В данный момент в верховьях долины Теберды находится в общей сложности 92 маленьких ледника общей площадью оледенения 56,5 км<sup>2</sup> (Ефремов, Ильичев, Панов, 2012). Г.К. 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 последний ледниковый максимум. Длина ледника во время каракельской стадии была 2100 м, а депрессия его границы питания – 800 м. Руководствуясь альпийской схемой истории оледенения, Г.К. Тушинский считал, что две морены в пределах пос. Теберда – следы двух отдельных оледенений, разделённых коротким теплым межледниковьем.

Согласно радиоуглеродной датировке, полученной в базальной части керна озера Каракель (11348-11063 калиброванных лет назад), минимальный возраст озера составляет около 11200 лет, то есть практически точно соответствует современной границе голоцена.

Итак, возраст осадка в озере Каракель – около 11200 лет – является минимально возможным возрастом Каракельской морены. Следует, однако помнить, что речь идет не о фактическом возрасте, а именно о минимальном. Недавние изыскания по определению абсолютного возраста моренных валов методом космогенных изотопов (<sup>10</sup>Be) на Кавказе, проведенные Винсентом Джомелли (Франция) совместно с сотрудниками Института географии РАН (Solomina et al., 2019), позволили сделать новые предположения. Согласно новым датировкам, одна из морен ледника Терскол в Приэльбрусье, удаленная от текущего положения языка на 2,5 км, имеет абсолютный возраст 11300 лет. Каракельская морена, при

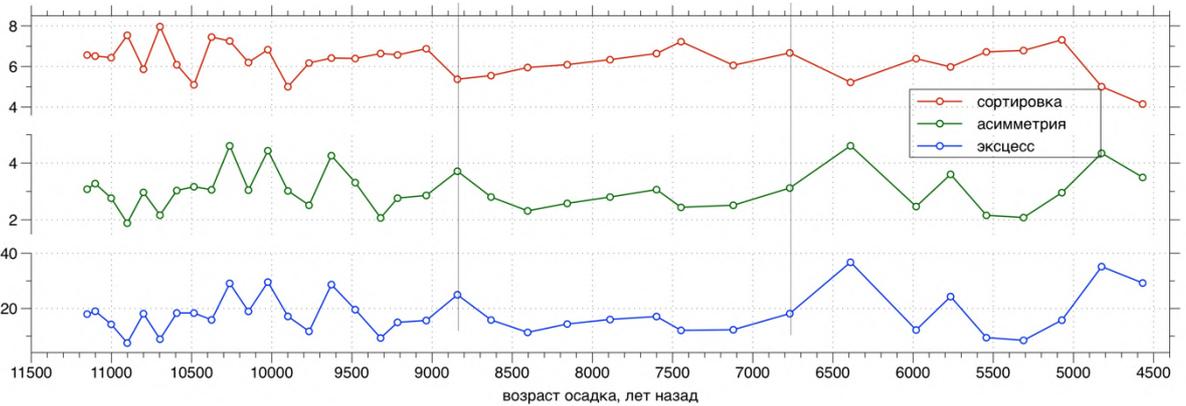
этом, удалена от текущего положения языков ледников в водосборе (Аманаузский, Алибекский, Белалакайский, Птыш и др.) на расстояние около 25 км. Очевидно, что высота границы питания ледников в близлежащих долинах должна опускаться более-менее синхронно, и морены одного возраста на таком разном удалении располагаться не могут. Это свидетельствует в пользу более древнего возраста каракельской морены, т.е. начиная с молодого дриаса (12700-11700 лет назад) (Dansgaard et al., 1989) до максимума последнего оледенения около 20 тысяч лет назад (Clark et al., 2009).

#### **4.4.3 Ледниковый сигнал в осадке озера Каракель ранне- и среднеголоценового возраста**

Вопрос активности ледников Кавказа в раннем и среднем голоцене остается актуальным как никогда. И если во многих других горных и приполярных районах общие закономерности наступаний и отступаний были обнаружены (Solomina et al., 2015), то для Кавказа данных по-прежнему недостаточно.

Первоначально нами были сделаны предположения о том, что вся минерогенная толща донного осадка в диапазоне глубин 80-200 см образовалась в непосредственной близости ледника к озеру и высоких скоростях осадконакопления (Соломина и др., 2013). Уточненная возрастная модель позволила во многом прояснить историю формирования осадка в озере. Согласно существующей модели, осадок в озере накапливался непрерывно в период 11200-4200 лет назад. Таким образом, прямых следов резкого сокращения ледников водосбора в раннем голоцене в донном осадке мы не наблюдаем.

Опыт предыдущих исследований (Arnaud et al., 2002; Bakke et al., 2005) позволил использовать статистические параметры гранулометрического анализа донного осадка двух озер – сортировку и математическое ожидание – для дешифрирования резких изменений в режиме поступления осадка в озеро. Так, для северной Норвегии периоды с аномальными высокими значениями сортировки, по словам авторов (Bakke et al., 2005), фиксируют эпизоды поступления в озеро материала, образовавшегося благодаря подтоплению речной долины вследствие подпруживания вод телом ледника. Это позволило в значительной степени уточнить реконструкцию высоты границы питания северной части ледника Фолгефонна.



**Рис. 44.** Параметры сортировки, асимметрии и эксцесса гранулометрического анализа для нижней части осадка озера Каракель

Гранулометрический анализ нижней части керна озера Каракель, отвечающей раннему и среднему голоцену, был сделан с невысоким разрешением, однако его результаты позволяют пролить свет на изменения в режиме поступления осадка в озеро в это время. Если собственно соотношение частиц разного размера – от мелкой глины до грубого алеврита – колеблется незначительно (рис. 38), то статистические параметры распределения параметров осадка – сортировка (а также математическое ожидание, обладающее практически идентичным ходом), асимметрия и эксцесс – при их нанесении на временную ось обнаруживают характерную закономерность (рис. 45). Период с 9000-8500 лет назад по 6500-7000 лет назад отмечается значительно меньшими колебаниями указанных параметров и в целом их низкими значениями. Как известно, гранулометрическая сортировка осадка в каждой данной точке области седиментации возрастает пропорционально длине пути, который прошел обломок до момента его осаждения (Страхов, 1962). Если обратить внимание на результаты геохимического анализа нижней части толщи осадка озера Каракель (рис. 39), становится заметно, что кривые концентраций терригенных элементов в период, 12000-4000 лет назад колеблются незначительно, не выявляя каких бы то ни было макро-закономерностей. Еще один важный аргумент в пользу незначительных вариаций источников поступления осадка – его магнитная восприимчивость. В случае с ранне- и среднеголоценовой частью керна озера Каракель вариации массовой магнитной восприимчивости невелики ( $6,2-18,4 \text{ SI} \times 10^{-5}$ ) и соотношение  $77 \text{ K}/293 \text{ K}$  колеблется незначительно, оставаясь в среднем равным 3,3 (рис. 36). Из описанного мы можем сделать вывод, что источник поступления осадка в озеро за указанный период не менялся, однако, по всей вероятности, менялись его интенсивность и количество. Таким образом, период с 9000-8500 лет назад по 6500-7000 лет, отмеченный

аномалиями сортировки и прочих параметров гранулометрического анализа, мы интерпретируем как вероятный период с возросшей ледниковой активностью.

Эти данные отчасти подтверждают данные Л.Р. Серебрянного, который выделял в долине Безенги наступания ледников в период 8300-6200 лет назад. Существуют явные свидетельства наступаний ледников Альп около 8200 лет назад, отдельные наступания меньшей амплитуды отмечены в Альпах в период 7700-6800 лет назад (Solomina et al., 2015). В целом в Альпах и, по всей видимости, на Кавказе наступания раннего и среднего голоцена имели меньшую амплитуду по сравнению с неогляциальными и наступаниями малого ледникового периода. Вопрос начала неогляциальных наступаний на Кавказе по-прежнему является дискуссионным.

#### **4.4.4 К вопросу о происхождении озера Каракель**

Первоначальный стратиграфический анализ керн донного осадка, полученного в озере Каракель в 2010 г. выявил наличие трех принципиально разных горизонтов в осадке, отличных по структуре даже визуально. О значительных различиях верхней (0-80 см) и нижней (80-200 см) частей керна уверенно говорят результаты анализа на массовые потери при прокаливании (содержание органического углерода) (рис. 35). Различия заметны также в магнитной восприимчивости осадка и его геохимических свойствах. При этом нижняя часть керна представлена светлым слоистым тонкодисперсным обедненным органикой материалом, характерным для отложений приледниковых озер, а верхняя – органогенной гиттией и сапропелем. Возрастная модель, построенная основе радиоуглеродных датировок, подтвердила перерыв в накоплении осадка в озере в период 4200-2200 лет назад, совпадающий с переходным горизонтом В.

Озеро Каракель находится в 300 м к востоку от русла реки Теберда в непосредственной черте поселка Теберда. Значительные участки к северу и югу от озера застроены, что затрудняет геоморфологическое описание района. С запада и юго-запада озеро окружено характерным валом – приподнятой субгоризонтальной поверхностью, поросшей спелым сосновым лесом, с отдельными валунами до 5-6 м в диаметре на поверхности. Отложения Каракельской морены вскрываются в отвесных бортах речной долины. К югу и северу от озера прослеживается долина с отдельными старицами – возможное пра-русло, через которое часть стока реки Теберда, вероятно, попадает в озеро при максимальном объеме стока. Пониженные участки заполнены флювиогляциальными мелкозернистыми светлыми песками. Каракель - реликтовое латеральное моренно-

запрудное озеро. С востока озеро примыкает к крутому коренному склону долины реки Теберда. По словам Ю.В. Ефремова (2003), размеры древнего озера (условно называемого Тебердинским), существовавшего выше Каракельской морены, составляли 9 км в длину и до 1,1 км в ширину.

На основании описанных фактов и результатов анализов донного осадка озера Каракель мы предполагаем, что в период с 11200 лет назад (минимальная дата начала осадконакопления в озере) по 4200 лет назад озеро Каракель получало прямой сток талых ледниковых вод из одного из боковых рукавов основного потока Теберды. Мы также предполагаем, что в период между 4200 и 2200, соответствующий перерыву в осадконакоплении в озере, имел место склоновый процесс или серия процессов – вероятно, обвал или оползень, изолировавший озеро от потоков талых ледниковых вод с юга и сформировавший поверхностный вал. Впоследствии, с возобновлением накопления осадка, озеро продолжило эволюцию в качестве реликтового латерального озера с резко возросшей биопродуктивностью, получая основной сток в виде смыва с прилегающих склонов.

Появлению этой гипотезы во многом способствовала датировка методом космогенных изотопов ( $^{10}\text{Be}$ ) одного из валунов, расположенных на поверхности вала (образец Т3 – см. рис. 45), которая была получена Винсентом Джомелли (французский Национальный центр научных исследований) в ходе совместных полевых работ с сотрудниками Института географии РАН в 2010 году. Возраст поверхности составил по разным подсчетам от 3190 до 3410 лет, что точно соответствует перерыву в осадконакоплении в озере, согласно нашей возрастной модели. Таким образом, мы можем предполагать, что обвал или иные склоновые процессы, изменившие режим поступления осадка в озеро, могли произойти около 4000 лет назад.

Для прояснения гипотезы формирования озера Каракель в ходе полевого сезона 2014 года были отобраны образцы поверхностного материала, относящиеся к трем типам поверхностей, окружающих озеро: образцы поверхностного вала к северо-западу от озера, образцы из конуса выноса ложбины к юго-востоку от озера и образцы моренного материала, вскрывающегося в речной долине к западу от озера (см рис. 45).



*Рис. 45. Участки отбора поверхностных образцов (синим цветом) и участок отбора образца для датировки методом космогенных изотопов (розовым цветом)*

Краткое петрографическое описание образцов обломочного материала (валуны) из отложений моренного вала (индекс образцов МВ, 5 образцов), конуса выноса (индекс образцов КВ, 4 образца) и поверхностного вала (индекс образцов ПВ, 2 образца) и заключение было выполнено А.А. Носовой (ИГЕМ РАН). Таблица, содержащая петрографические описания образцов, находится в Приложении 1.

Целью исследования было определение природы поверхностного вала: представляет ли он моренные (гляциальные) отложения, либо является останцем поверхностного обвала, т.е. сложен коллювием. В первом случае состав обломочного материала в поверхностном вале может значительно отличаться от пород, слагающих склоны долины р. Теберды вблизи озера, поскольку материал мог транспортироваться ледником и флювиогляциальными потоками из верхней части бассейна Теберды. Во втором случае обломочный материал должен быть близок по составу породам долины Теберды вблизи оз. Каракель.

Согласно государственной геологической карте масштаба 1:200000, лист К-37-VI (Приложение 2), долина верхнего течения р. Теберды вскрывает гранитоиды комплекса Главного Хребта и в меньшей степени парагнейсы макерской серии. Склоны долины р. Теберда вблизи озера Каракель сложены преимущественно плагиогранитами и

гранодиоритами белореченского комплекса гранитов Главного Хребта, в левом борту обнажаются также метаморфические породы макерской серии. Верховья р. Теберды сложены двуслюдяными гранитами уллукамского комплекса Главного Хребта и метаморфитами макерской серии.

Соответственно, в моренном материале мы можем ожидать присутствия гранитов уллукамского комплекса, тогда как в склоновом материале должны преобладать граниты белореченского комплекса.

Белореченские гранитоиды средне—или крупнозернистые, зачастую отчетливо огнейсованные. В них преобладает натровый полевой шпат - плагиоклаз, а калиевый (микроклин) или отсутствует, или содержится в незначительном количестве. По составу они варьируют от гранодиоритов—плагиогранитов до гранитов, реже до тоналитов. Порфировидные выделения представлены крупнотаблитчатым микроклин-пертитом, иногда приобретающим вид порфиробластов. Химический и минералогический состав гранитов варьирует в широких пределах. Наибольшие количественные вариации характерны для микроклина – от 11,3 до 30,0 %; биотита от 3,5 до 20,5 %; плагиоклаза – от 17,5 до 30,5 % и мусковита – от 2,8 до 10,0 %, акцессории представлены сфеном, апатитом, магнетитом. Характерны вторичные изменения магматических минералов - по плагиоклазу развиваются соссюрит и серцит, по биотиту – хлорит (Лаврищев и др., 2011; Потапенко, 2004).

Уллукамские граниты представлены однородными мелко-среднезернистыми разностями, по составу они как биотитовые, так и двуслюдяные обычно «свежего» облика. Минеральный состав гранитов довольно стабилен. Количественные вариации содержаний породообразующих минералов (%): плагиоклаз – от 38,2 до 45,6, микроклин – от 22,17 до 31,10, кварц – от 33,8 до 47,0, биотит – от 3,6 до 8,0 и мусковит – от 6,10 до 13,60. Акцессорные - циркон, апатит, рутил, монацит и ксенотим (Лаврищев и др., 2011; Потапенко, 2004)

Разрез ктитебердинского комплекса макерской серии довольно постоянен и представлен кварц-двуслюдяными, мусковит-андалузитовыми и мусковит-силлиманит-андалузитовыми с гранатом сланцами. Характерной особенностью пород комплекса является высокое содержание глинозема в кристаллосланцах (в среднем 18,40 %), что проявляется в изобилии встречающихся граната, андалузита, силлиманита и реже кордиерита (Лаврищев и др., 2011).

Обломочный материал из моренного вала (МВ) представлен среднезернистыми двуслюдяными микроклиновыми гранитами (3 образца) и гнейсами гранат-силлиманит-

кварц-биотит-КПШ-плагиоклазового состава (2 образца), см. Таблицу. Присутствие высоко-глиноземистых фаз (гранат, силлиманит и др.) в составе гнейсов может служить указанием на их принадлежность к породам макерской серии (ктитебердинский комплекс). Петрографический облик гранитов не позволяет достоверно отнести их к белореченскому или уллукамскому комплексам, однако отсутствие гнейсовидности, значительная доля микроклина позволяет осторожно предположить их принадлежность к уллукамскому комплексу.

Обломочный материал из конуса выноса (КВ) представлен плагиогранитом (1 образец), гранат-биотит-кварц-плагиоклазовым гнейсом, вероятно, по плагиогранитам (1 образец), а также микроклиновыми гранитами (2 образца), которые, в отличие от микроклиновых гранитов из моренного вала демонстрируют признаки порфиробластической структуры, см. Таблицу. Весьма вероятно, что все описанные породы принадлежат к белореченскому комплексу, наиболее вероятно это для плагиогранита и плагиогнейса.

Обломочный материал из поверхностного вала (ПВ) представлен кордиерит-силлиманитовым плагиогнейсом (1 образец), вероятно, макерской серии и биотитовым гранитом (1 образец) с небольшим количеством микроклина, вероятно, белореченского комплекса, см. Полное петрографическое описание образцов можно найти в Приложении 1.

Таким образом, учитывая, что изучена небольшая выборка обломочного материала, особенно из поверхностного вала и 2) отнесение породы к тому или иному комплексу, особенно гранитоидному, по петрографическим признакам является весьма условным, можно предположить, что в поверхностном вале скорее преобладает обломочный материал из склонового источника. Если это так, что желательно проверить на большем количестве обломочного материала и сравнении его с образцами пород из обнажений склонов долины, то это может служить указанием, что поверхностный вал представляет собой останец склонового обвала.

В результате мы можем констатировать, что комплексный анализ кернов донного осадка (включая радиоуглеродные датировки, построение возрастной модели, анализы на потери при прокаливании, гранулометрический и элементный состав) в сочетании с поверхностной датировкой методом космогенных изотопов и петрографическим анализом поверхностных образцов позволяют в значительной степени прояснить историю формирования и развития озера Каракель. В период с начала осадконакопления до 4200 лет

назад на месте нынешнего озера Каракель существовало удаленное питаемое ледниковым стоком озеро с обширным водосбором, включавшим ряд больших ледников. В период с 4200 по 2200 лет назад озеро не существовало, весь сток был транзитным. Начиная с 2200 лет назад на этом месте начинает формироваться озеро в его нынешнем виде – с ограниченным водосбором и преимущественно органогенным осадком, поставляемым в озеро за счет смыва со склонов.

#### **4.4.5 Палеоклиматическая интерпретация стратиграфических данных осадка оз. Каракель**

##### **Изученность климата голоцена на Западном и Центральном Кавказе**

В современных условиях интенсивных глобальных изменений климата детальные региональные палеоклиматические реконструкции обеспечивают фундамент, на котором строится общее понимание об изменчивости климата планеты в прошлом. Горная страна Кавказ – обширная территория с изменчивыми природными условиями, палеоклиматическая картина которой известна лишь фрагментарно.

Современные представления устанавливают нижнюю границу голоцена на уровне 11700 лет назад (до 2000 года) с максимальной ошибкой 99 лет (Cohen et al., 2013; Walker et al., 2009). При современном изучении палеоклимата голоцена часто принято отдельно рассматривать голоцен в целом и период, соответствующий последним двум тысячелетиям (Bradley, 2015; Solomina et al., 2015; Solomina et al., 2016a). Это логично, так как последние два тысячелетия, как правило, способны предоставить значительно больше источников палеоклиматической информации и большую детальность. Так, в целом для горных районов мира морены последнего тысячелетия значительно лучше хронологически закреплены, по сравнению с моренами более ранних голоценовых наступаний (Solomina et al., 2016a). Этому периоду также соответствует значительно больший объем палеоклиматических данных высокого разрешения на основе озерных осадков, ледниковых кернов, древесно-кольцевых серий и других палеоклиматических архивов. В настоящей работе мы придерживаемся этой логики и отдельно рассматриваем климат Кавказа в голоцене и на протяжении последних 2000 лет.

Как и практически во всех горных районах мира, современное оледенение Большого Кавказа подвержено интенсивному сокращению в течение последнего столетия.

Количество проведенных на Кавказе палеоклиматических исследований не так мало, однако история оледенения на Кавказе до настоящего момента крайне разрозненна и представлена по большей части дискретными свидетельствами отдельных явлений. Изученность климата голоцена и количество палеоклиматических свидетельств закономерно снижается при движении обратно во времени. Представления об истории оледенения и климата позднеледниковья и голоцена на Кавказе базируются в основном на геоморфологических описаниях морен и биостратиграфических данных. Начиная с конца 19 века целым рядом отечественных и зарубежных ученых был накоплен значительный массив дискретных данных по колебаниям ледников Кавказа (Тушинский, 1949; Турманина, 1971; 1979; Серебрянный и др., 1984; Володичева, Войтковский, 2004; Панов и др., 2008; Solomina et al., 2016b). Высокоразрешающие реконструкции летней температуры на основе дендрохронологических данных выполнены недавно и охватывают два-четыре столетия (Dolgorova, 2016; Долгова, Соломина, 2010). В работе (Martin-Benito et al., 2016) на основе дендрохронологических серий, отобранных на юге Грузии и северо-востоке Турции выполнена реконструкция количества летних осадков на Кавказе с 1752 года. Хронология колебаний ледников последнего тысячелетия основана преимущественно на результатах лихенометрического датирования (Бушуева, Соломина, 2012). Для последних 100-150 лет успешно используется картографический метод (Бушуева, 2013).

**Малый ледниковый период** – период глобального похолодания, последовавший за Средневековым климатическим оптимумом. Термин был впервые введен Франсуа Маттесом в 1939 году и изначально относился ко всему позднему голоцену (Matthes, 1939). Этот относительно длительный период, характеризовавшийся целым рядом наступаний и отступаний ледников, впоследствии стал называться неогляциалом, а за малым ледниковым периодом закрепилось наиболее недавнее похолодание. Вопрос временных рамок малого ледникового периода по-прежнему остается дискуссионным. Традиционно за МЛП принимают период с 16 по 19 вв., соответствовавший сильным наступаниям ледников Альп и общему похолоданию в Европе (Jones et al., 1993). Современная трактовка малого ледникового периода подразумевает не единый глобальный период похолоданий, а серию отдельных холодных событий, ассоциированных с наступаниями ледников, – не всегда синхронных и глобально выраженных. Так, Пятый Оценочный Доклад МГЭИК, устанавливает рамки МЛП с 1250 по 1850 гг. н.э. (IPCC AR5, 2013). Этой логике мы придерживаемся и в настоящей работе.

Прямые исторические свидетельства положений ледников Кавказа доступны с середины 19 века. Первые сведения предоставили ученые-путешественники Абих (1871),

Фрешфильд (Freshfield, 1869), Фавр (Favre, 1876), Динник (1890). Значительный вклад оказал геолог В.И. Мушкетов (1896). В дальнейшем объем свидетельств возрос благодаря военным топографам, гравюрам, фотографиям. В 20 веке целым рядом отечественных и зарубежных ученых был накоплен значительный массив дискретных данных по колебаниям ледников Кавказа (Тушинский, 1949; Турманина, 1971; 1979; Серебрянный и др., 1984; Володичева, Войтковский, 2004; Панов и др., 2008; Solomina et al., 2016b).

В работе И.С. Бушуевой (2013) с помощью современных картографических, гляциологических, биоиндикационных и радиометрических методов проведены реконструкции положения концов семи ледников (Алибек, Кашкаташ, Терскол, Уллукам, Безенги, Мижирги и Цей) для последних 150 лет. Отмечено устойчивое отступление ледников Кавказа на протяжении конца 19-20 вв. Длина ледников сократилась к настоящему времени на 12 – 34 %, площадь – на 3 - 33%, объем – на 4-38%. Выявлены черты сходства и различия в динамике оледенения Северного Кавказа с ледниками других районов умеренных широт, в частности, максимум последнего наступания в первой половине 19 в. (Бушуева, 2013). По данным П.И. Лурье и В.Д. Панова (2011) за период 1895-2000 гг. за счет отчленения притоков и распада крупных ледников общее число ледников Большого Кавказа увеличилось на 15%. В целом на Кавказе для последнего этапа малого ледникового периода выделяются наступания ледников 1830-1840-х и 1860-1880-х годов (Solomina et al., 2016b).

Палеоклиматические свидетельства старше 19 века гораздо менее очевидны. Е.А. Долговой выполнена реконструкция летней температуры на основе дендрохронологических данных, которая охватывает период 1596–2011 гг. (Dolgova, 2016). Это первая продолжительная высокоразрешающая (с годичным разрешением) температурная реконструкция для региона. Сравнение исторических данных с реконструкцией подтверждает холодные периоды в 1840-х и 1860-1880-х гг. Согласно реконструкции, период 1750-1770 гг. также отмечен как холодный.

Л.Р. Серебрянный и др. (1984) с помощью лихенометрического метода датировали ряд морен ледников Центрального Кавказа концом 18 – началом 19 веков. Контрольные точки для кривой роста *Rhizocarpon geographicum* на Кавказе представлены в работах: (Турманина, 1971; Золотарев и Сейнова, 1988; Серебрянный и др., 1984; Ефремов и Ильичев, 2007; Solomina et al., 2016b). Стоит, однако, помнить, что лихенометрия не всегда способна обеспечить адекватный возраст морен. На данный момент есть основания не доверять контрольным точкам с возрастом более 300 лет – в работе (Solomina et al., 2016b) показано, что в пределах 300 лет контрольные точки разного происхождения хорошо

согласуются, а на более длительный срок – известны попытки датирования с помощью лихенометрии морен возрастом 3500 лет (Серебрянный и др., 1984) – разброс контрольных точек слишком большой.

Также минимальный возраст морен Кавказа в течение последнего времени определялся дендрохронологическим метом. За последние 10-20 лет на моренных валах ледников Кавказа с целью датирования сотрудниками Института географии РАН пробурено более 300 деревьев (Соломина и др., 2012). Дендрохронология обеспечивает минимальный возраст поверхности – фактический возраст отличается на время колонизации, которое на Кавказе составляет от 10-20 лет и более (Solomina et al., 2016b).

В 18 веке на Кавказе могли иметь место наступания ледников, но меньшей амплитуды по сравнению с таковыми середины 19 века. 17 век на Кавказе, по всей видимости, в целом характеризовался холодной обстановкой. Это подтверждается продолжительным холодным периодом с 1630 по 1710 гг. в реконструкции летней температуры (Dolgorova, 2016), в целом соответствующим минимуму Маундера в солнечной активности (Shindell et al., 2001). Существуют свидетельства минимального возраста морен ледников в 17 веке (Большой Азау, Цей и др.), однако абсолютные датировки морен для этого периода практически отсутствуют (Серебрянный и др., 1984; Solomina et al., 2016b).

В целом период с начала 17 по середину 19 вв., по всей вероятности, можно считать единым холодным периодом – второй фазой малого ледникового периода на Кавказе. Основываясь на встречаемости ледниковых морен этого времени (Серебрянный и др., 1984; Золотарев и Сейнова, 1988), эту фазу может быть уместно разделить на две отдельных, разделенных более теплой обстановкой в конце 18 – начале 19 в.

Первая фаза малого ледникового периода на Кавказе, по всей вероятности, относится к 13-14 вв. Л.Р. Серебрянным (1984) и Е.А. Золотаревым и И.Б. Сейновой (1988) лихенометрическим методом датирован ряд морен ледников, Безенги, Мижирги, Башиль и др., относящихся к этому времени (диаметр лишайников 90-100 мм и более). Максимальная стадия наступания ледников на Кавказе за последнее тысячелетие вызывала особый у исследователей особый интерес - Л.Р. Серебрянный (1984) полагал, что наступания 13 века значительно превосходили по размаху наступания более поздних «исторических» стадий, в то время как по данным И.Б. Сейновой и Е.А. Золотарева (2001) морены 13 и 19 веков соседствуют. Самое старое дерево на морене ледника Большой Азау имеет датировку 1598 г. (Solomina et al., 2016b), что говорит о том, что максимум малого ледникового периода имел место до этого времени (здесь морена «ранее 1598 г.» и морена середины 19 в. также

соседствуют, что свидетельствует в пользу того, что наступания 13 в. незначительно превосходили наступания 19 в. по амплитуде).

**Средневековый оптимум - Архызский перерыв.** Г.К. Тушинский первым предложил так называемый «Архызский перерыв» в качестве перерыва в оледенении, предшествовавшего похолоданию малого ледникового периода на Кавказе (Тушинский, 1964; Тушинский и др., 1966). Предположение было основано на представлении о поселениях аланов на древних лавинных конусах выносов, что свидетельствовало в пользу теплого и сухого климата. Ряд других археологических свидетельств говорит в пользу более теплого климата на Кавказе в раннем средневековье по сравнению с современным (Турманина, 1979; 1988; Кузнецов, 1993). Результаты датирования погребенных почв в долинах Баксана и Теберды говорят об ослаблении склоновых процессов, лавинной активности, отступании ледников, и возможно, о потеплении и уменьшении осадков, которые вызывали процессы почвообразования 270–290, 340–440 и 1280–1440 л.н. (670–510, 1610–1510 и 1660–1680 гг. н.э.) (Соломина и др., 2015).

Продолжительность и интенсивность потепления средневекового оптимума на Кавказе по-прежнему вызывает у исследователей вопросы. Непрерывных реконструкций, которые бы захватывали последнюю тысячу лет и более и позволили бы очертить временные рамки Архызского перерыва пока сделано не было. Существовали точки зрения о начале теплого периода в 3-м (Тушинский, 1964), 5-м (Тушинский и др., 1966), 8-м (Турманина, 1979, 10-м (Кузнецов, 1993) веках н.э. Многие из этих выводов, однако, не закреплены абсолютными датировками.

Величина потепления в этот период также неочевидна. Встречается словосочетание «более теплый климат по сравнению с современным», однако численно это выражается редко. В пользу более сухого и теплого климата во время Архызского перерыва говорят результаты пыльцевого анализа В.И. Турманиной (1988), которая оценила превышение температуры в 1–2 °С относительно конца 20 в.

**Начало первого тысячелетия н.э.** в Европе связывают с Римским оптимумом (Wanner et al., 2008). Ряд свидетельств указывает на теплую обстановку и отступания ледников в Европе в период с 160 г. до н.э. по 210 г. н.э. (Ivy-Ochs et al., 2009). В позднеримское и раннесредневековое время отмечено множество наступаний альпийских ледников – в районе 500–600 гг. н.э. – в это время ледники могли достигать размеров, сравнимых с максимумом малого ледникового периода (Holzhauser et al., 2005). Следы

похолодания, отделяющее теплую обстановку римского времени от теплой обстановки Архызского перерыва на Кавказе пока неизвестны.

Для **раннего и среднего голоцена** количество палеоклиматических свидетельств значительно меньше. Абсолютные датировки морен голоценового возраста до недавнего времени практически отсутствовали. Е.М. Щербакова (1973) выделяла на Кавказе два самостоятельных оледенения около 12 и 9 тыс. лет назад, синхронные с двумя фазами трансгрессии Каспия. В качестве свидетельств положений ледников в прошлом выступают датировки ранне- и среднеголоценовых морен радиоуглеродным и лихенометрическим методами. Л.Р. Серебряный выделяет наступания ледников в долине Безенги в период между 10300-8500, между 8300-6200, около 5000-4500, около 2900-2800 и после 700-500 лет назад (калиброванный возраст) (Серебряный и др., 1984). В то же время, следует принимать во внимание, что датирование морен как с помощью радиоуглерода, так и с помощью лихенометрии не всегда способно обеспечить адекватный календарный возраст.

До недавнего времени абсолютные датировки морен ледников Кавказа практически отсутствовали. Новейшие результаты определения возраста морен с помощью **космогенного изотопа  $^{10}\text{Be}$** , которые проводились на пяти ледниках Кавказа Винсентом Джомелли (французский национальный центр научных исследований) совместно с сотрудниками Института географии РАН обеспечили новые данные (Solomina et al., 2019).

Метод датирования моренных валов с помощью космогенных радионуклидов, в частности  $^{10}\text{Be}$ , основанный на времени экспонирования поверхности по отношению к солнечным лучам, в последнее время стал одним из наиболее точных методов определения возраста положений ледников в прошлом (Ivy-Ochs and Kober, 2008; Beer et al., 2012).

Были получены датировки на следующих ледниках: Донгуз-Орун, Терскол, Ирик, Башкара, Кашкаташ, Шхельда. Наиболее древняя морена датируется границей голоцена:  $10900\pm 1100$  л.н. (ледник Терскол). Депрессия границы питания ледника Терскол относительно современного положения (рассчитанная как половина суммы высшей и низшей точек) для этого времени составляет 265 м. Далее следы наступаний отсутствуют почти до начала нашей эры (Ледник Терскол:  $2700\pm 400$  л.н.,  $2100\pm 50$  л.н.; ледник Ирик:  $1820\pm 200$  л.н.,  $1670\pm 200$  л.н.), когда ледники могли достичь максимума за средне- и позднеголоценовое время. Далее датируется наступание ледника Терскол  $700\pm 60$  л.н. (в районе 1250 г. н.э.), что, по всей видимости, соответствует первой фазе малого ледникового периода на Кавказе (Solomina et al., 2019). Депрессия границы питания ледника относительно современного положения для 13 в. и конца 19 веков (на основе данных И.

Бушуевой (2013)), составляет 240 и 255 м соответственно. Таким образом, данные датирования конечных морен методом космогенных изотопов подтверждают предположение о том, что похолодание 13 в. хоть и превосходило таковое 19 в., но все же незначительно.

Попыток создания голоценовых палеореконструкций на основе анализа донного осадка известно немного. Материалы по осадконакоплению в горных озерах не слишком обширны – вероятно, во многом из-за того, что технология бурения плотного минерогенного донного осадка получила развитие относительно недавно. При этом существует массив работ по анализу обнажений современных и древних озер и болот. Л.Р. Серебряный одним из первых предложил использовать отложения горных болот и озер на Кавказе в качестве индикаторов климатических изменений прошлого. Автором и коллегами было изучено 18 разрезов в пределах высотного пояса 1800-2300 м на Центральном Кавказе – в основном с помощью с порово-пыльцевого и диатомового анализов. Результаты были подкреплены значительным для того времени количеством датировок радиоуглеродным методом. Основное количество свидетельств относится ко второй половине голоцена, но среди описанных есть и разрезы, охватывающие весь голоцен. Основываясь на совокупности палеоботанических, геоморфологических и хронологических данных, Л.Р. Серебряный выделяет следующие холодные интервалы на Кавказе в раннем и среднем голоцене: 1) до 9500 лет назад; 2) 9500-8400 лет назад; 3) 7400-4800 лет назад; 4) около 2900 лет назад (калиброванный возраст) (Серебряный и др., 1984). Также по данным Л.Р. Серебряного, в атлантическом периоде, во время климатического оптимума голоцена, верхняя граница леса на Центральном Кавказе поднялась примерно на 300 м (Серебряный и др., 1984).

На основе спорово-пыльцевого анализа трёх торфяников (Дигорский, Верхнезгидский и Тарский) А.В. Князев, А.Б. Савинецкий и Н.А. Гей 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 (Князев и др., 1992).

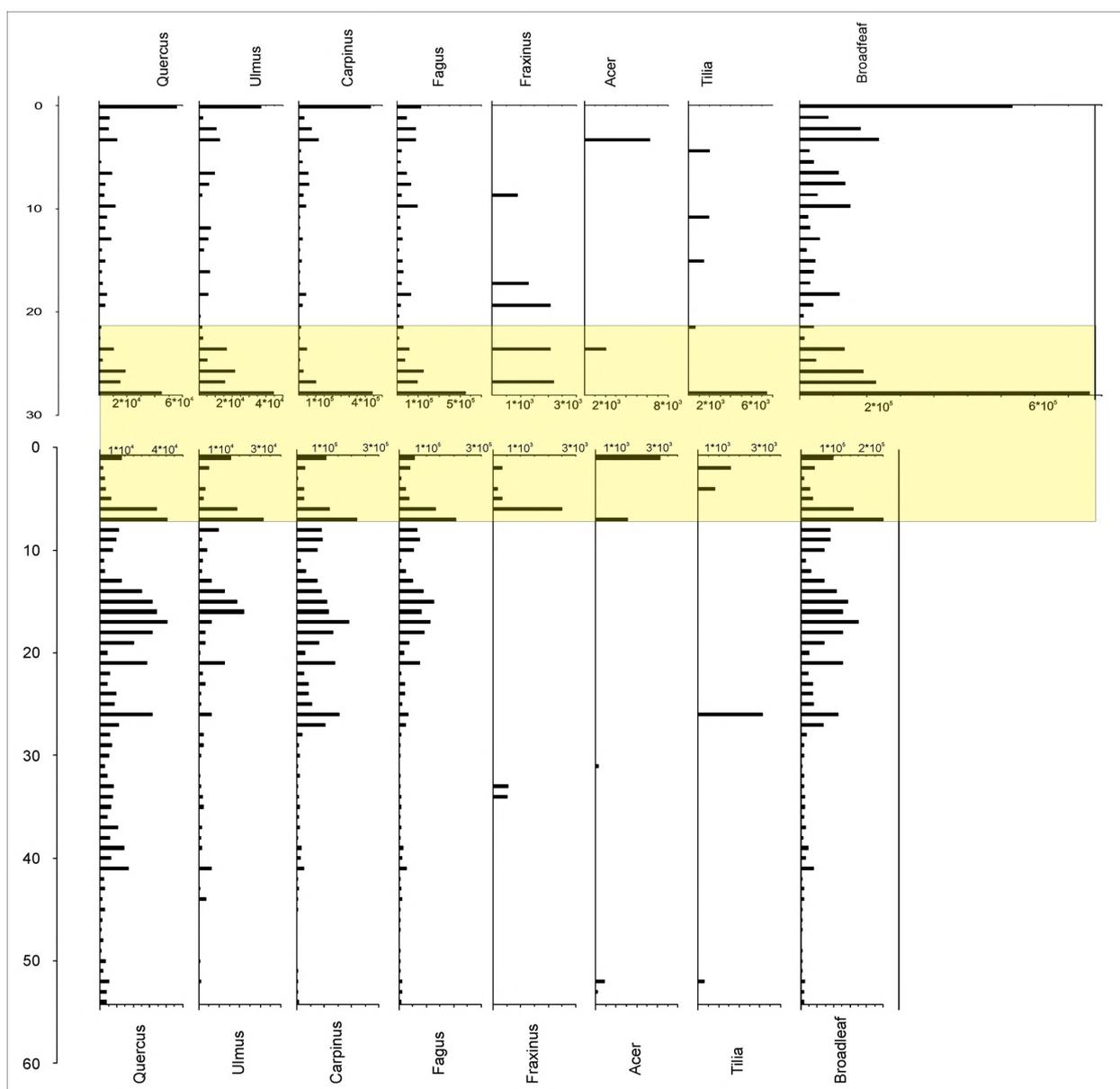
Е.В. Квавадзе и Ю.В. Ефремов провели обширную работу по палинологическому изучению озерных и озерно-болотных отложений на Кавказе. Были исследованы разрезы в районе Архыза (Kvavadze and Efremov, 1996), Луганское болото в верховьях реки Закан (Квавадзе и др., 1994), реки Безымянка (Kvavadze and Efremov, 1996), ряд озер в горах Абхазии (Квавадзе, Рухадзе, 1989), а также разрез в Лагодехи (Северо-восточная Грузия) (Квавадзе, Ефремов, 1991). Исследования 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. (Kvavadze and Efremov, 1996). По данным анализа Луганского болота (р. Закан, левый приток Большой Лабы), 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. (История озер..., 1995).

Для верхней части керна 2010 г. (0–54 см) осадков оз. Каракель А. Чепурной был выполнен **спорново-пыльцевой анализ** с разрешением в 1 см (Чепурная, 2014). Результаты этого традиционного для палеоклиматических реконструкций метода, были сопоставлены с результатами литолого-стратиграфических и геохимических методов (Соломина и др., 2014 г).

В целом для спорново-пыльцевой диаграммы верхней части керна озера Каракель характерно значительное колебание доли пыльцы древесных пород (AP) и, в особенности, широколиственных пород. Это, по всей вероятности, связано главным образом с улучшением условий обитания древесной растительности, к которому, вероятно, привело наступление более комфортных климатических условий – в частности увеличение тепло- и влагообеспеченности. В целом в разрезе Каракель основную массу пыльцы широколиственных пород составляет пыльца граба и бука, вклад остальных (вяз, клен, липа, грецкий орех и др.) существенно ниже. Граб и бук предпочитают достаточно увлажненные известковые, рыхлые и богатые почвы; не выносят заболоченных и кислых

почв. Бук плохо переносит засуху, чувствителен к резким переменам температуры, распространен в районах, где средняя зимняя температура не опускается ниже  $-5^{\circ}\text{C}$  (Чепурная, 2014).

В первой работе по детальному анализу керна, полученного в 2010 г. в озере Каракель (Соломина и др., 2014), были отмечены важные закономерности при сопоставлении геохимического и споро-пыльцевого анализов керна. В частности, отмечался согласованный ход содержания брома в осадке и концентрации пыльцы широколиственных растений. Подобное совпадение, по всей видимости, не является случайным, так как оба показателя могут быть связаны с теплообеспеченностью. Связь концентрации брома и пыльцы широколиственных пород в керне может также быть опосредованной через увлажнение и осадки. Пыльца широколиственных пород ранее использовалась как индикатор теплых обстановок на Кавказе (Серебрянный и др., 1984, Князев, Савинецкий, Гей, 1992, Павлова, Онипченко, 1992).

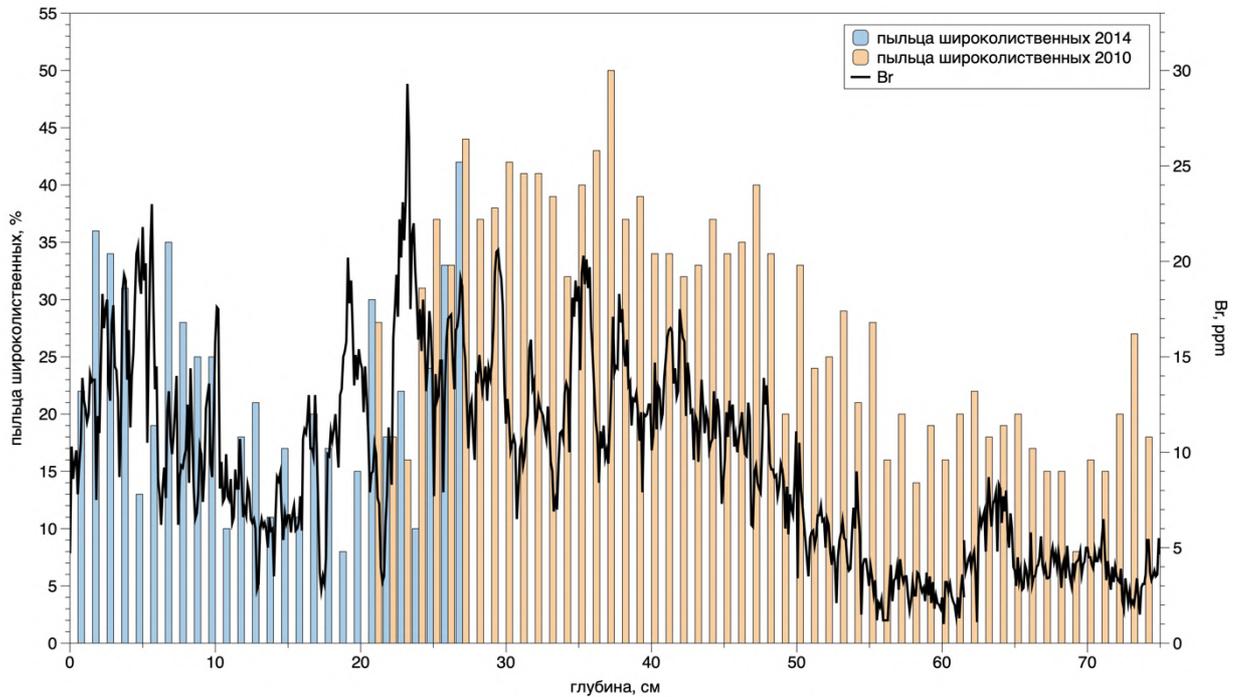


**Рис.46.** Результаты спорово-пыльцевого анализа для широколиственных видов ядер 2010 (низ) и 2014 (верх) годов. Желтым цветом показана область перекрытия.

Обновленная хронология, построенная на основании совмещения ядер 2010 и 2014 гг., заставила пересмотреть сделанные ранние выводы палеоклиматического характера. Был также проведен спорово-пыльцевой анализ для недостающей верхней части осадка на основе нового ядра 2014 г. Анализы были сделаны с перекрытием около 10 см (рис. 46), что подтвердило адекватное совмещение двух ядер, описанное в главе «Создание мастер-ядра».

Сопоставление хода концентрации пыли широколиственных пород на основании палинологического анализа, сделанного для ядер 2014 и 2010 гг., и кривой содержания брома в осадках озера Каракель (рис. 47) показывает достаточно хорошую, хотя и

качественную, сходимость этих двух показателей. Упомянутая выше закономерность сохранилась для обновленной хронологии: концентрация брома и пыльца широколиственных обнаруживают устойчивую положительную связь на протяжении всего верхнего горизонта осадка.



*Рис. 47. Кривая содержания брома и концентрация широколиственных по данным кернов 2010 и 2014 гг.*

### **Концентрация брома в осадке как палеоклиматический индикатор**

Бром образует сильные ковалентные связи с органическими молекулами и может быть использован в качестве индикатора вариаций органического вещества на территории водосбора и/или автохтонной биопродуктивности (Gilfedder et al., 2011). Эти показатели в свою очередь зависят от теплообеспеченности, что делает бром подходящим для создания реконструкций температурных обстановок прошлого (Davies et al. 2015). Концентрация брома также может быть связана с увлажнением, так как увеличение атмосферных осадков может способствовать увеличенному смыву органического вещества с поверхности водосбора (Chu et al., 2013; Alexandrin et al., 2018). На протяжении последних двух-трех десятилетий концентрация брома в осадке активно используется в качестве показателя, отражающего содержание органического вещества в морских осадках (Price et al., 1977; Narvey, 1980). Отмечается устойчивая связь концентрации брома и измеренного общего органического углерода (ТОС) в морских осадках (Mayer et al., 1981; Ziegler et al., 2008). Концентрация брома в пресноводных водоемах значительно ниже (Коновалов, 1959), и в

качестве палеоклиматического индикатора он стал использоваться относительно недавно. В работе (Леонова и др., 2011) исследован биогенный вклад в органическое вещество озерных осадков оз. Кирек (Западная Сибирь). Показано, что бром (вместе с фосфором и цинком) обеспечивает самые высокие значения биогенного вклада (до 95–53%).

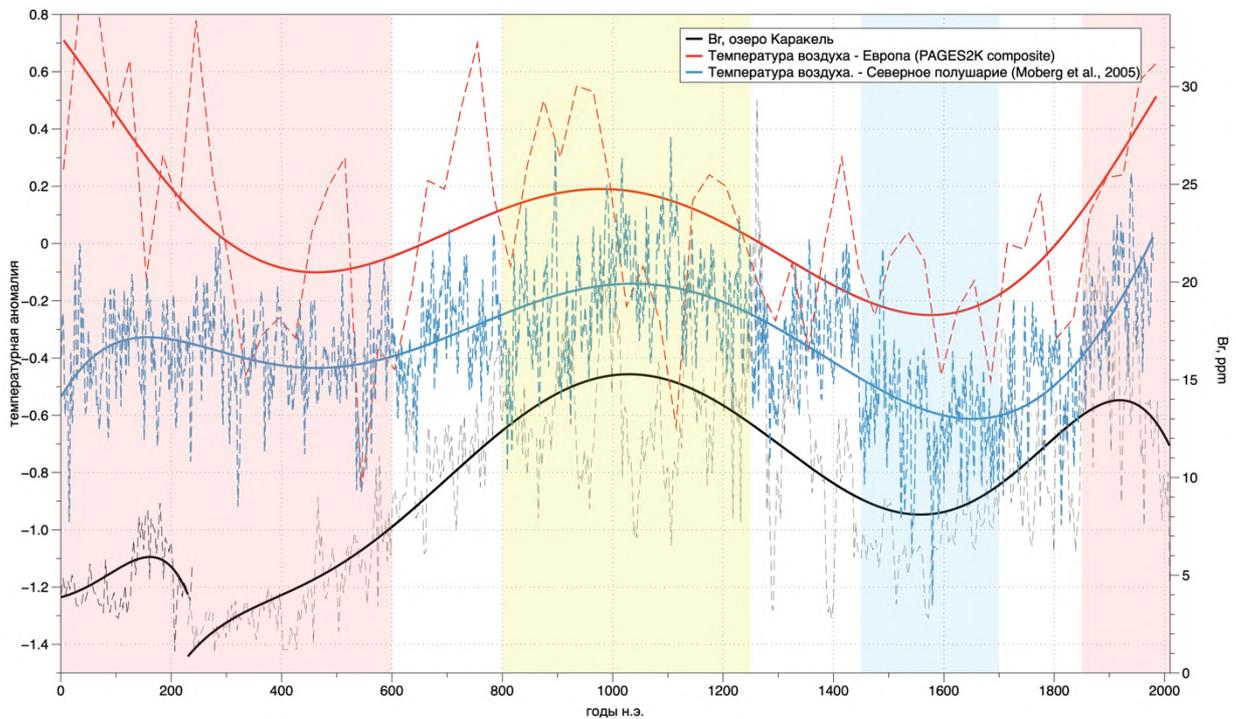
Современные недеструктивные аналитические методы, такие как микро-РФА и РФА-СИ, обеспечили определение концентрации брома в озерных осадках с большим разрешением, открыв путь к использованию брома для палеореконструкций высокого разрешения. В обзорах, посвященных последним достижениям в области применения микро-РФА в палеолимнологии (Davies et al., 2015; Croudace and Rothwell, 2015; Croudace et al., 2019) приведен ряд удачных примеров. В работе И.А. Калугина с осадком озера Телецкое (Алтай) показан практически параллельный ход кривых содержания брома в осадке (получен с помощью сканирующего анализа методом РФА-СИ) и измеренным общим объемом органического углерода (ТОС) (Kalugin et al., 2007). Также для обоих параметров отмечается высокая корреляция ( $r = 0,40-0,41$ ;  $p < 0.05$ ) со среднегодовой температурой воздуха. Также И.А. Калугиным были использованы аномалии концентрации брома в качестве индикаторов паводковых слоев в осадках Японского моря (Kalugin et al., 2015).

Таким образом, далее мы используем непрерывную кривую концентрации брома в осадке, полученную с высоким разрешением, в качестве индикатора изменений условий теплообеспеченности в регионе на протяжении последних 2000 лет. Подробная возрастная модель позволяет детально привязать кривую концентрации брома к шкале абсолютного возраста. В данном случае мы не можем численно выразить реконструированные температурные колебания, однако можем выделить региональные временные рамки явных климатических событий. Ни одной непрерывной кривой, отражающей колебания того или иного палеоклиматического параметра на подобный срок, для Кавказа пока создано не было.

С целью верификации того, что кривая концентрации брома в осадке озера Каракель действительно отражает региональные вариации теплообеспеченности далее мы сравниваем ее с известными **реконструкциями температуры**. Обилие палеоклиматических реконструкций высокого и низкого разрешения, основанных на различных палеоархивах и их комплексах (Mann et al., 2008; Moberg et al., 2005; проекты PAGES2K; IPCC 2013 и др.) позволяет с определенной степенью достоверности определить

временные рамки основных климатических событий в Европе и Северной Атлантике и сопоставить их с кавказским регионом.

Для выявления основных низкочастотных закономерностей на протяжении последних 2000 лет мы сравниваем кривую содержания брома в озере Каракель с реконструкциями температуры воздуха в Европе и северном полушарии. Каждая из реконструкций основана на ансамбле палеоданных разного генезиса и разрешения. На рис. 48. представлены данные концентрации брома, нанесенные на временную ось (среднее разрешение – 3,2 года), а также две композитные температурные реконструкции на 2000 лет: PAGES2K Composite (Emile-Geay et al., 2017) – с 30-летним разрешением и Северного полушария (Moberg et al., 2005) – с годичным разрешением. Все три ряда данных также сглажены низкочастотным фильтром – полиномиальным сплайном (жирные линии).



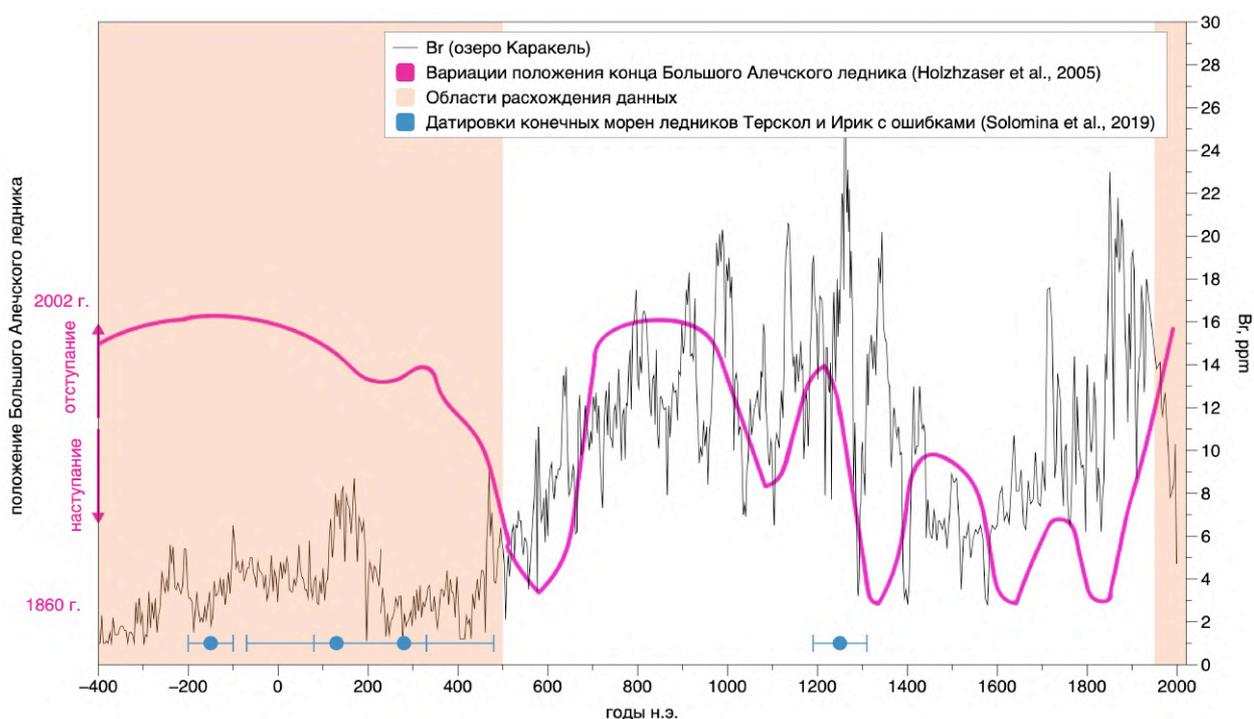
**Рис. 48.** Сравнение кривой содержания брома в осадке озера Каракель и температурных реконструкций: температуры воздуха для Европы (проект PAGES2K - Emile-Geay et al., 2017) и Северного полушария (Moberg et al., 2005) и их сглаженных полиномиальным сплайном значений.

На рис. 48 заметно общее совпадение хода температурных реконструкций для Европы и Северного полушария. Наши данные по бромю в озере Каракель также в целом повторяют ход реконструкций температуры. Отмечаются согласованные периоды положительных аномалий температур в конце первого – начале второго тысячелетия, соответствующий

средневековому климатическому оптимуму, и отрицательных аномалий во второй половине второго тысячелетия, соответствующий малому ледниковому периоду (отмечены желтым и голубым фоном на рис. 48, соответственно). С другой стороны, также отмечаются периоды, для которых концентрация брома значительно различается с температурными реконструкциями – это первая половина первого тысячелетия, соответствующая римскому климатическому оптимуму, и современное потепление последнего столетия (отмечены розовым фоном на рис. 48).

Особый интерес вызывает сравнение данных по озеру Каракель с палеоклиматическими кривыми **альпийского региона**. Одно из замечательных следствий изученности Альп – наличие непрерывных кривых колебаний ледников для позднего голоцена. В работе (Holzhauser et al., 2005) воссозданы вариации длин ледников Большой Алечский, Горнер и Нижний Гриндельвальд за последние 3500 лет. Использован массив различных методов определения положения ледников – археологический, исторический, датирование погребенных почв радиоуглеродным методом, датирование погребенной древесины дендрохронологическим методом. Показано, что за указанный период все три ледника в целом испытывали синхронные колебания, которые также находятся в строгом соответствии с реконструированными уровнями озер в восточной Франции и Швейцарии (Holzhauser et al., 2005).

На рис. 49 мы приводим сравнение кривой брома в осадке озера Каракель с кривой колебания длины Большого Алечского ледника (наиболее длинного в Альпах, а, следовательно, наиболее репрезентативного с точки зрения долгопериодной изменчивости климата), так как ранее было показано существенное сходство климатических изменений последних столетий для этих двух районов (Solomina et al., 2016). Для последних полутора тысяч лет наблюдается явный согласованный ход двух рядов данных; особенно, если принять во внимание время отклика ледника, которое, по сообщению авторов (Holzhauser et al., 2005) может находиться в пределах 50-100 лет. Выделяется потепление в средневековое время (750-1200 гг.), соответствующее положению Большого Алечского ледника, близкому к современному (2002 г.), а также общий период похолодания 1300-1850 гг. Характерно, что одна из датировок конечных морен ледника Терскол в Приэльбрусье, полученных недавно с помощью космогенного изотопа  $^{10}\text{Be}$  (Solomina et al., 2019) имеет возраст  $1250 \pm 60$  г. н.э., то есть приблизительно соответствует первой стадии малого ледникового периода для кривой Большого Алечского ледника (нанесена голубым цветом на рис. 49).



**Рис. 49.** Сопоставление концентрации брома в осадке озера Каракель, кривой колебания размеров Большого Алетского ледника в Альпах (Holzhäuser et al., 2005) и датировок конечных морен ледников Терскол и Ирик на Кавказе (Solomina et al., 2019)

Отдельного внимания заслуживает наступление ледников **5-6 вв н.э.** (рис. 49), которое в Альпах, судя по всему, имело место повсеместно (Holzhäuser et al., 2005; Ivy-Ochs et al., 2009; Solomina et al., 2016a). В конце 6-го – начале 7-го вв. для альпийских ледников отмечена наибольшая депрессия высоты границы за первое тысячелетие (Holzhäuser et al., 2005; Le Roy et al., 2015). На Кавказе ряд датированных погребенных почв в долины р. Баксан группируется в районе 500-600 гг. н.э. (Соломина и др., 2015). Это может быть подтверждением холодного периода в это время, аналогичного альпийскому, однако это требует дополнительного уточнения.

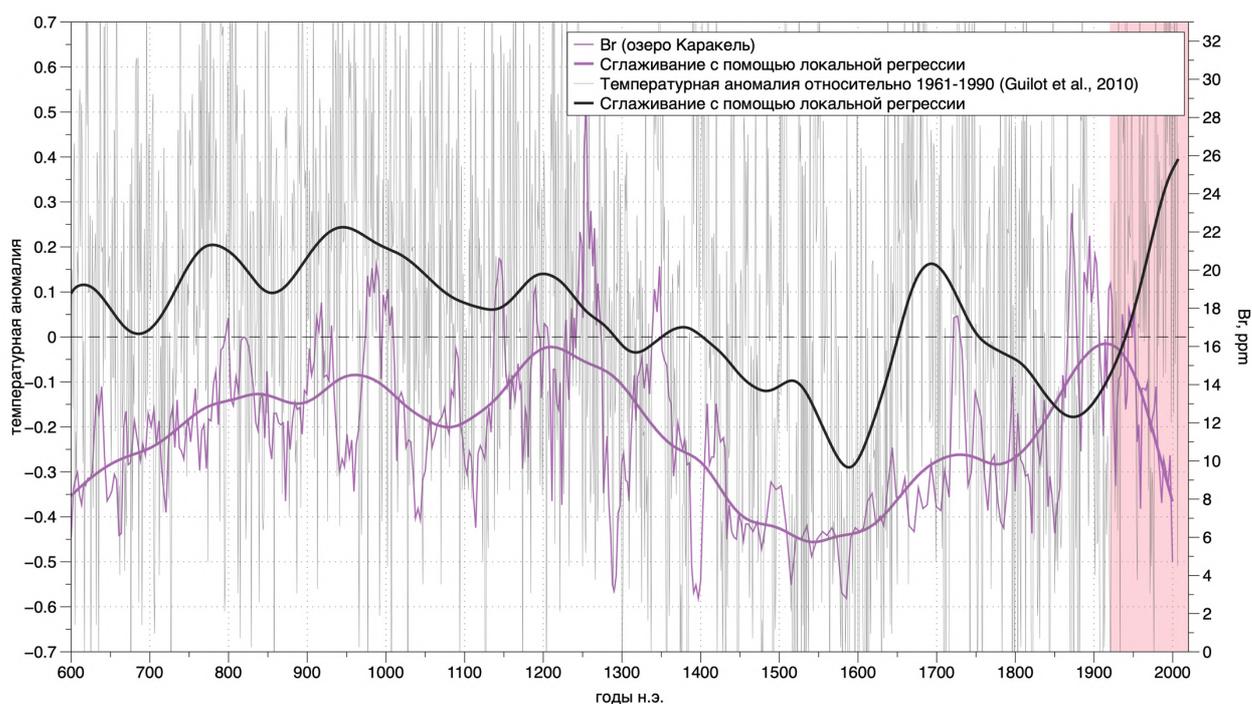
Для обоих рядов данных, так же, как и при сравнении с температурными реконструкциями для северного полушария и Европы, наблюдается явное расхождение начиная с 400 г до н.э. (начало хронологии по озеру Каракель) до приблизительно 500 г. н.э. В данных по озеру Каракель, которые, как мы полагаем, отражают региональные температурные обстановки, - кривой брома и содержания пыльцы широколиственных, при этом, весь этот период отмечен пониженными значениями. Между тем, начало первого тысячелетия нашей эры в Европе ознаменовано теплыми условиями, известными как **Римский климатический оптимум**, который мог длиться, по всей видимости, примерно до 400-450 гг. Есть свидетельства того, что отдельные ледники в Альпах в этот период

сокращались до положений конца 20 века (Holzhauser et al., 2005; Joerin et al., 2006). Далее следовал достаточно выраженный период похолодания. Это - период расхождения данных озера Каракель и европейский реконструкций отмечен на рис. 48 и рис. 49 цветным фоном. Причины подробного расхождения, с одной стороны, могут лежать в недостаточной точности данных анализа озерных осадков. Значения брома для этого периода действительно низки (2-6 ppm), однако согласованный ход кривой брома и пыльцы широколиственных свидетельствует в пользу устойчивого общего сигнала в осадке. Любопытно, что эти данные согласуются с новейшими данными датирования конечных морен отдельных ледников Кавказа методом космогенных изотопов. Согласно этим датировкам, выделяется одно или несколько наступаний в районе начала первого тысячелетия н.э. (Ледник Терскол:  $2700 \pm 400$  л.н.,  $2100 \pm 50$  л.н.; ледник Ирик:  $1820 \pm 200$  л.н.,  $1670 \pm 200$  л.н.) (Solomina et al., 2019), что соответствует времени Римского оптимума в Европе (возраст конечных морен ледников Терскол и Ирик с ошибками датирования нанесен голубым цветом на рис. 49). Таким образом, наши данные, согласно которым первая половина первого тысячелетия на Кавказе была значительно холоднее среднего за две тысячи лет, могут действительно отражать региональную климатическую специфику, но это предположение требует дополнительного изучения. На данный момент этот неочевидный в плане палеоклиматической интерпретации период для итоговых выводов мы не используем.

**20 век** также характеризуется несоответствием двух хронологий (отмечен красным фоном на рис. 48). Общеизвестен глобальный устойчивый рост температур на протяжении почти всего этого времени. Он хорошо воспроизводится дендрохронологической хронологией, но не хронологией на основе брома в осадке озера Каракель. Причина несоответствия может лежать в следующем. С конца 19 века началось антропогенное освоение Теберды (1868 г. – основание поселка, 1894-1903 гг. – строительство Военно-сухумской дороги, 1925 г. – основание первого санатория). По всей видимости, нарушение в климатическом сигнале брома вызвано антропогенным загрязнением на водосборе или на озере. В то же время, нарушенный сигнал может быть также обусловлен перемешиванием в верхней части осадка. Это затрудняет калибровку хронологий, построенных на основе свойств донного осадка, относительно довольно коротких рядов инструментальных метеонаблюдений на Кавказе.

Таким образом, мы можем считать кривую концентрации брома в осадке озера Каракель достоверной для **последних полутора тысяч лет** (исключая 20 в). Для этого

периода мы используем сравнение с реконструкцией температуры теплого периода (апрель-сентябрь), выполненную для Европы на последние 1400 лет в сетке размером  $5^\circ \times 5^\circ$  (для Кавказа использован квадрат  $42,5^\circ \text{с.ш.} \times 42,5^\circ \text{в.д.}$ ) на основе дендрохронологических, документальных и палинологических данных (Guilot et al., 2010). Сравнение двух хронологий и их сглаженных значений (рис. 50) обнаруживает явный согласованный ход. Более четкое совпадение кривой брома с реконструкцией температуры теплого периода логично, так как температура теплого периода в наибольшей степени связана с собственной биопродуктивностью в озере. Выделяется средневековый оптимум  $\approx 750\text{-}1250$  гг. н.э., а также холодная обстановка малого ледникового периода 1500-1880 гг. н.э. Следует отметить, что, согласно температурной реконструкции, похолодание 13 в. (первая стадия МЛП) менее выражено в Европе, а потепление в конце 17 – начале 18 вв., разделяющее первую и стадии МЛП, наоборот, значительно более заметно по сравнению с нашими данными по Кавказу.



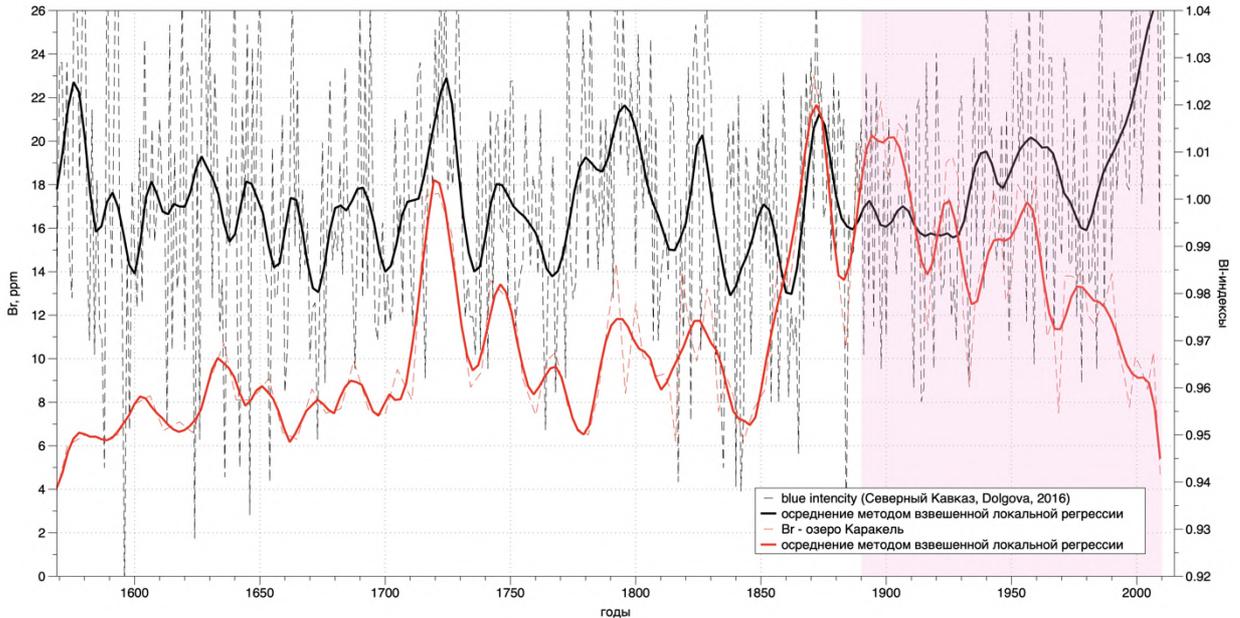
**Рис. 50.** Сопоставление концентрации брома в осадке озера Каракель и реконструкции температуры теплого периода (апрель-сентябрь) Европы ( $42,5^\circ \text{с.ш.} \times 42,5^\circ \text{в.д.}$ ) (Guilot et al., 2010).

Длительность **средневекового оптимума** на Кавказе (Архызского перерыва в оледенении) разными исследователями (Г.К. Тушинским, В.И. Турманиной, Л.Р. Серебрянным) оценивалась по-разному и в целом укладывалась в диапазон от 6 вв. до 12

вв. Следует также помнить, что данные предыдущих исследований как правило дискретны и часто недостаточно точно хронологически закреплены. Ни одной непрерывной количественной палеоклиматической реконструкции такой длительности для региона пока сделано не было. Результаты настоящего исследования для этого периода в целом уверенно согласуются с реконструкциями температуры Европы и Северного полушария (рис. 48 и 50) и ложатся в контекст предыдущих исследований.

Согласно данным концентрации брома в осадке озера Каракель, наибольшие по амплитуде похолодания на протяжении последних полутора тысяч лет могли иметь место в конце 13 в., конце 14 в., в 16 – начале 17 вв. и во второй половине 18 – первой половине 19 вв. Первые два, по всей видимости, составляют первую фазу **малого ледникового периода** на Кавказе. Это в целом соответствует представлениям Л.Р. Серебрянного (1984) и Е.А. Золотарева и И.Б. Сейновой (1988), а также биостратиграфическим данным анализа озер Западного Кавказа (Kvavadze and Efremov, 1996). Также в пользу холодной обстановки в это время говорит датировка конечной морены ледника Терскोल, полученная с помощью космогенного изотопа  $^{10}\text{Be}$ . ( $1250\pm 50$  г.)

Для выявления способности кривой концентрации брома в осадке озера Каракель регистрировать короткопериодную изменчивость мы сравниваем наши данные с дендрохронологической реконструкцией температуры воздуха на Кавказе, выполненной по оптической плотности древесины сосны (“blue intensity” – BI) за период 1569-2011 гг. (Dolgova, 2016) (рис. 51). Это единственная известная температурная реконструкция для Кавказа протяженностью в несколько столетий. В работе Е.А. Долговой показана высокая корреляция ( $r=0.74$ ;  $p<0.05$ ) показателя BI и температуры летнего сезона (июнь-сентябрь), зарегистрированной на метеостанции Клухорский перевал на период 1951-2011. Кроме того, реконструкция на основе параметра BI для Северного Кавказа показала уверенное сходство в долгопериодной изменчивости температуры летнего теплого периода на протяжении всего реконструированного участка по сравнению с подобными реконструкциями для Европы.

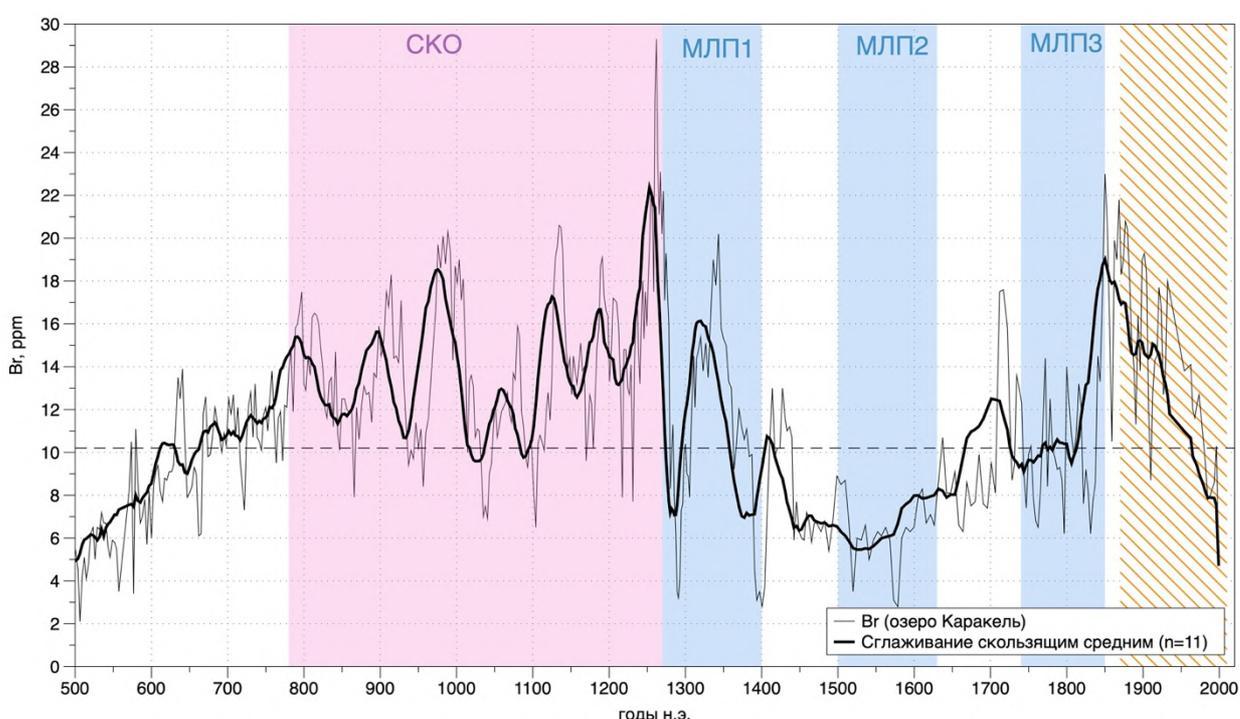


**Рис. 51.** Сравнение кривой концентрации брома с температурной реконструкцией на основе плотности древесины (Dolgova, 2016)

Несмотря на то, что хронология концентрации брома в осадке озера Каракель построена на основе радиоуглеродной возрастной модели, а, следовательно, климатические события имеют некоторую подвижность по временной оси (в рамках доверительного интервала возраста для каждой из дат), основные тенденции декадного масштаба убедительно повторяются в обоих рядах. Особенно заметно совпадение для потеплений в районе 1730-х и 1870-х гг., а также в конце 18 века и 1830-х годах. Продолжительный холодный период на Кавказе в 16-17 вв. следует считать второй фазой малого ледникового периода на Кавказе. Это время в целом соответствует минимуму Маундера в солнечной активности (Shindell et al., 2001). Минимумы в обеих хронологиях в значительной степени соотносятся с известными наступаниями ледников Кавказа в 18-19 вв. (Solomina et al., 2016b). На рис 51 также заметно, что изменчивость содержания брома имеет более выраженную сверхвековую изменчивость, в отличие от дендрохронологической реконструкции. Период начиная с середины 18 в. можно считать последней, третьей фазой малого ледникового периода на Кавказе, которая имеет уже значительно больше свидетельств, в том числе и исторических.

Ряд описанных закономерностей позволяет использовать кривую концентрации брома в озере Каракель в качестве индикатора вариаций теплообеспеченности на Кавказе за последние 1500 лет. В качестве основы для итоговых заключений мы используем кривую

концентрации брома и ее сглаженные скользящим средним ( $n=11$ ) значений (рис. 52). Согласно нашим данным, **средневековый оптимум** (называемый также Архызским перерывом в оледенении) наблюдался на Кавказе с конца 8 века ( $\approx 770$  г.) до середины 12 века ( $\approx 1250$  г.). В этот период температура воздуха, по всей видимости, могла подниматься до отметок, близких к современным. К сожалению, нарушенный сигнал в хронологии кривой брома на последние 100 лет (отмечен оранжевой штриховкой на рис. 52) не позволяет выразить это численно. Период с середины 13 века ( $\approx 1250$  г.) по конец 19 века (1880 г.) в целом отмечен как холодный. Эти даты можно считать границами **малого ледникового периода** на Кавказе. Внутри выделяются три явных стадии похолодания, разделенные короткими периодами потеплений: 1 стадия МЛП: ( $\approx 1250-1400$  гг.); 2 стадия МЛП: ( $\approx 1500-1630$  гг.); 3 стадия МЛП: ( $\approx 1750-1880$  гг.)



**Рис. 52.** Кривая концентрации брома как индикатор вариаций теплообеспеченности на Кавказе. Красным фоном показан теплый период — средневековый климатический оптимум; синим — холодный период — малый ледниковый период; оранжевой штриховкой — недостоверный период 20 века; прерывистая линия — среднее значение брома за 1500 лет.

Представленная кривая является первой непрерывной кривой вариации палеоклиматического параметра на Кавказе, охватывающей столь долгий срок. Дальнейшая работа потребует сравнения данных по бромю из разных озер Кавказа с целью создания объединенной хронологии, которая бы в наибольшей степени сглаживала локальные

явления. Также необходим поиск новых палеоклиматических индикаторов, полученных с высоким разрешением.

## 4.5 ВЫВОДЫ

1. Озеро Каракель (Западный Кавказ) является ценным и многосоставным палеоклиматическим архивом, способным регистрировать изменение условий среды на протяжении всего голоцена.
2. Использование сканирующего элементного анализа высокого разрешения в сочетании с радиоуглеродным методом датирования осадка позволили установить нехватку верхней части оригинального керна озера Каракель, прецизионное совмещение двух кернов, полученных в разные годы, и создание объединенного мастер-керна, который обеспечил данные высокого разрешения на последние 2000 лет.
3. Имеющиеся базальные датировки керна озера Каракель (около 11200 калиброванных лет назад) подтверждают соответствующий минимальный возраст Каракельской морены в долине реки Теберда. Морена, таким образом, минимально датируется началом голоцена, но, по последним косвенным данным ее возраст, по всей видимости, значительно больше.
4. Стратиграфический анализ керна донных осадков озера Каракель и возрастная модель, подкрепленная четырнадцатью датировками радиоуглеродным методом, установили различный режим в накоплении осадка в период 11,2-4,2 тыс. лет назад и с 2,2 по настоящее время и перерыв в осадконакоплении в период 4,2-2,2 тыс. лет назад. Петрографический анализ поверхностных образцов разного генезиса, отобранных в районе озера, подтверждает предположение о произошедшем в этот период катастрофическом склоновом явлении, которое, по всей видимости, изменило режим осадконакопления в озере.
5. Согласно данным гранулометрического и геохимического анализов нижней части керна озера Каракель, обнаруживающей признаки типичного ледникового питания, период с 9000-8500 лет назад по 6500-7000 характеризуется как вероятный период с возросшей ледниковой активностью в долине реки Теберда.
6. Согласованный ход содержания брома и концентрации пыльцы широколиственных в осадке озера Каракель свидетельствуют в пользу того, что донный осадок озера в

его текущем виде способен регистрировать изменения условий теплообеспеченности в регионе. Основываясь на сравнении концентрации брома в осадке озера Каракель с известными глобальными и региональными температурными реконструкциями, мы можем установить временные рамки основных климатических событий на Кавказе за последние 1500 лет (период 5-19 вв.) Согласно нашим данным, средневековый оптимум на Кавказе имел место в период  $\approx 770-1250$  гг. Малый ледниковый период – холодный период, который проходил в три отдельные, прерывавшиеся кратковременными потеплениями: стадии 1 стадия МЛП: ( $\approx 1250-1400$  гг.); 2 стадия МЛП: ( $\approx 1500-1630$  гг.); 3 стадия МЛП: ( $\approx 1750-1880$  гг.) Для более детального понимания палеоклимата Кавказа необходимо исследовать концентрацию брома в донном осадке других озер района. Показатель концентрации брома в донном осадке является перспективным индикатором и может быть использован для построения количественных палеореконструкций в будущем.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В условиях глобального роста температур детальное понимание климата недавнего прошлого становится все более актуальной задачей. Настоящая работа посвящена исследованию палеоклиматического потенциала озерных осадков – уникального природного архива, способного непрерывно регистрировать и хранить в течение длительного времени различные палеоклиматические данные. Работы, основанные на изучении свойств донного осадка озер, проводились по всему миру и позволили в значительной степени прояснить историю изменений климата и условий среды на планете.

Проведенные в рамках настоящей работы исследования во многом имеют методическую ценность. Ряд работ – от разработки сети объектов палеолимнологических исследований и отбора первых в истории упомянутых озер кернов донных осадков до применения комплекса аналитических методов и палеоклиматических интерпретаций – был проделан впервые. Это позволило сформировать понимание необходимых действий на каждом из этапов цепочки «озерный осадок – климат прошлого».

Западный и Центральный Кавказ – регион, на котором фокусируется настоящая работа, – отмечается недостаточной палеоклиматической изученностью. Непрерывные количественные реконструкции для региона единичны и охватывают относительно небольшие промежутки времени. В рамках палеолимнологических исследований Института географии РАН была исследована целая сеть озер Западного и Центрального Кавказа. Два из них – озера Каракель и Донгуз-Орун вошли в настоящую работу как наиболее разносторонние примеры применения метода.

Осадок озера Донгуз-Орун является примером работы с данными высокого разрешения и открывает дорогу к созданию количественных высокоразрешающих палеорекоstructions. Впервые на Кавказе обнаружены и подтверждены с помощью геохимического анализа высокого разрешения варвы, то есть годично-стратифицированные осадки приледниковых озер. Обнаружены статистически значимые связи между свойствами современного осадка озера Донгуз-Орун и температурой воздуха и количеством атмосферных осадков, а также локальными древесно-кольцевыми сериями.

Осадок озера Каракель охватывает практически весь голоцен, что обеспечило ряд важных и различных по своему характеру выводов. Построена подробная непрерывная кривая вариаций условий теплообеспеченности на Кавказе за последние 1500 лет. Это позволило уточнить временные рамки основных теплых и холодных периодов, таких как средневековый оптимум и малый ледниковый период, включая отдельные стадии. Выявлен

период вероятного усиления активности ледников Западного Кавказа в голоцене. Прояснена история формирования и накопления осадка в озере Каракель.

Все описанное указывает на то, что донный осадок озер Западного и Центрального Кавказа является ценным источником палеоклиматической информации, который может и должен быть использован в будущем. В дальнейшем мы планируем получение новых, более длинных, кернов озерных осадков, создание реконструкций высоты границы отдельных ледников Кавказа, создание реконструкции температуры воздуха в регионе на 2000 лет, совмещение палеолимнологических данных с данными других палеоархивов (древесных колец, ледников кернов) с целью создания первых множественных (multi-proxy) реконструкций. Исследования, проведенные в рамках настоящей работы, должны стать фундаментом для дальнейших палеолимнологических исследований с целью создания детальных непрерывных количественных реконструкций параметров климата и условий среды на Кавказе.

**Список литературы**

1. Алисов, Б. П. (1956.) Климат СССР, М. Изд. МГУ, 128 с.
2. Белоновская Е. А. Биота экосистем Большого Кавказа. – Наука, 1990.
3. Бобров В. А. и др. Современная скорость осадконакопления в Телецком озере по данным гамма-спектрометрии ( $^{137}\text{Cs}$ ) //Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – №. 4. – С. 530-536.
4. Богатиков О. А. и др. Природные процессы на территории Кабардино-Балкарии. – 2004.
5. Бушуева И. С. Колебания ледников на Центральном и Западном Кавказе по картографическим, историческим и биоиндикационным данным за последние 200 лет: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук //М.: Институт географии РАН. – 2013.
6. Бушуева И. С., Соломина О. Н. Колебания ледника Кашкаташ в XVII-XXI вв. по картографическим, дендрохронологическим и лихенометрическим данным //Лед и снег. – 2012. – №. 2. – С. 121-130.
7. Володичева Н.А., Войтковский К.Ф. Эволюция ледниковой системы Эльбруса. География, общество, окружающая среда. Т.1: Структура, динамика и эволюция природных геосистем. – 2004. М.:Изд. дом. «Городец», с.44-50
8. Гвоздецкий Н. А. Горы/Гвоздецкий НА, Голубчиков ЮН //Природа мира.–М.: Мысль. – 1987.
9. Гвоздецкий Н. А. Кавказ //Очерки природы. М.: Географгиз. – 1963.
10. Гвоздецкий Н. А. Физическая география Кавказа: Общая часть. Большой Кавказ. – Изд-во Московского университета, 1954. – Т. 1.
11. Дарьин А. В., Александрин М. Ю., Калугин И. А., Соломина О. Н. и др. Связь метеорологических данных с геохимическими характеристиками современных донных осадков оз. Донгуз-Орун, Кавказ //Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение" Российская академия наук", 2015. – Т. 463. – №. 5. – С. 602-602.
12. Дарьин А. В., Калугин И. А. Реконструкция климата Горного Алтая по данным литолого-геохимических исследований донных осадков озера Телецкое //Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2015. – №. 6. – С. 63-70.
13. Дарьин А. В., Ракшун Я. В. Методика выполнения измерений при определении элементного состава образцов горных пород методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием синхротронного излучения из накопителя ВЭПП-3

- //Научный вестник Новосибирского государственного технического университета. – 2013. – №. 2. – С. 112-118.
14. Дарьин А. В., Ракшун Я. В. Методика выполнения измерений при проведении рентгенофлуоресцентного анализа с использованием рентгеновской концентрирующей оптики (поликапилярные линзы). //Научный вестник Новосибирского государственного технического университета. – 2013. – №. 2. – С. 119.
  15. 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) //Известия Российской академии наук. Серия физическая. – 2015. – Т. 79. – №. 1. – С. 141-141.
  16. Дарьин, А. В., Калугин, И. А., Максимов, М. А., Третьяков, Г. А., & Ракшун, Я. В. Сканирующий рентгенофлуоресцентный микроанализ годовых слоев в образцах донных осадков оз. Шира //Известия РАН. Серия физическая. – 2013. – Т. 77. – №. 2. – С. 207-209.
  17. Дарьин, А. В., Калугин, И. А., Ракшун, Я. В., Дарьин, Ф. А., Сороколетов, Д. А., & Рогозин, Д. Ю. Применение метода сканирующего микро-рфа на пучках синхротронного излучения из накопителя вэпп-3 для реконструкции изменения уровня оз. Шира за последние 1500 лет //Спектрометрические методы анализа. – 2014. – С. 40-42.
  18. Динник Н. Я. Современные и древние ледники Кавказа //Зап. Кавказского отдела ИРГО. – 1890. – Т. 14. – №. 1. – С. 282-417.
  19. Долгова Е. А. Реконструкция гидрометеорологических условий на Северном Кавказе по дендрохронологическим данным за период с 1800-2005 гг : дис. – Институт географии Российской академии наук, 2011.
  20. Долгова Е. А., Соломина О. Н. Первая количественная реконструкция температуры воздуха теплого периода на Кавказе по дендрохронологическим данным //Доклады Академии наук. – Федеральное государственное унитарное предприятие Академический научно-издательский, производственно-полиграфический и книгораспространительский центр Наука, 2010. – Т. 431. – №. 2. – С. 252-256.
  21. Ефремов Ю. В. География озер большого Кавказа //Известия Русского географического общества. – 1993. – Т. 125.
  22. Ефремов Ю. В. Горные озера Западного Кавказа. – Гидрометеиздат, 1984, 112 с.

23. Ефремов Ю. В. Озерный морфолитогенез на Большом Кавказе. – 2003. «Просвещение-Юг». Краснодар, 262 с.
24. Ефремов Ю.В., Ильичев Ю.Г., Панов В.Д. Ледяное ожерелье Кубани. Краснодар: Изд-во «Традиция». – 2012. 227 с.
25. Зими́на Р. П. и др. Вертикальная поясность в горах Кавказа //Альпы-Кавказ. – 1980. – С. 191.
26. Зимницкий А. В. Формирование, распространение и динамика приледниковых озер Западного и Центрального Кавказа (в границах России): дис. – Краснодар: [Куб. гос. ун-т], 2005.
27. Золотарев Е. А. О конечной «морене 30-х годов» и размерах ледника Джанкуат //МГИ. – 1999. – №. 87. – С. 146.
28. История озер Восточно-Европейской равнины. Серия «История озер» / Ред. Трешников А.Ф., Якушко О.Ф., Квасов Д.Д.. - СПб.: Наука. С.-Петербург. отд-ние. - 1992. - 262 с
29. История озер севера Азии / Ред. Н.Н. Давыдов. СПб.: Наука, 1995. 288 с.
30. Калесник С. В. Очерки гляциологии. – Гос. изд-во геогр. лит-ры, 1963.
31. Каталог ледников СССР. т. 8. ч. 5. Бассейны рек Малки, Баксана. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 146 с
32. Квавадзе Э. В. и др. Палинологическая характеристика серии озерных и болотных отложений в истоках р. Закан (Западный Кавказ) //Сообщения Академии наук Грузии. – 1994. – Т. 150. – №. 1. – С. 177-184.
33. Квавадзе Э. В., Ефремов Ю. В. Результаты палинологического изучения голоценовых отложений высокогорий Лагодехского заповедника (Восточная Грузия) //Сообщ. АН Грузии. – 1991. – Т. 139. – №. 3. – С. 641-644.
34. Квавадзе Э. В., Рухадзе Л. П. Растительность и климат голоцена Абхазии. – Мецниереба, 1989.
35. 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.
36. Коновалов Г. С. Вынос микроэлементов главнейшими реками СССР //Докл. АН СССР. – 1959. – Т. 129. – №. 4. – С. 912-915.
37. Кордэ Н.В. Биостратиграфия и типология русских сапропелей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 219 с.

38. Котляков В. М., Кренке А. Н. Современное оледенение и климат //Альпы—Кавказ. Современные проблемы конструктивной географии горных стран. Научные итоги франко-советских симпозиумов. – 1980. – №. 1974-1976.
39. Кузнецов В. А. Нижний Архыз в X-XII веках: к истории средневековых городов Северного Кавказа. – Кавказская библиотека, 1993.
40. Кутузов С. С. и др. Оценка объема ледников Большого Кавказа по данным радиозондирования и моделирования //Криосфера Земли. – 2015. – Т. 19. – №. 1. – С. 78.
41. Лаврищев В. А., Шейков А. А., Андреев В. М., Семенов В. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39. Объяснительная записка. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 431 с. + 8 вкл.
42. Леонова Г. А. и др. Биогенный вклад микроэлементов в органическое вещество современных озерных сапропелей (на примере оз. Кирек) //Литология и полезные ископаемые. – 2011. – №. 2. – С. 115-131.
43. Лурье П. М., Панов В. Д. Современное состояние оледенения северного склона большого Кавказа и его изменение к середине XXI столетия //Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – 2011. – Т. 24. – С. 228-240.
44. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. – Недра, 1968.
45. Морозова П. А., Рыбак О. О. Регионализация данных глобального климатического моделирования для расчёта баланса массы горных ледников //Лёд и Снег. – 2017. – Т. 57. – №. 4. – С. 437-452.
46. Мушкетов И. В. Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чхалты. С //Тр. геол. ком. – 1896. – Т. 14. – №. 4.
47. Никольская В. В. Некоторые данные по палеогеографии озера Ханка //Тр. Ин-та географии АН СССР. – 1952. – Т. 1. – №. 6. – С. 215-225.
48. Озера различных ландшафтов Кольского полуострова. – Ч. II. Л. 1974, 231 с.
49. Озера различных ландшафтов Северо-Запада СССР. Ч. II. Л. – 1969, 299 с.
50. Павлова И.В., Онипченко 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.
51. Панов В. Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. – 2001. С.Пб., Гидрометеиздат, 2001. 123 с

52. Панов В. Д., Ильичев Ю. Г., Салпагаров А. Д. Колебания ледников Северного Кавказа за XIX–XX столетия //Пятигорск: Северокавказское изд во МИЛ. – 2008.
53. Потапенко Ю.Я. Геология Карачаево-Черкесии. Учебное пособие. - Карачаевск, 2004. 154.
54. Разумовский Л. В. Оценка трансформации озерных экосистем методом диатомового анализа //М.: Геос. – 2012.
55. Разумовский Л. В., Разумовский В. Л. Регистрация новейших экосистемных событий в озере Каракель по переотложенным диатомовым комплексам //Вестник Тюменского государственного университета. Социально-экономические и правовые исследования. – 2013. – №. 12.
56. Россиков, К. Н. Усыхание озер на северном склоне Кавказского хребта //Записки Кавказского отд. Российского географ. об-ва. Тифлис, 1893.
57. Сейнова И. Б., Золотарев Е. А. Ледники и сели Приэльбрусья. Эволюция оледенения и селевой активности. – М.: Науч. мир, 2001.
58. 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.
59. Симонов Ю. Г. Озерный морфолитогенез в условиях Забайкалья //Вопросы озерного морфолитогенеза/Ред. ЮГ Симонов. Чита, Изд-во Забайкальского филиала географического общества СССР. – 1969. – С. 3-15.
60. Соломина О. Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. – М. : Науч. мир, 1999.
61. Соломина О. Н. и др. Бурение осадков оз. Каракель (долина р. Теберда) и перспективы реконструкции истории оледенения и климата голоцена на Кавказе //Лёд и снег. – 2015. – Т. 53. – №. 2. – С. 102-111.
62. Соломина О. Н. и др. Динамика нивально-гляциальных склоновых процессов в бассейнах рек Баксан и Теберда по данным радиоуглеродного датирования погребённых почв //Лёд и Снег. – 2015. – Т. 53. – №. 1. – С. 118-126.
63. Соломина О. Н., Долгова Е. А., Максимова О. Е. Реконструкция гидрометеорологических условий последних столетий на Северном Кавказе, в Крыму и на Тянь-Шане по дендрохронологическим данным. Москва–Санкт-Петербург: Нестор-история, 2012. 232 с.
64. Соломина О.Н., Калугин И.А., Дарьин А.В., Чепурная А.А., Александрин М.Ю., Кудерина Т.М. Использование геохимического и пыльцевого анализов отложений оз. Каракель для реконструкции климатических изменений в долине р. Теберда

- (Северный Кавказ) в позднем голоцене: возможности и ограничения // Вопросы географии. Сб. 137: Горные исследования. М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. С. 234-266.
65. Степанова, О. Г., Трунова, В. А., Зверева, В. В., Мельгунов, М. С., Петровский, С. К., Крапивина, С. М., & Федотов, А. П. Динамика ледника перетолчина (Восточный Саян) в XX веке по донным осадкам прогляциального озера Эхой // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – №. 9. – С. 1621-1629.
66. Страхов Н. М. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1962. – Т. 6. – С. 3-22.
67. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. 339 с.
68. Субетто, Д. А., Давыдова, Н. Н., Сапелко, Т. В., Вольфарт, Б., Вастегорд, С., & Кузнецов, Д. Д. Климат северо-запада России на рубеже плейстоцена и голоцена // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2003. – №. 5. – С. 80-91.
69. Тареева А. М. Количество твердых осадков на ледниках Кавказа // Материалы гляциол. исслед. – 1980 (40). – С. 128.
70. Тареева А. М. Температура воздуха в высокогорной зоне Кавказа в летний период // Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения. – 1976. – С. 59.
71. Турманина В. И. Дендрохронология лавин в верховьях Баксанской долины // Ритмы гляциальных процессов. М.: Изд-во МГУ. – 1979. – С. 24-55.
72. Турманина В. И. Перспективы применения фитоиндикационных методов в гляциологии // Фитоиндикационные методы в гляциологии (МГУ. Геогр. фак.). М. – 1971. – С. 5-19.
73. Тушинский Г. К. Архызский перерыв в оледенении и лавинной деятельности на Кавказе в первом тысячелетии н. э // Инф. сб. о работах по Международному геофизическому году. – 1964. – №. 10. – С. 96.
74. Тушинский Г. К. Ритмы в динамике оледенения и снежности Кавказа // Информ. сб. о работах по МГГ». М. – 1960. – Т. 19596.
75. Тушинский Г. К. Современное и древнее оледенение Тебердинского района // Победенные вершины. М.: Географгиз. – 1949. – С. 263-297.
76. Чепурная, А. А. Динамика растительного покрова в позднем голоцене в районе оз. Каракель-долина р. Теберды (по палинологическим данным) // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2015. – №. 2. – С. 84-95.

77. Abich H. Geologische Beobachtungen auf Reisen im Kaukasus um Jahre 1873. Moskau, 1875. 138 s.
78. Alexandrin M. et al. Annual sedimentary record from Lake Donguz-Orun (Central Caucasus) constrained by high resolution SR-XRF analysis and its potential for climate reconstructions //Frontiers in Earth Science. – 2018. – T. 6. – C. 158.
79. Anderson R. S., Repka J. L., Dick G. S. Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  //Geology. – 1996. – T. 24. – №. 1. – C. 47-51.
80. Antevs E. The recession of the last ice sheet in New England. – American Geographical Society, 1922. – №. 11.
81. Appleby P. G., Oldfield F. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported  $^{210}\text{Pb}$  to the sediment //Catena. – 1978. – T. 5. – №. 1. – C. 1-8.
82. Appleby P. G., Oldfieldz F. The assessment of  $^{210}\text{Pb}$  data from sites with varying sediment accumulation rates //Hydrobiologia. – 1983. – T. 103. – №. 1. – C. 29-35.
83. Arnaud F. et al. Flood and earthquake disturbance of  $^{210}\text{Pb}$  geochronology (Lake Anterne, NW Alps) //Terra Nova. – 2002. – T. 14. – №. 4. – C. 225-232.
84. Bakke J. et al. A complete record of Holocene glacier variability at Austre Okstindbreen, northern Norway: an integrated approach //Quaternary Science Reviews. – 2010. – T. 29. – №. 9-10. – C. 1246-1262.
85. Bakke J. et al. Utilizing physical sediment variability in glacier-fed lakes for continuous glacier reconstructions during the Holocene, northern Folgefonna, western Norway //The Holocene. – 2005. – T. 15. – №. 2. – C. 161-176.
86. Bakke J., Paasche Ø. Sediment core and glacial environment reconstruction //Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. – 2011. – C. 979-984.
87. Bartlein P. J. et al. Pollen-based continental climate reconstructions at 6 and 21 ka: a global synthesis //Climate Dynamics. – 2011. – T. 37. – №. 3-4. – C. 775-802
88. Beer J., McCracken K., von Steiger R. Cosmogenic Radionuclides //Cosmogenic Radionuclides: Theory and Applications in the Terrestrial and Space Environments, Physics of Earth and Space Environments. ISBN 978-3-642-14650-3. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2012. – 2012.
89. Birks H. J. B. Numerical methods for the analysis of diatom assemblage data //The diatoms: applications for the environmental and earth sciences, 2nd edn. Cambridge University Press, Cambridge. – 2010. – C. 23-54.
90. Blaauw M. et al. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process //Bayesian analysis. – 2011. – T. 6. – №. 3. – C. 457-474.

91. Blaauw M. Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences // *Quaternary geochronology*. – 2010. – T. 5. – №. 5. – C. 512-518.
92. Blott S. J., Pye K. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments // *Earth surface processes and Landforms*. – 2001. – T. 26. – №. 11. – C. 1237-1248.
93. Bradley R. S. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the quaternary*, 3rd edn. Academic. – 2015.
94. Briner J. P. et al. Using proglacial-threshold lakes to constrain fluctuations of the Jakobshavn Isbræ ice margin, western Greenland, during the Holocene // *Quaternary Science Reviews*. – 2010. – T. 29. – №. 27-28. – C. 3861-3874.
95. Chen H. W. et al. Production ratio of nuclear fallout  $^{137}\text{Cs}/^{135}\text{Cs}$  // *Chinese Journal of Physics*. – 2008. – T. 46. – №. 5. – C. 560-569.
96. Chu G. et al. Minor element variations during the past 1300 years in the varved sediments of Lake Xiaolongwan, north-eastern China // *GFF*. – 2013. – T. 135. – №. 3-4. – C. 265-272.
97. Church M., Ryder J. M. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation // *Geological Society of America Bulletin*. – 1972. – T. 83. – №. 10. – C. 3059-3072.
98. Clark P. U. et al. The last glacial maximum // *science*. – 2009. – T. 325. – №. 5941. – C. 710-714.
99. Cohen K. M. et al. The ICS international chronostratigraphic chart // *Episodes*. – 2013. – T. 36. – №. 3. – C. 199-204.
100. Croudace I. W. et al. Current perspectives on the capabilities of high resolution XRF core scanners // *Quaternary International*. – 2019.
101. Croudace I. W., Rindby A., Rothwell R. G. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2006. – T. 267. – №. 1. – C. 51-63.
102. Croudace I. W., Rothwell R. G. (ed.). *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*. – Springer, 2015. – T. 17.
103. Dahl S. O. et al. Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites // *Quaternary Science Reviews*. – 2003. – T. 22. – №. 2-4. – C. 275-287.

104. Dahl S. O. et al. Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early-Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalsgreen, western Norway //The Holocene. – 2002. – T. 12. – №. 1. – C. 17-25.
105. Dansgaard W., White J. W. C., Johnsen S. J. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event //Nature. – 1989. – T. 339. – №. 6225. – C. 532.
106. Davies S. J., Lamb H. F., Roberts S. J. Micro-XRF core scanning in palaeolimnology: recent developments //Micro-XRF studies of sediment cores. – Springer, Dordrecht, 2015. – C. 189-226.
107. De Bock H. J. Paleoclimatological reconstruction of the Late Pleistocene in Southern Patagonia from a detailed analysis of the laminated sedimentary record of Laguna Parrillar. – 2012.
108. Dean W. E. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods //Journal of Sedimentary Research. – 1974. – T. 44. – №. 1. – C. 242-248.
109. DeGeer G. A geochronology of the last 12,000 years //Eleventh International Geological Congress, Stockholm. – 1912. – T. 1. – C. 241-253.
110. Dolgova E. June–September temperature reconstruction in the Northern Caucasus based on blue intensity data //Dendrochronologia. – 2016. – T. 39. – C. 17-23.
111. Dypvik H., Harris N. B. Geochemical facies analysis of fine-grained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (Zr+ Rb)/Sr ratios //Chemical geology. – 2001. – T. 181. – №. 1-4. – C. 131-146.
112. Emile-Geay J. et al. A global multiproxy database for temperature reconstructions of the Common Era //Scientific data. – 2017. – T. 4. – C. 170088.
113. Erlinger C. et al. Determining the Chernobyl impact on sediments of a pre-Alpine lake with a very comprehensive set of data //Journal of Environmental Radioactivity. – 2008. – T. 99. – №. 8. – C. 1294-1301.
114. Favre E. Description des fossiles du terrain oxfordien des Alpes fribourgeoises. – Ramboz et Schuchardt, 1876.
115. Fedotov, A. P., Trunova, V. A., Enushchenko, I. V., Vorobyeva, S. S., Stepanova, O. G., Petrovskii, S. K., ... & Zheleznyakova, T. O. A 850-year record climate and vegetation changes in East Siberia (Russia), inferred from geochemical and biological proxies of lake sediments //Environmental earth sciences. – 2015. – T. 73. – №. 11. – C. 7297-7314.
116. Freshfield D. W. The Exploration of the Caucasus. – London: E. Arnold, 1896. – T. 1.

117. Gilfedder B. S. et al. Bromine species fluxes from Lake Constance's catchment, and a preliminary lake mass balance // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2011. – T. 75. – №. 12. – C. 3385-3401.
118. Giralt S. et al. Quantitative climate reconstruction linking meteorological, limnological and XRF core scanner datasets: the Lake Sanabria case study, NW Spain // *Journal of Paleolimnology*. – 2011. – T. 46. – №. 3. – C. 487-502.
119. Guiot J. et al. A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records // *Nature*. – 1989. – T. 338. – №. 6213. – C. 309.
120. Guiot J. et al. Growing season temperatures in Europe and climate forcings over the past 1400 years // *PloS one*. – 2010. – T. 5. – №. 4. – C. e9972.
121. Guyard H. et al. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif) // *quaternary science reviews*. – 2007. – T. 26. – №. 19-21. – C. 2644-2660.
122. Harvey G. R. A study of the chemistry of iodine and bromine in marine sediments // *Marine Chemistry*. – 1980. – T. 8. – №. 4. – C. 327-332.
123. Hedges R. E. M., Gowlett J. A. J. Radiocarbon dating by accelerator mass spectrometry // *Scientific American*. – 1986. – T. 254. – №. 1. – C. 100-107.
124. Heiri O., Lotter A. F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // *Journal of paleolimnology*. – 2001. – T. 25. – №. 1. – C. 101-110.
125. Holzhauser H., Magny M., Zumbuühl H. J. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years // *The Holocene*. – 2005. – T. 15. – №. 6. – C. 789-801.
126. Holzhauser H., Magny M., Zumbuühl H. J. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years // *The Holocene*. – 2005. – T. 15. – №. 6. – C. 789-801.
127. IPCC, 2013. Climate change 2013: the physical science basis. In: Stoker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M. (Eds.), Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge.
128. IPCC. *Special Report: Global Warming of 1.5 °C* (eds Masson-Delmotte, V. et al.) (IPCC, 2018)

129. Ivy-Ochs S. et al. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps //Quaternary Science Reviews. – 2009. – T. 28. – №. 21-22. – C. 2137-2149.
130. Ivy-Ochs S., Kober F. Surface exposure dating with cosmogenic nuclides //Quaternary Science Journal. – 2008. – T. 57. – №. 1-2. – C. 179-209.
131. Joerin U. E., Stocker T. F., Schlüchter C. Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene //The Holocene. – 2006. – T. 16. – №. 5. – C. 697-704.
132. Jones P. D., Bradley R. S., Jouzel J. (ed.). Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years. – Springer Science & Business Media, 2013. – T. 41.
133. Kalugin I. et al. 800-yr-long records of annual air temperature and precipitation over southern Siberia inferred from Teletskoye Lake sediments //Quaternary Research. – 2007. – T. 67. – №. 3. – C. 400-410.
134. Kalugin I. et al. Anomalies of bromine in the estuarine sediments as a signal of floods associated with typhoons //Chinese journal of oceanology and limnology. – 2015. – T. 33. – №. 6. – C. 1489-1495.
135. Karlen W. et al. Glacier Fluctuations on Mount Kenya since~ 6000 Cal. Years BP: Implications for Holocene Climatic Change in Africa. – 1999.
136. Karlén W. Lacustrine sediment studies: a technique to obtain a continuous record of Holocene glacier variations //Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. – 1981. – T. 63. – №. 3-4. – C. 273-281.
137. Karlén W. Lacustrine sediments and tree-limit variations as indicators of Holocene climatic fluctuations in Lapland, northern Sweden //Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography. – 1976. – T. 58. – №. 1-2. – C. 1-34.
138. Kitagawa H., Van Der Plicht J. A 40,000-year varve chronology from Lake Suigetsu, Japan: extension of the 14 C calibration curve //Radiocarbon. – 1997. – T. 40. – №. 1. – C. 505-515.
139. Krumbein W. C. et al. Manual of sedimentary petrography. – 1938.
140. Kutuzov S. et al. The Elbrus (Caucasus, Russia) ice core record–Part 2: history of desert dust deposition //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2019. – T. 19. – №. 22. – C. 14133-14148.
141. Kvavadze E. V., Efremov Y. V. Palynological studies of lake and lake-swamp sediments of the Holocene in the high mountains of Arkhyz (Western Caucasus) //ACTA PALAEOBOTANICA-KRAKOW-. – 1996. – T. 36. – C. 107-120.
142. Kvavadze E. V., Efremov Y. V. Palynological studies of lake and lake-swamp sediments of the Holocene in the high mountains of Arkhyz (Western Caucasus) //Acta Palaeobotanica-Krakow-. – 1996. – T. 36. – C. 107-120.

143. Kvavadze, E.V., and Y.V. Efremov. 1994. Palynological studies of Holocene lake sediments in the headwaters of the river Bezymbianka (West Caucasus). *Acta Palaeobotanica* 34(2):205-214.
144. Kylander M. E. et al. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies // *Journal of Quaternary Science*. – 2011. – T. 26. – №. 1. – C. 109-117.
145. Lanci L., Lowrie W. Magnetostratigraphic evidence that ‘tiny wiggles’ in the oceanic magnetic anomaly record represent geomagnetic paleointensity variations // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1997. – T. 148. – №. 3-4. – C. 581-592.
146. Le Roy M. et al. Calendar-dated glacier variations in the western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif // *Quaternary Science Reviews*. – 2015. – T. 108. – C. 1-22.
147. Leonard E. M. Use of lacustrine sedimentary sequences as indicators of Holocene glacial history, Banff National Park, Alberta, Canada // *quaternary research*. – 1986. – T. 26. – №. 2. – C. 218-231.
148. Leonard E. M. Varve studies at Hector Lake, Alberta, Canada, and the relationship between glacial activity and sedimentation // *Quaternary Research*. – 1986. – T. 25. – №. 2. – C. 199-214.
149. Liu Q. et al. Environmental magnetism: principles and applications // *Reviews of Geophysics*. – 2012. – T. 50. – №. 4.
150. Livingstone D. A. A lightweight piston sampler for lake deposits // *Ecology*. – 1955. – T. 36. – №. 1. – C. 137-139.
151. Lotter A. F. et al. Diatoms as indicators of environmental change in subarctic and alpine regions // *The diatoms: applications for the environmental and earth sciences*. – 2010. – №. Ed. 2. – C. 231-248.
152. Mann M. E. et al. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2008. – T. 105. – №. 36. – C. 13252-13257.
153. Martin-Benito D. et al. Tree-ring reconstructed May–June precipitation in the Caucasus since 1752 CE // *Climate dynamics*. – 2016. – T. 47. – №. 9-10. – C. 3011-3027.
154. Matthes F. E. Report of committee on glaciers, April 1939 // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. – 1939. – T. 20. – №. 4. – C. 518-523.
155. Mayer L. M. et al. The distribution of bromine in coastal sediments and its use as a source indicator for organic matter // *Organic Geochemistry*. – 1981. – T. 3. – №. 1-2. – C. 37-42.

156. Mikhaleiko V. et al. Investigation of a deep ice core from the Elbrus western plateau, the Caucasus, Russia //The Cryosphere. – 2015. – T. 9. – №. 6. – C. 2253-2253.
157. Moberg A. et al. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low-and high-resolution proxy data //Nature. – 2005. – T. 433. – №. 7026. – C. 613.
158. Nesje A. A piston corer for lacustrine and marine sediments //Arctic and alpine research. – 1992. – T. 24. – №. 3. – C. 257-259.
159. Nesje A. et al. Holocene glacier fluctuations of Flatebreen and winter-precipitation changes in the Jostedalbreen region, western Norway, based on glaciolacustrine sediment records //The Holocene. – 2001. – T. 11. – №. 3. – C. 267-280.
160. Nesje A., Dahl S. O. Glaciers and environmental change. – 2000.
161. Nicolussi K. et al. Holocene tree-line variability in the Kauner Valley, Central Eastern Alps, indicated by dendrochronological analysis of living trees and subfossil logs //Vegetation History and Archaeobotany. – 2005. – T. 14. – №. 3. – C. 221-234.
162. Osborn T. J., Jones P. The CRUTEM4 land-surface air temperature data set: construction, previous versions and dissemination via Google Earth //Earth System Science Data. – 2014. – T. 6. – №. 1. – C. 61-68.
163. Prentice I. C., Bartlein P. J., Webb III T. Vegetation and climate change in eastern North America since the last glacial maximum //Ecology. – 1991. – T. 72. – №. 6. – C. 2038-2056.
164. Price N. B., Calvert S. E., Jones P. G. W. The Distribution of Iodine and Bromine in the Sediments of the Southwestern Barents Sea'. – 1970.
165. R Development Core Team R. et al. R: A language and environment for statistical computing. – 2011.
166. Reimer P. J. et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP //Radiocarbon. – 2013. – T. 55. – №. 4. – C. 1869-1887.
167. Røthe T. O. et al. Arctic Holocene glacier fluctuations reconstructed from lake sediments at Mitrahelvøya, Spitsbergen //Quaternary Science Reviews. – 2015. – T. 109. – C. 111-125.
168. Shahgedanova M. et al. Interactions between mass balance, atmospheric circulation, and recent climate change on the Djankuat Glacier, Caucasus Mountains, Russia //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2005. – T. 110. – №. D4.
169. Shindell D. T. et al. Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum //science. – 2001. – T. 294. – №. 5549. – C. 2149-2152.
170. Snowball I. F., Sandgren P. Interpretation of the glacio lacustrine record in northern Sweden: a reply to Karlén //The Holocene. – 1997. – T. 7. – №. 1. – C. 119-120.

171. Snowball I., Sandgren P. Lake sediment studies of Holocene glacial activity in the Kårsa valley, northern Sweden: contrasts in interpretation //The Holocene. – 1996. – T. 6. – №. 3. – C. 367-372.
172. Snowball I., Sandgren P., Petterson G. The mineral magnetic properties of an annually laminated Holocene lake-sediment sequence in northern Sweden //The Holocene. – 1999. – T. 9. – №. 3. – C. 353-362.
173. Solomina O. et al. Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium //Global and Planetary Change. – 2016b. – T. 140. – C. 28-58.
174. Solomina O. N. et al. Glacier fluctuations during the past 2000 years //Quaternary Science Reviews. – 2016a. – T. 149. – C. 61-90.
175. Solomina O. N. et al. Holocene glacier fluctuations //Quaternary Science Reviews. – 2015. – T. 111. – C. 9-34.
176. Solomina O., Calkin P. E. Lichenometry as applied to moraines in Alaska, USA, and Kamchatka, Russia //Arctic, Antarctic, and Alpine Research. – 2003. – T. 35. – №. 2. – C. 129-143.
177. Solomina O., Jomelli V., Braucher, Aster team, Pavlova I. First absolute dating chronology of glaciers variations in the Northern Caucasus. – 2019. INQUA.
178. Stepanova, O. G., Trunova, V. A., Osipov, E. Y., Kononov, E. E., Vorobyeva, S. S., Parkhomchuk, E. V., ... & Fedotov, A. P. Glacier dynamics in the southern part of East Siberia (Russia) from the final part of the LGM to the present based on from biogeochemical proxies from bottom sediments of proglacial lakes //Quaternary International. – 2019. – T. 524. – C. 4-12.
179. Stocker T. F. et al. Climate change 2013: The physical science basis. – 2013.
180. Sukhorukov F. V. et al. Cesium-137 in the environment of the Altay region (Russia) //Water, air, and soil pollution. – 2000. – T. 118. – №. 3-4. – C. 395-406.
181. Thompson R. et al. Magnetic susceptibility of lake sediments //Limnology and Oceanography. – 1975. – T. 20. – №. 5. – C. 687-698.
182. Thompson R., Oldfield F. Environmental Magnetism London Allen and Unwin. – 1986.
183. Tielidze L. G., Gadrani L., Kumladze R. A one century record of changes at Nenskra and Nakra River basins glaciers, Causasus Mountains, Georgia //Natural Science. – 2015. – T. 7. – №. 03. – C. 151.
184. Trunova, V. A., Stepanova, O. G., Zvereva, V. V., Sidorina, A. V., Melgunov, M. S., Petrovskii, S. K., ... & Fedotov, A. P. Tracing recent glacial events in bottom sediments

- of a glacial lake (East Sayan Ridge, Russia) from high-resolution SR-XRF, ICP-MS, and FTIR records //X-Ray Spectrometry. – 2015. – T. 44. – №. 4. – C. 255-262.
185. Tylmann W. et al. Multiple dating of varved sediments from Lake Łazduny, northern Poland: Toward an improved chronology for the last 150 years //Quaternary Geochronology. – 2013. – T. 15. – C. 98-107.
186. Vasskog K. et al. A new approach for reconstructing glacier variability based on lake sediments recording input from more than one glacier //Quaternary Research. – 2012. – T. 77. – №. 1. – C. 192-204.
187. von Déchy M. Kaukasus Reisen und Forschungen im kaukasischen Hochgebirge: Bd. 1. – 1905.
188. von Gunten L. et al. Calibrating biogeochemical and physical climate proxies from non-varved lake sediments with meteorological data: methods and case studies //Journal of paleolimnology. – 2012. – T. 47. – №. 4. – C. 583-600.
189. Walker M. et al. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records //Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association. – 2009. – T. 24. – №. 1. – C. 3-17.
190. Wanner H. et al. Mid-to Late Holocene climate change: an overview //Quaternary Science Reviews. – 2008. – T. 27. – №. 19-20. – C. 1791-1828.
191. Webb R. S., Anderson K. H., Webb III T. Pollen response-surface estimates of late-Quaternary changes in the moisture balance of the northeastern United States //Quaternary Research. – 1993. – T. 40. – №. 2. – C. 213-227.
192. Wright H. E., Mann D. H., Glaser P. H. Piston corers for peat and lake sediments //Ecology. – 1984. – T. 65. – №. 2. – C. 657-659.
193. Ziegler M. et al. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores //Geochemistry, Geophysics, Geosystems. – 2008. – T. 9. – №. 5.
194. Zolitschka B. et al. Varves in lake sediments—a review //Quaternary Science Reviews. – 2015. – T. 117. – C. 1-41.

## Список рисунков

<b>Рис. 1.</b> Концептуальная иллюстрация горного ледника и его связи с удаленным приледниковым озером, являющимся ловушкой осадка. Рисунок адаптирован из (Bakke and Raasche, 2011).....	14
<b>Рис. 2.</b> Резкий контраст (отмечен красной стрелкой) между талыми ледниковыми водами, насыщенными большим количеством взвешенных наносов и стоком неледникового происхождения. Финсе, южная Норвегия. Фото: (Dahl et al., 2003).....	15
<b>Рис. 3.</b> Бурение со льда с помощью озерного бура конструкции Ливингстона. Фото автора. ....	18
<b>Рис. 4.</b> Керн, полученный на одном из озер Кавказа с помощью озерного бура конструкции Несье. Фото автора. ....	19
<b>Рис. 5.</b> Пример построения возрастной модели с помощью алгоритма Clam со сглаживанием с помощью полиномиального сплайна .....	22
<b>Рис. 6.</b> Использование параметра плотности сухого вещества озерного осадка (DBD) для создания непрерывной реконструкции высоты границы. Красными точками показаны периоды, для которых получен абсолютный возраст морен и подсчитана высота границы питания ледника (ELA). Рис. А: калибровка выбранного параметра. Рис. В: статистическая связь параметров DBD и ELA. Для создания реконструкции используется указанное уравнение линейной регрессии. Источник: Bakke et al., 2010 .....	34
<b>Рис. 7.</b> Расположение объектов палеолимнологических исследований ИГРАН на Кавказе. Геооснова: Google.....	47
<b>Рис. 8.</b> Озеро Донгуз-Орун. 2013 г. Фото автора. ....	49
<b>Рис. 9.</b> Схематическое расположение озера Донгуз-Орун. Фиолетовым фоном нанесены текущие границы ледников согласно базе данных GLIMS, оранжевой линией нанесена граница водосбора озера. Геооснова: Mapbox.....	50
<b>Рис. 10.</b> Панорама основного водосбора озера Донгуз-Орун. Ледник и ручей Медвежий заметны в центре снимка. 2013 г. Фото автора. ....	51
<b>Рис.11.</b> Батиметрическая карта озера Донгуз-Орун с указанием мест бурения 2012 и 2014 гг., сделанная автором с помощью эхолота Deeper Pro. ....	52
<b>Рис. 12.</b> Буровые работы на озере Донгуз-Орун. 2012 г. фото В. Михаленко .....	53
<b>Рис. 13.</b> Керн LDOPC12-1.....	55
<b>Рис. 14.</b> Результаты геохимического анализа методом РФА-СИ для верхних 160 мм керна LDOPC12-1 .....	56
<b>Рис. 15.</b> Сравнение результатов элементного анализа, проведенного с помощью РФА-Си и кернового сканера ITRAX .....	57
<b>Рис. 16.</b> Результаты анализа геохимических данных с помощью метода главных компонент. а: компонента 1 и компонента 2; б: компонента 1 и компонента 3.....	58
<b>Рис. 17.</b> Профиль вариации отношения Rb/Sr в керне LDOPC12-1, соответствующий интервалу 0-20 мм, совмещенный с фотографией шлифа.....	60

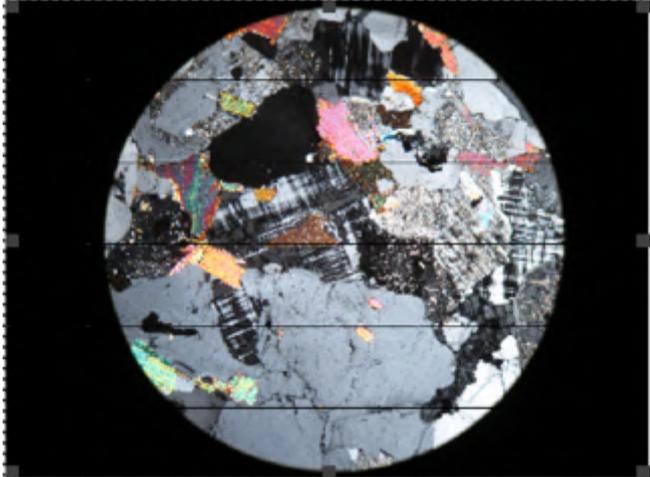
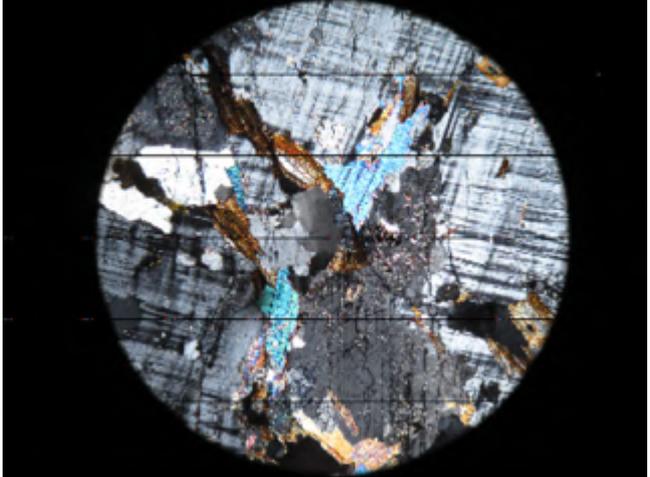
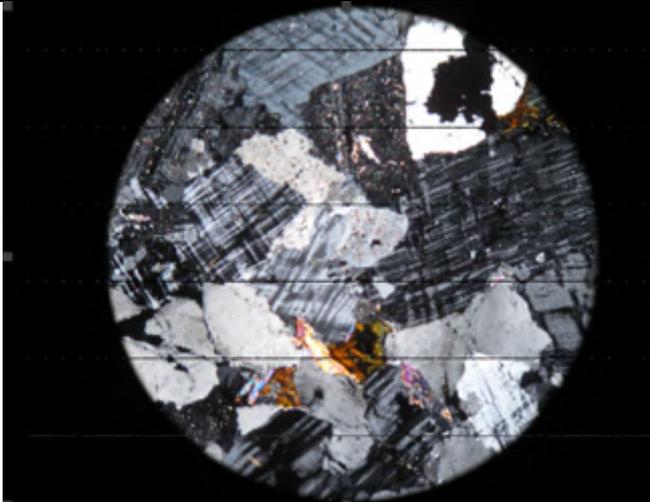
<b>Рис. 18.</b> Профиль Rb/Sr в интервале 00-160 мм, использовавшийся для подсчета годовых слоев, и фотография соответствующего участка керна.....	60
<b>Рис. 19.</b> Сравнение профилей Rb/Sr и Zr/Rb в интервале 00-160 мм .....	61
<b>Рис. 20.</b> Результаты датирования осадка с помощью изотопов $^{137}\text{Cs}$ и $^{210}\text{Pb}$ .....	62
<b>Рис. 21.</b> Сравнение хронологий, полученных с помощью подсчета пиков Rb/Sr и Zr/Rb и с помощью содержания изотопов $^{137}\text{Cs}$ и $^{210}\text{Pb}$ . Черными и красными точками показаны пики Rb/Sr и Zr/Rb, соответственно; зелеными точками показаны положения двух известных пиков $^{137}\text{Cs}$ ; затененными зелеными и фиолетовыми областями – распределение глубина-возраст по $^{137}\text{Cs}$ и $^{210}\text{Pb}$ , соответственно. ....	63
<b>Рис. 22.</b> Сравнение годовой суммы осадков (гмс Теберда) с концентрациями терригенных элементов в осадке озера Донгуз-Орун.....	65
<b>Рис. 23.</b> Сравнение среднегодовой температуры (гмс Терскол) с концентрацией брома и показателем $\text{Co}/\text{Inc}$ .....	66
<b>Рис. 24.</b> Сравнение температурных данных для гмс Теберда и Терскол.....	67
<b>Рис. 25.</b> Расположение участков отбора кернов LDOPC12-1 и DOPC14-2 и дендрохронологической площадки D09S .....	68
<b>Рис. 26.</b> Сравнение индексов ширины годовых колец (площадка D09S) и обратных значений терригенных элементов. ....	69
<b>Рис. 27.</b> Данные рис. 25, сглаженные 5-летним скользящим средним .....	70
<b>Рис. 28.</b> Коэффициент корреляции ширины годовых колец (площадка D09S) и значений терригенных элементов в осадке озера Донгуз-Орун, посчитанный в 30-летнем окне с шагом 5 лет.....	70
<b>Рис. 29.</b> Сопоставление толщины годовых слоев в озере Донгуз-Орун, подсчитанной как расстояние между пиками Rb/Sr, и ширины годовых колец (площадка D09S).....	72
<b>Рис. 30.</b> Керна LDOPC14-2.....	73
<b>Рис. 31.</b> Озеро Каракель.....	75
<b>Рис. 32.</b> Буровые работы на озере Каракель, 2010 г. ....	77
<b>Рис. 33.</b> Стратиграфия донного осадка озера Каракель (керны 2014 и 2010 гг).....	79
<b>Рис. 34.</b> Возрастная модель накопления осадка в озере Каракель (создана с помощью алгоритма Vascon для среды R) .....	82
<b>Рис. 35.</b> Результаты анализа на потери при прокаливании для керна озера Каракель.....	83
<b>Рис. 36.</b> Результаты анализов на определение магнитной восприимчивости осадка в нижней части озера Каракель. Синяя линия - массовая магнитная восприимчивость, измеренная при комнатной температуре; красная - соотношение величин, измеренных при температуре 77 К и комнатной температуре (293 К).....	85
<b>Рис. 37.</b> Результаты гранулометрического анализа для нижней части керна озера Каракель .....	86
<b>Рис. 38.</b> Результаты геохимического анализа, проведенного методом РФА-СИ на верхней части керна озера Каракель. ....	88

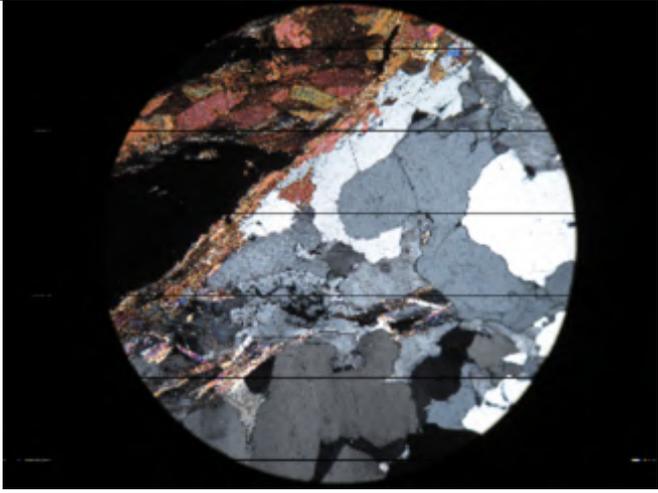
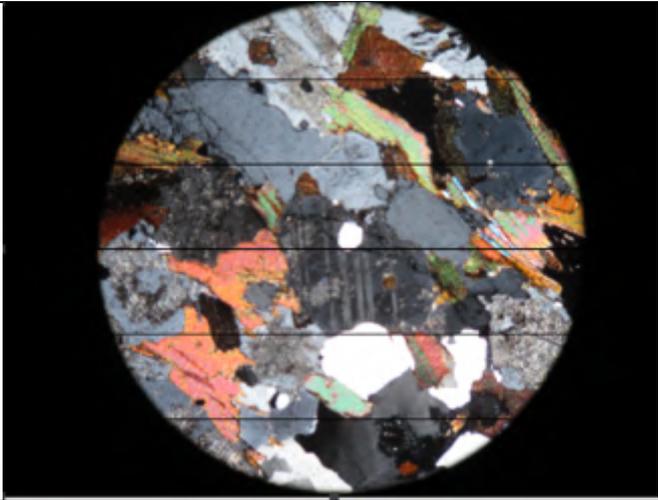
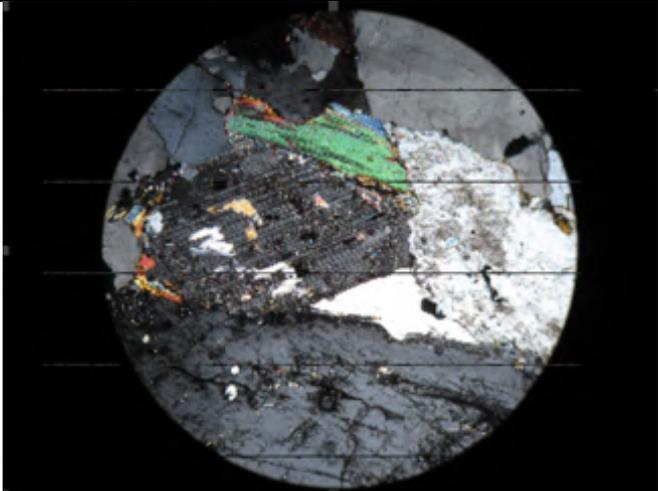
<b>Рис. 39.</b> Результаты геохимического анализа, проведенного методом XRF (РФА) с помощью сканера ITRAX на нижней части керн озеро Каракель в Университете г. Берген, Норвегия .....	88
<b>Рис. 40.</b> Сопоставление результатов геохимического анализа, проведенного методами XRF (Университет г. Берген, Норвегия) и РФА-СИ (Новосибирск) на примере кривых титана (А) и рубидия (В).....	89
<b>Рис. 41.</b> Аномальные белые прослой, которые использовались для первоначального совмещения кернов 2010 и 2014 гг. ....	91
<b>Рис. 42.</b> Прецизионное совмещение кернов 2010 и 2014 гг. с помощью профилей элементов, полученных с помощью анализа РФА-СИ: А: титан; В: рубидий .....	92
<b>Рис. 43.</b> Возрастная модель для верхней части мастер-керн озеро Каракель (создана с помощью алгоритма Vascon для среды R). А: распределение возраста по умолчанию; В: распределение возраста, при котором событийные слои (отмечены желтым) исключены из модели.....	93
<b>Рис. 44.</b> Параметры сортировки, асимметрии и эксцесса гранулометрического анализа для нижней части осадка озеро Каракель .....	96
<b>Рис. 45.</b> Участки отбора поверхностных образцов (синим цветом) и участок отбора образца для датировки методом космогенных изотопов (розовым цветом) .....	99
<b>Рис.46.</b> Результаты спорово-пыльцевого анализа для широколиственных видов кернов 2010 (низ) и 2014 (верх) годов. Желтым цветом показана область перекрытия. ....	111
<b>Рис. 47.</b> Кривая содержания брома и концентрация широколиственных по данным кернов 2010 и 2014 гг.....	112
<b>Рис. 48.</b> Сравнение кривой содержания брома в осадке озеро Каракель и температурных реконструкций: температуры воздуха для Европы (проект PAGES2K - Emile-Geay et al., 2017) и Северного полушария (Moberg et al., 2005) и их сглаженных полиномиальным сплайном значений. ....	114
<b>Рис. 49.</b> Сопоставление концентрации брома в осадке озеро Каракель, кривой колебания размеров Большого Алячского ледника в Альпах (Holzhzaser et al., 2005) и датировок конечных морен ледников Терскол и Ирик на Кавказе (Solomina et al., 2019).....	116
<b>Рис. 50.</b> Сопоставление концентрации брома в осадке озеро Каракель и реконструкции температуры теплого периода (апрель-сентябрь) Европы (42,5°с.ш. х 42,5°в.д.) (Guilot et al., 2010). ....	118
<b>Рис. 51.</b> Сравнение кривой концентрации брома с температурной реконструкцией на основе плотности древесины (Dolgoва, 2016) .....	120
<b>Рис. 52.</b> Кривая концентрации брома как индикатор вариаций теплообеспеченности на Кавказе. Красным фоном показан теплый период – средневековый климатический оптимум; синим – холодный период – малый ледниковый период; оранжевой штриховкой – недостоверный период 20 века; прерывистая линия – среднее значение брома за 1500 лет.....	121

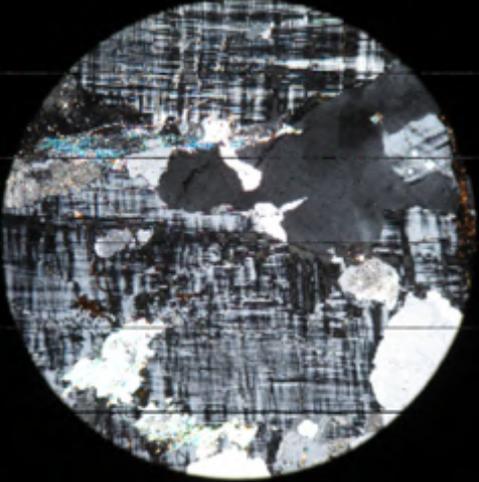
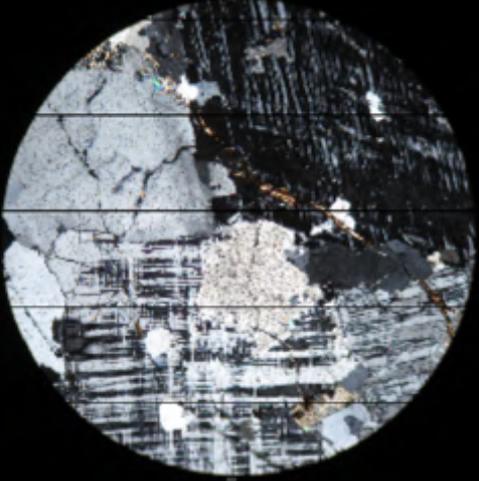
## ПРИЛОЖЕНИЯ

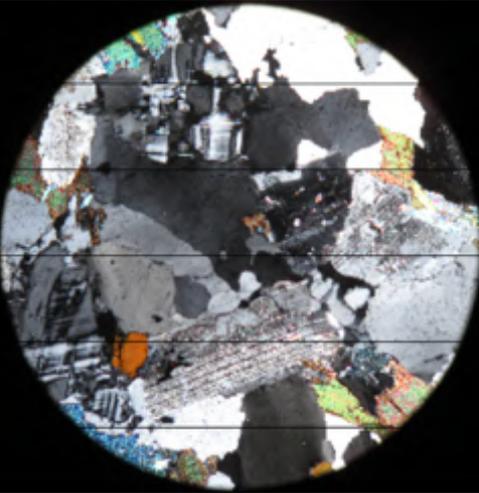
### Приложение 1

Петрографическое описание образцов обломочного материала (валуны) из отложений моренного вала (индекс образцов МВ, 5 образцов), конуса выноса (индекс образцов КВ, 4 образца) и поверхностного вала (индекс образцов ПВ, 2 образца), отобранных в районе озера Каракель. Выполнено А.А. Носовой (ИГЕМ РАН).

шлиф	Краткое описание	фото
МВ-2	Микроклиновый гранит. Среднезернистой аллотриоморфнозернистой, участками гнейсовидной структуры, сложен плагиоклазом (30 %), микроклином (25 %), кварцем (35%), биотитом (7-10%) и мусковитом (до 3%). Акцессорные – рудный минерал, циркон. Вторичные изменения развиты слабо – сосюритизация плагиоклаза, титанистый магнетит (7) по биотиту.	
МВ-3	Микроклиновый гранит. Отличается от МВ-2 крупнозернистой структурой, также доля микроклина выше (35-40%), кварца меньше (20-25%). Биотит часто хлоритизирован. Слабо выражены признаки катаклаза и перекристаллизации.	
МВ-1	Микроклиновый гранит. Аналог МВ-3. Двуслюдяной, среднезернистый.	

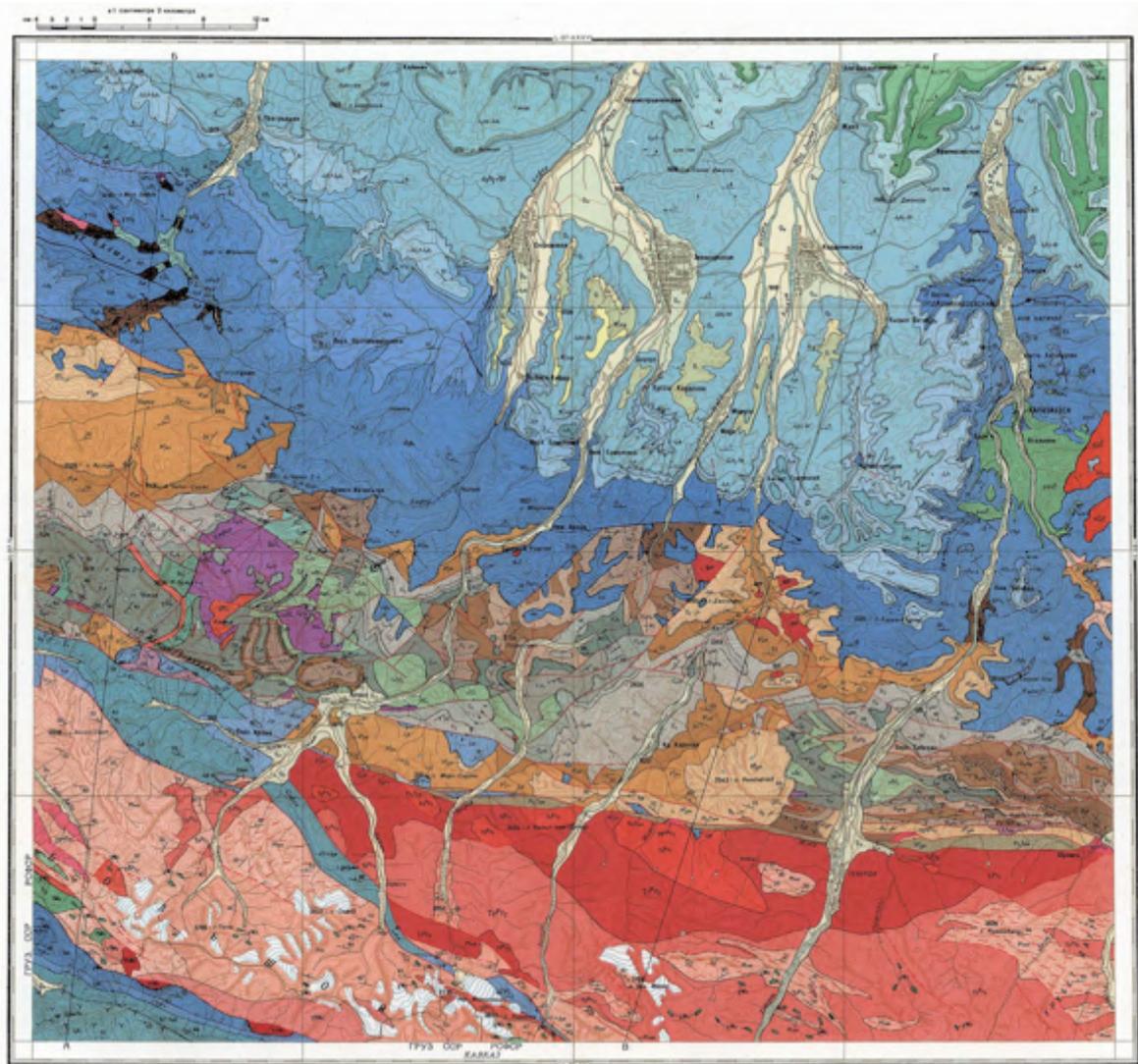
МВ-4	<p>Гранат-силлиманит-кварц-биотит-КПШ-плагиоклазовый гнейс (гранито-гнейс). В шлифе полосы биотита и тяготеющего к нему граната лепидобластовой и лепидогранобластовой структуры различной ширины на фоне основной плагиоклаз (почти всегда без полисинтетических двойников) – кварц-кордиерит (между плагиоклазом и кварцем) основной тканью породы гранобластовой с элементами реакционной структуры (мирмекиты). Возможно, присутствует мелкий ставролит</p>	
МВ-5	<p>Гранат- кордиерит-биотит - кварц - плагиоклазовый гнейс. Структура гранобластовая. Циркон, апатит как акцессорные минералы</p>	
КВ-1	<p>Биотитовый плагиогранит (тоналит). Структура крупнозернистая гипидиоморфнозернистая. Сложен плагиоклазом (часто тонкополисинтетически сдвойникован) – 40 %, кварцем (40 %), биотитом (10 %), КПШ (10%). Акцессорные – апатит.</p>	

КВ-2	<p>Мусковит-микроклиновый гранит. Структура крупнозернистая, аллотриоморфнозернистая, часто пойкилитовая (порфиробластовая). Сложен микроклином (часто ойкокристаллы с включениями плагиоклаза и мусковита, 40 %), кварцем (25%), плагиоклазом (30%) и мусковитом (5%).</p>	
КВ-3	<p>Полный аналог КВ-2, но с сеткой карбонатных и секущих их кварцевых микропрожилков</p>	
КВ-4	<p>Гранат- биотит - кварц - плагиоклазовый гнейс. Структура гранобластовая.</p>	

ПВ-1	<p>Гранит биотитовый. Структура среднезернистая, аллотриоморфнозернистая. Сложен плагиоклазом (40%), микроклином (15%), кварцем (35%), биотитом (10%). Акцессорные апатит, циркон</p>	
ПВ-2	<p>Кордиерит-силлиманитовый плагиогнейс. Структура среднезернистая, гранобластовая, участками микросимплектитовая, (мирмекитовая) за счет прорастаний кварца и КПШ, также кварца и мусковита, сложен кварцем (40%), плагиоклазом (40%) и мусковитом, иногда замещаемым биотитом (20%), силлиманитом (фибролит), кордиеритом и небольшим количеством КПШ (в симплектитах).</p>	

## Приложение 2

Государственная геологическая карта. Масштаб 1:200000. Лист К-37-VI.



У С Л О В Н Ы Е   О Б О З Н А Ч Е Н И Я

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА		Лесовая	МЕЗОЗОИКСКИЕ И НЕОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ		Диморфы
		Современные отложения. Галечники, песок			Плагиографиты
НЕОГЕННАЯ СИСТЕМА		Верхнечетвертичные отложения. Галечники, суглинки, песок	САХАЛО-ИЛЛИНСКИЕ КОМПЛЕКСЫ		Графитовиты
		Среднечетвертичные отложения. Галечники, суглинки, песок			Диориты
МЕЛОВЫЕ СИСТЕМЫ		Верхний ялтинский. Аляровский ярус. Галечники	ЖЕЛТОУСКИЕ КОМПЛЕКСЫ		Кварцевые порфиры
		Нижнемеловые отложения (только для разреза)			Диабитовые порфиры
НИЖНЯЯ ОТДЕЛ		Алтайский ярус. Галки, алевролиты	ТАВРИЧЕСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ		Амфиболитовые порфиры
		Готарский и баренский ярусы. Галки, алевролиты, известняки, конгломераты			Амфиболиты
СРЕДНЯЯ ОТДЕЛ		Валажский ярус. Мергели, известняки	КИМЬСКИЕ КОМПЛЕКСЫ		Лабрикетовые, аусульские граниты
		Верхнемеловые отложения (только для разреза)			Душманские граниты
ВЕРХНЯЯ ОТДЕЛ		Титовский ярус. Галки, песчанки, глины, брекчия, известняки	АРХАЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ		Плагиографиты, графитовиты
		Октябрьский и кимьский ярусы. Известняки, песчанки, мергели			Графит-гнейсы
СРЕДНЯЯ ОТДЕЛ		Камышевский ярус. Конгломераты, песчанки, галки, песчанки известняки	ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ		Гнейсовидные графитовиты
		Вайосский и битский ярусы. Архалиты, алевролиты, известняки, конгломераты			Гнейсовидные диориты
НИЖНЯЯ ОТДЕЛ		Вайосский ярус. Туфы, туфобрекчия, туфокопалиты, туфосланцы, сланцы, порфиры, кристаллы, глинистые сланцы	ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ		Серебристые
		Алянский ярус. Алевролиты, песчанки, архалиты			Плагиографиты
СРЕДНЯЯ ОТДЕЛ		Средне- и верхнетурский подъярус и алянский ярус (только для разреза)	ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ		Графитовиты
		Турский и алянский ярусы. Архалиты, песчанки, алевролиты			Диориты, кварцевые диориты
НИЖНЯЯ ОТДЕЛ		Верхнетурский и нижнеалайский подъярус. Архалиты, алевролиты, песчанки	ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ		Сланцы-диориты
		Средне- и верхнетурский подъярус. Песчанки, алевролиты			Диабиты, габбро-диабазы
СРЕДНЯЯ ОТДЕЛ		Среднетурский подъярус. Архалиты с проплаками и конкрециями глинистого содержания	ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ		Габбро-диориты
		Нижнетурский подъярус. Архалиты, песчанки, алевролиты			Серебристые
НИЖНЯЯ ОТДЕЛ		Панфиловский ярус. Песчанки, граниты, конгломераты, архалиты, алевролиты	ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ		Графит-порфиры, фельзиты
		Панфиловский ярус. Домарский подъярус. Архалиты, песчанки, туфы, туфобрекчия, туфокопалиты, лава андезитового состава			Плагиоклазовые порфиры
НИЖНЯЯ ОТДЕЛ		Панфиловский ярус. Каржский подъярус. Песчанки, алевролиты, архалиты, конгломераты, угли	ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ		Кислого состава, преимущественно лава
		Самарский ярус. Лотаревский подъярус. Песчанки, алевролиты, архалиты			Среднего состава, преимущественно лава
ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА (Т)		Нижний отдел. Эвкалиптовые сланцы, песчанки, алевролиты, архалиты, конгломераты	ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ		Среднего состава, преимущественно туфы
		Гамальская свита. Песчанки, граниты, мелкозернистые конгломераты			Основного состава, преимущественно лава
НИЖНЯЯ ОТДЕЛ		Камышевская свита. Конгломераты, граниты, песчанки, алевролиты, известняки и амфиболитовые порфиры, туфы, туфоосланцы	ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ		Равного состава, преимущественно лава
		Алаутская свита. Алевролиты, архалиты, песчанки, кристаллы сланцы			Равного состава, преимущественно туфы
СРЕДНЯЯ ОТДЕЛ		Верхний отдел. Среднетурский. Конгломераты, граниты, песчанки, алевролиты, архалиты, угли	ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ		Лесовые
		Средний отдел. Среднетурский. Песчанки, алевролиты, архалиты, угли, кристаллы сланцы, кварцевые порфиры, туфы, туфоосланцы			Речные
НИЖНЯЯ ОТДЕЛ		Малоуринская свита. Алевролиты, песчанки, архалиты, кристаллы сланцы, угли	ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ		Контактные роговики
		Толстобутовская свита. Песчанки, алевролиты, архалиты, конгломераты, угли, кварцевые порфиры, туфы, туфоосланцы			Мелкозернистые породы
СРЕДНЯЯ ОТДЕЛ		Калытинская свита. Среднетурский. Архалиты, алевролиты, песчанки, известняки, кварцево-хлоритовые, фельзитовые и кварцево-амфиболитовые сланцы, туфы, лава	ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ		Гнейсовидные породы
		Верхнекалытинская подсвита. Кварцево-хлоритовые и фельзитовые сланцы, туфы, лава			Границы несогласного залегания отложений
НИЖНЯЯ ОТДЕЛ		Нижнекалытинская подсвита. Архалиты, известняки, песчанки, алевролиты	ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ		Границы нормального стратиграфического и интрузивного контактов достоверные и предполагаемые
		Пастушья свита. Верхнеалайский. Песчанки, алевролиты, архалиты, известняки			Границы литологически поразличной давности и того же возраста
ВЕРХНЯЯ ОТДЕЛ		Верхнеалайская подсвита. Известняки, алевролиты, песчанки, архалиты	ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ		Линия тектонического контакта достоверная и предполагаемая
		Финский ярус. Нижнеалайская подсвита. Песчанки, алевролиты, известняки, архалиты, граниты			Линия тектонического контакта с утолщением выразившаяся впадина поверхности смещения
СРЕДНЯЯ ОТДЕЛ		Средний - верхний отделы. Каржиринская свита. Туфы основного состава, туфоосланцы, туфокопалиты, архалиты, алевролиты	ЗАБЕЛЕННЫЕ СЛОИ		Наклонное
		Кливленская свита. Диабазы и амфиболитовые порфиры, кварцевые амфиболиты, туфы, туфобрекчия			Вертикальное
НИЖНЯЯ ОТДЕЛ		Бокунтинская свита. Фельзитовые сланцы, песчанки, конгломераты, туфы	ЗАБЕЛЕННЫЕ СЛОИ		Опережающее
		Амачинская свита. Кварцево-полевшитоно-серпичитовые и кварцево-полевшитоно-серпичито-хлоритовые сланцы			Сложные
ПРЕДКАМБИОСКИЕ ГРУППЫ		Чегемская свита. Кварцево-хлоритово-мусковитовые сланцы	ПРЕДКАМБИОСКИЕ ГРУППЫ		Мавраевская свита. Кварцево-хлоритово-мусковитовые, известняково-мусковитовые и кварцево-двушпалые сланцы, амфиболиты, парагнейсы, кварцевые сланцы
		Мавраевская свита. Кварцево-хлоритово-мусковитовые, известняково-мусковитовые и кварцево-двушпалые сланцы, амфиболиты, парагнейсы, кварцевые сланцы			Буулуевская свита. Базальтовые гнейсы, амфиболиты
	Буулуевская свита. Базальтовые гнейсы, амфиболиты				

### Приложение 3

Корреляционная матрица данных годовичного разрешения, использованных для корреляционного анализа с геохимическими данными осадка озера Донгуз-Орун

	Br AVG	Br MAX	Ti average	Ti max	Zn average	1-Zn avg	Fe average	Mn average	Co/Inc	PCA1	PCA2	PCA3
Br AVG	1,00											
Br MAX	0,82	1,00										
Ti average	-0,71	-0,70	1,00									
Ti max	-0,67	-0,64	0,93	1,00								
Zn average	-0,62	-0,64	0,90	0,83	1,00							
Fe average	-0,77	-0,76	0,96	0,89	0,92	-0,92	1,00					
Mn average	-0,70	-0,70	0,92	0,85	0,92	-0,92	0,95	1,00				
Co/Inc	0,82	0,79	-0,84	-0,77	-0,76	0,76	-0,89	-0,83	1,00			
PCA1	-0,81	-0,78	0,96	0,89	0,91	-0,91	0,98	0,94	-0,93	1,00		
PCA2	0,55	0,49	-0,12	-0,07	0,04	-0,04	-0,18	-0,09	0,50	-0,26	1,00	
PCA3	0,35	0,11	-0,13	-0,21	0,07	-0,07	-0,11	-0,01	0,12	-0,11	0,02	1,00
WIDTH	0,01	0,11	0,04	0,09	0,05	-0,05	0,02	0,06	0,05	0,03	0,21	-0,25
KYZ	0,09	0,05	-0,26	-0,25	-0,23	0,23	-0,24	-0,27	0,11	-0,21	-0,18	-0,03
ALI	0,11	0,14	-0,18	-0,12	-0,20	0,20	-0,18	-0,20	0,16	-0,18	0,03	-0,20
KHAT	0,22	0,24	-0,41	-0,39	-0,41	0,41	-0,40	-0,43	0,28	-0,37	-0,07	-0,11
AZAU	-0,01	-0,04	-0,01	-0,08	0,07	-0,07	0,00	0,00	-0,02	0,01	-0,03	0,16
D03F	0,04	-0,13	0,04	0,01	0,09	-0,09	0,04	0,07	-0,02	0,05	-0,02	0,32
GZPF	-0,24	-0,22	0,47	0,40	0,39	-0,39	0,41	0,42	-0,33	0,41	0,01	-0,10
GZPA	-0,30	-0,27	0,15	0,21	0,15	-0,15	0,20	0,18	-0,25	0,23	-0,17	-0,18
GRS	0,13	0,16	-0,18	-0,12	-0,24	0,24	-0,19	-0,23	0,17	-0,19	-0,02	-0,19
MLB	0,47	0,34	-0,36	-0,36	-0,30	0,30	-0,40	-0,34	0,48	-0,42	0,30	0,24
SOF	-0,17	-0,14	0,01	-0,03	-0,06	0,06	0,00	-0,04	-0,10	0,04	-0,27	-0,22
KUB	0,13	0,13	-0,11	-0,18	-0,06	0,06	-0,09	-0,09	0,05	-0,08	0,03	0,08
KASH	-0,32	-0,20	0,17	0,15	0,05	-0,05	0,17	0,10	-0,33	0,22	-0,29	-0,31
IRI	0,26	0,37	-0,23	-0,17	-0,27	0,27	-0,27	-0,27	0,33	-0,27	0,25	-0,26
TER	-0,24	-0,10	0,14	0,13	0,02	-0,02	0,12	0,04	-0,20	0,15	-0,21	-0,43
CHM	0,15	0,19	-0,29	-0,26	-0,35	0,35	-0,30	-0,32	0,31	-0,32	0,01	-0,18
CHS	0,28	0,39	-0,48	-0,44	-0,56	0,56	-0,51	-0,55	0,45	-0,50	0,07	-0,35
ABM	0,23	0,21	-0,17	-0,18	-0,22	0,22	-0,24	-0,25	0,31	-0,25	0,26	-0,25
D3032P	0,34	0,34	-0,39	-0,31	-0,40	0,40	-0,42	-0,43	0,43	-0,42	0,15	-0,17
BI	-0,28	-0,34	0,30	0,25	0,17	-0,17	0,29	0,24	-0,28	0,29	-0,17	-0,10
Teberda annual avg temp	-0,15	-0,22	0,24	0,19	0,14	-0,14	0,21	0,24	-0,21	0,21	-0,14	0,09
Teberda summer avg temp	-0,10	-0,28	0,33	0,24	0,27	-0,27	0,30	0,30	-0,21	0,27	0,03	0,28
Teberda summer mean precip	-0,10	-0,28	0,33	0,24	0,26	-0,26	0,30	0,29	-0,21	0,27	0,02	0,27
Teberda annual precip	-0,39	-0,32	0,44	0,35	0,37	-0,37	0,41	0,37	-0,45	0,44	-0,22	0,14
Teberda summer precip	-0,15	-0,11	0,16	0,13	0,17	-0,17	0,18	0,14	-0,14	0,17	-0,08	0,07
Terskol annual avg temp	0,41	0,31	-0,22	-0,22	-0,28	0,28	-0,27	-0,24	0,40	-0,31	0,18	-0,39
Terskol summer avg temp	0,29	0,17	-0,07	-0,07	-0,11	0,11	-0,08	-0,12	0,36	-0,16	0,33	-0,28
Terskol annual precip	-0,27	-0,20	0,39	0,29	0,32	-0,32	0,28	0,23	-0,39	0,34	-0,10	0,34
Terskol summer precip	-0,19	-0,17	0,17	0,14	0,10	-0,10	0,11	0,07	-0,28	0,16	-0,26	0,22
Klukhor annual temp avg	0,22	0,10	-0,07	-0,03	-0,21	0,21	-0,16	-0,11	0,25	-0,18	0,03	-0,23
Klukhor summer temp avg	-0,12	-0,25	0,24	0,21	0,12	-0,12	0,17	0,13	-0,11	0,16	0,05	0,09
Djankuat - Akkum	-0,11	-0,01	0,20	0,18	0,23	-0,23	0,19	0,17	-0,14	0,25	0,02	0,17
Djankuat - Abl	-0,21	-0,18	0,33	0,27	0,26	-0,26	0,24	0,17	-0,03	0,27	0,18	0,12
Djankuat - Balance	0,08	0,12	-0,11	-0,08	-0,04	0,04	-0,05	-0,01	-0,06	-0,04	-0,11	0,02

	WIDTH	KYZ	ALI	KHAT	AZAU	D03F	GZPF	GZPA	GRS	MLB	SOF	KUB
WIDTH	1,00											
KYZ	-0,01	1,00										
ALI	-0,01	0,45	1,00									
KHAT	-0,11	0,62	0,47	1,00								
AZAU	-0,12	0,41	0,34	0,52	1,00							
D03F	-0,05	0,23	-0,04	0,13	0,05	1,00						
GZPF	0,15	-0,07	0,09	-0,24	-0,05	0,13	1,00					
GZPA	-0,01	0,34	0,39	0,19	0,12	-0,06	0,07	1,00				
GRS	0,13	0,36	0,74	0,32	0,13	0,00	0,21	0,08	1,00			
MLB	-0,08	0,26	0,47	0,28	0,29	0,04	-0,05	0,03	0,17	1,00		
SOF	-0,13	0,45	0,63	0,64	0,46	0,08	0,16	0,20	0,52	0,19	1,00	
KUB	-0,20	0,32	0,33	0,39	0,58	0,06	0,07	-0,13	0,29	0,30	0,50	1,00
KASH	-0,05	0,37	0,38	0,48	0,45	-0,19	0,05	0,38	0,13	0,06	0,56	0,39
IRI	0,05	0,00	0,31	0,16	0,06	-0,16	0,10	-0,19	0,24	0,22	0,21	0,30
TER	0,01	0,34	0,47	0,42	0,38	0,02	0,27	0,00	0,39	0,09	0,65	0,50
CHM	-0,12	0,43	0,63	0,45	0,24	0,14	-0,01	0,16	0,43	0,42	0,44	0,13
CHS	0,07	0,36	0,54	0,70	0,38	-0,10	-0,18	-0,04	0,47	0,30	0,59	0,44
ABM	-0,01	0,27	0,51	0,32	0,19	0,03	0,08	0,03	0,44	0,34	0,35	0,35
D3032P	-0,04	0,39	0,74	0,43	0,12	0,03	-0,08	0,17	0,62	0,35	0,40	0,15
BI	-0,08	-0,06	0,16	-0,08	0,04	0,11	0,21	-0,04	0,19	-0,02	0,25	0,24
Teberda annual avg temp	-0,14	0,06	0,25	-0,05	0,08	0,09	0,17	0,01	0,25	0,19	0,28	0,14
Teberda summer avg temp	-0,13	-0,10	-0,05	-0,23	0,03	0,31	0,19	-0,22	-0,01	0,14	0,03	0,20
Teberda summer mean precip	-0,13	-0,10	-0,05	-0,23	0,02	0,32	0,19	-0,21	-0,01	0,14	0,02	0,19
Teberda annual precip	-0,20	0,10	0,08	0,03	0,14	0,31	0,38	0,24	0,11	-0,02	0,30	0,15
Teberda summer precip	-0,04	0,06	0,09	0,09	0,20	0,00	0,14	0,21	0,03	0,16	0,12	0,03
Terskol annual avg temp	0,18	0,18	0,18	0,04	-0,04	-0,19	-0,06	-0,03	0,20	0,27	-0,06	0,03
Terskol summer avg temp	0,19	0,02	-0,03	-0,19	-0,19	0,01	0,07	-0,17	0,09	0,25	-0,27	-0,04
Terskol annual precip	-0,30	-0,04	0,04	0,01	0,20	0,32	0,29	-0,08	0,07	0,01	0,31	0,26
Terskol summer precip	-0,30	0,09	0,12	0,16	0,34	0,09	0,06	0,08	0,00	0,07	0,30	0,26
Klukhor annual temp avg	0,02	0,15	0,30	0,02	-0,06	-0,03	0,00	0,00	0,28	0,26	0,22	0,08
Klukhor summer temp avg	-0,17	0,04	0,04	-0,18	-0,04	0,21	0,06	-0,10	0,04	0,11	0,06	0,14
Djankuat - Akkum	0,05	-0,20	-0,07	0,00	-0,05	0,35	0,27	-0,20	-0,02	0,10	-0,01	0,12
Djankuat - Abl	-0,20	0,02	-0,09	-0,23	-0,10	0,04	0,11	-0,14	-0,03	0,12	0,09	0,15
Djankuat - Balance	0,17	-0,14	0,02	0,16	0,04	0,19	0,08	-0,02	0,01	-0,02	-0,07	-0,03

	KASH	IRI	TER	CHM	CHS	ABM	D3032P	BI	Teberda annual avg temp	Teberda summer avg temp	summer mean precip	Teberda annual precip
KUB												
KASH	1,00											
IRI	0,06	1,00										
TER	0,51	0,43	1,00									
CHM	0,14	0,25	0,32	1,00								
CHS	0,32	0,48	0,59	0,41	1,00							
ABM	0,16	0,55	0,38	0,42	0,50	1,00						
D3032P	0,05	0,31	0,28	0,58	0,55	0,63	1,00					
BI	0,20	0,17	0,35	0,16	0,11	0,15	-0,02	1,00				
Teberda annual avg temp	0,05	-0,01	0,13	0,26	0,00	0,09	0,09	0,56	1,00			
Teberda summer avg temp	-0,10	0,03	0,08	0,03	-0,12	0,10	-0,10	0,70	0,62	1,00		
Teberda summer mean precip	-0,10	0,02	0,08	0,04	-0,12	0,10	-0,10	0,70	0,62	1,00	1,00	
Teberda annual precip	0,19	-0,10	0,19	-0,02	-0,14	0,03	-0,13	0,12	0,25	0,15	0,15	1,00
Teberda summer precip	0,03	-0,02	0,02	0,06	-0,06	-0,05	-0,09	-0,20	-0,01	-0,12	-0,13	0,52
Terskol annual avg temp	0,05	0,10	0,01	0,36	0,23	0,09	0,19	0,47	0,67	0,34	0,34	-0,23
Terskol summer avg temp	-0,15	0,08	-0,04	0,14	0,09	0,09	0,05	0,58	0,33	0,53	0,53	-0,30
Terskol annual precip	0,09	0,07	0,30	-0,14	-0,03	0,13	-0,08	0,04	0,14	0,23	0,23	0,84
Terskol summer precip	0,23	0,08	0,25	-0,01	0,03	-0,02	-0,10	-0,24	-0,01	-0,09	-0,09	0,54
Klukhor annual temp avg	0,15	0,09	0,07	0,42	0,25	0,23	0,26	0,46	0,81	0,45	0,45	-0,04
Klukhor summer temp avg	-0,02	0,03	0,08	0,17	0,03	0,27	0,09	0,72	0,64	0,85	0,85	0,02
Djankuat - Akkum	-0,09	0,12	0,22	-0,14	-0,17	-0,04	-0,19	-0,10	0,09	0,05	0,06	0,41
Djankuat - Abl	0,01	0,31	0,28	0,04	-0,01	0,28	0,00	0,64	0,53	0,69	0,69	-0,13
Djankuat - Balance	-0,06	-0,15	-0,06	-0,12	-0,10	-0,22	-0,12	-0,51	-0,32	-0,46	-0,45	0,34

	Teberda summer mean precip	Teberda annual precip	Teberda summer precip	Terskol annual avg temp	Terskol summer avg temp	Terskol annual precip	Terskol summer precip	Klukhor annual temp avg	Klukhor summer temp avg	Djankuat - Akkum	Djankuat - Abl	Djankuat - Balance
Teberda annual avg temp												
Teberda summer avg temp												
Teberda summer mean precip	1,00											
Teberda annual precip	0,15	1,00										
Teberda summer precip	-0,13	0,52	1,00									
Terskol annual avg temp	0,34	-0,23	-0,24	1,00								
Terskol summer avg temp	0,53	-0,30	-0,38	0,72	1,00							
Terskol annual precip	0,23	0,84	0,31	-0,31	-0,31	1,00						
Terskol summer precip	-0,09	0,54	0,58	-0,32	-0,51	0,68	1,00					
Klukhor annual temp avg	0,45	-0,04	-0,23	0,87	0,58	-0,06	-0,11	1,00				
Klukhor summer temp avg	0,85	0,02	-0,37	0,59	0,87	0,10	-0,19	0,69	1,00			
Djankuat - Akkum	0,06	0,41	-0,01	-0,05	0,25	0,47	0,22	-0,14	-0,18	1,00		
Djankuat - Abl	0,69	-0,13	-0,36	0,40	0,64	0,03	-0,12	0,53	0,77	-0,15	1,00	
Djankuat - Balance	-0,45	0,34	0,25	-0,31	-0,28	0,26	0,22	-0,46	-0,66	0,72	-0,79	1,00