

УДК 551.89:551.312 (470.21)

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК ГОЛОЦЕНА В РАЙОНЕ ОЗЕРА ИМАНДРА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН): РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

С. Б. Николаева¹, Н. Б. Лаврова², Д. С. Толстобров¹, Д. Б. Денисов³

¹ Геологический институт Кольского научного центра РАН

² Институт геологии Карельского научного центра РАН

³ Институт проблем промышленной экологии Севера Кольского научного центра РАН

Приводятся литолого-стратиграфические, палеоботанические (палеофлористические), хронометрические (радиоуглеродное датирование) данные изучения малых и средних озер в районе озера Имандра (Кольский регион). Изучение осадочных разрезов современных озерных котловин позволило выделить различные фациальные разновидности осадков, установить основные этапы формирования озер, реконструировать динамику растительности в голоцене.

Ключевые слова: озера, палеолимнологические реконструкции, стратиграфия, спорово-пыльцевые спектры, голоцен, Кольский регион.

S. B. Nikolaeva, N. B. Lavrova, D. S. Tolstobrov, D. B. Denisov. RECONSTRUCTIONS OF HOLOCENE PALEO GEOGRAPHIC CONDITIONS IN THE LAKE IMANDRA AREA (KOLA REGION): RESULTS OF PALEOLIMNOLOGICAL STUDIES

The lithostratigraphic, palaeobotanical, and chronometric (radiocarbon dating) data on small and medium lakes around Lake Imandra (Kola region) are reported. The investigation of the sedimentary sections of modern lake basins has resulted in identification of various sediment facies, determination of the main stages of lake formation, and reconstruction of the Holocene vegetation dynamics.

Keywords: lakes, palaeolimnological reconstructions, stratigraphy, spore-pollen spectra, Holocene, Kola region.

Введение

В последнее время палеолимнологические исследования получили достаточно широкое распространение как в различных регионах России, так и за рубежом. Это связано прежде всего с тем, что донные отложения озер являются геологическими архивами, в которых

сохранена информация о прошлых седиментационных и природно-климатических обстановках. Смена характера процессов озерного седиментогенеза, их интенсивность, а также различные климатические и катастрофические события находят свое отражение в строении осадочных последовательностей озерных отложений. Наиболее активно это направление

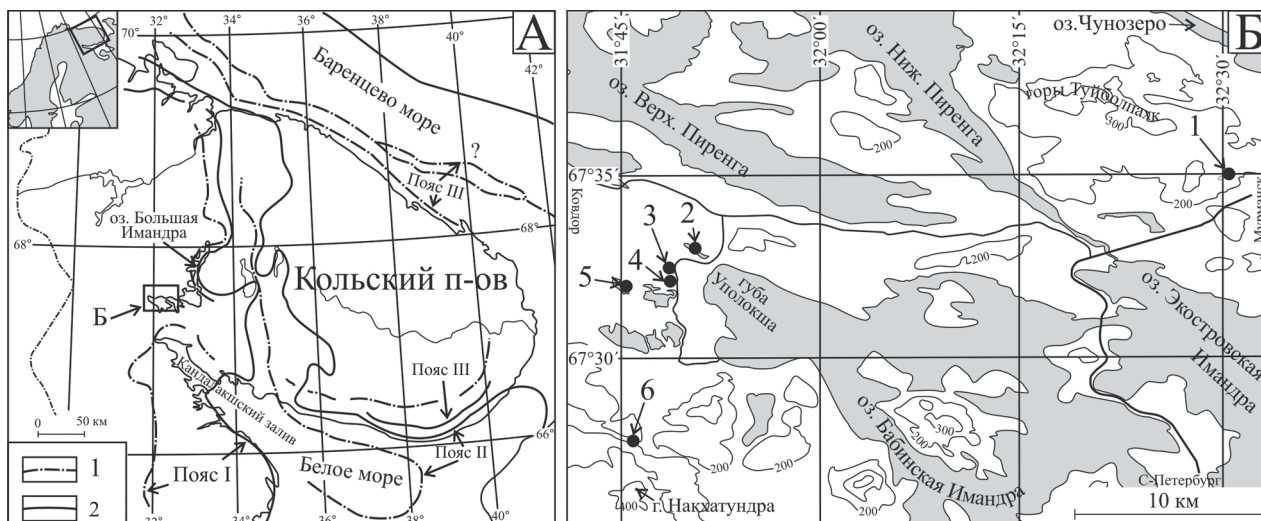


Рис. 1. Карта-схема района исследований (А) и расположение озерных котловин (Б):

А – положение края ледника (или отдельной лопасти) по [Евзеров, Николаева, 2000]: 1 – при формировании насыпных конечно-моренных гряд внутренней полосы маргинального пояса в период межстадиального потепления, 2 – при образовании напорных конечно-моренных гряд внешней полосы маргинального пояса в период стадиального похолодания. Б – черными кружочками показаны изученные озера и их номера

развивается в связи с реконструкцией динамики уровней морей и океанов на территориях, прежде подвергавшихся оледенениям, таких как Фенноскандинавский щит. Исследованиям озерных осадков в целях изучения перемещения береговой линии моря посвящены многочисленные работы скандинавских ученых [Donner et al., 1977; Anundsen, 1985; Lohne et al., 2007]. В Кольском регионе подобные работы проведены для побережья Баренцева и Белого морей [Snyder et al., 1997; Corner et al., 1999, 2001; Sapelko, Nosevich, 2012; Колька и др., 2013]. Детальным палеолимнологическим исследованиям во внутренних (континентальных) районах Кольского региона уделено несколько меньшее внимание [Kremenetski, Patyk-Kara, 1997; Kremenetski et al., 1999; Ilyashuk et al., 2005; Павлова и др., 2011], а на юго-западе региона такие работы носят единичный характер [Евзеров и др., 1983; Solovieva, Jones, 2002]. В связи с этим многие аспекты истории развития озер этой части региона остались за пределами внимания исследователей.

В данной публикации представлены новые результаты литологического и микропалеонтологического (спорово-пыльцевого и диатомового) изучения осадков озерных котловин в континентальной части Кольского региона, а также данные радиоуглеродного датирования. На их основе выполнено стратиграфическое расчленение осадков, реконструкция палеогеографических обстановок и динамики растительности в голоцене.

Краткая характеристика района работ

Кольский регион, включающий в себя территорию Мурманской области и прилегающие шельфы Баренцева и Белого морей, входит в состав северо-восточной части Балтийского (Фенноскандинавского) щита. Здесь на поверхность выходят метаморфизованные докембрийские породы кристаллического фундамента, местами перекрытого маломощным покровом четвертичных отложений. Эта территория неоднократно подвергалась оледенениям, последним из которых было Валдайское (Weichselian).

Район исследований расположен на юго-западе Кольского региона и примыкает к побережью самого крупного водоема – озера Имандра. В его конфигурации выделяется две крупные ветви – субмеридиональная (оз. Большая Имандра) и субширотная (озера Экостровская и Бабинская Имандра). В пределах западного побережья Бабинской Имандры и проводилось изучение донных осадков озер (рис. 1).

Рельеф района к западу от озера Бабинская Имандра представлен плоскими болотистыми пространствами и многочисленными изолированными озерами с вытянутой формой котловин, обусловленной направлением движения ледников последнего оледенения вдоль господствующих тектонических разломов. Обширные плоские аккумулятивные озерные и озерно-ледниковые террасы, толщи флювиогляциальных отложений, заполняющих долины и понижения рельефа, имеют здесь

широкое распространение. К северу и югу территория характеризуется более расчлененным и разнообразным рельефом, где возвышенности достигают высотных отметок 250–350 м.

Изученные озерные котловины расположены в 45–50 км к западу от внешней полосы самого молодого пояса краевых маргинальных образований Кольского региона (пояс I на рис. 1, А) [Евзеров, Николаева, 2000]. Внешняя полоса пояса I является продолжением моренных гряд полосы Тромсё–Линген, а возраст образования этой стадии соотносится с похолоданием позднего дриаса и оценивается в 10 000–11 000 лет н. в. [Andersen, 1979].

Современная Имандровская озерная система сформирована на месте приледникового водоема последнего Валдайского оледенения [Лаврова, 1960]. Уровень этого бассейна при смещении фронта деградирующего ледника на запад периодически понижался. Дальнейшее развитие водоема происходило на фоне гляциоизостатического поднятия территории при постепенном сокращении его площади и отчленении от него отдельных озер. К настоящему времени уровень основного бассейна озера Имандра находится на абсолютной высоте 127,5 м, а отчленившихся от него фрагментов – в диапазоне высот 114–170 м.

Методика работ

Полевые исследования. Отбор донных осадков производился в летний период с катмарана при помощи переносного отечественного поршневого бура, позволяющего отбирать монолиты донных отложений мощностью 1 м с перекрытием 5–10 см, чтобы избежать пропусков в седиментологической последовательности осадков. Керны документировались и опробовались непосредственно в поле. В полевых условиях выполнялось подробное литологическое описание разрезов, фотодокументация и отбор проб на различные виды анализов. На диатомовый и спорово-пыльцевой анализ отбирались пробы размером 1,0–2,0 см, на радиоуглеродное датирование – размером 7,0–10,0 см. Высотное положение озер определялось по картам масштаба 1: 25 000.

Лабораторные исследования. Радиоуглеродное датирование (образцы гиттии, торфа, древесины) выполнено в Лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода факультета географии и геоэкологии СПбГУ в Санкт-Петербурге и лаборатории географии и эволюции почв в ИГ РАН в Москве. Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной

программы «CalPal2007_HULU» Кельнского университета 2007 года (сайт www.calpal.de). Спорово-пыльцевой анализ образцов выполнен в Институте геологии КарНЦ РАН. При подготовке образцов использовалась общепринятая методика [Пыльцевой анализ..., 1950; Палеопалинология..., 1966]: применялся щелочной метод Поста и сепарационный метод В. П. Гричука. Подсчет пыльцевых зерен в спорово-пыльцевых спектрах обычно составлял 500–1500 (в зависимости от концентрации пыльцы в отложениях). Определение состава макроостатков растений в образцах торфа выполнено Н. В. Стойкиной в лаборатории болотных экосистем Института биологии КарНЦ РАН. Диатомовый анализ донных отложений был проведен по стандартной общепринятой методике [Давыдова, 1985; Денисов, 2007], с изменениями, принятыми в ИППЭС КНЦ РАН [Косова и др., 2011]. Все обнаруженные в препаратах створки водорослей определялись по возможности до внутривидовых таксономических категорий согласно определителям [Krammer, Lange-Bertalot, 1988–1991; Krammer, 2002]. Подсчет и таксономическая идентификация диатомей были проведены на световом микроскопе «Motic VA 300» при увеличении в 400–1000 раз, с применением иммерсионного объектива.

Результаты исследований и их интерпретация

Характеристика озерных котловин и литология осадков. В районе исследования изучены донные отложения шести озерных котловин, расположенных на высотных отметках от 128,0 до 204,9 м над уровнем моря (табл. 1, рис. 2).

Озеро 1 заполняет ложбину между двумя возвышенностями с высотными отметками 252,1 и 244,5 м н. у. м. и находится в районе озер Пиренга-Чунозеро – Экостровская Имандра (рис. 1, Б). Бурением вскрыта следующая последовательность осадков (здесь и далее описание приводится снизу вверх, глубина указана от поверхности воды) (см. рис. 2): 6,30–6,08 м – песок серый, монотонный, грубо- и крупнозернистый, с гравием. На контакте с вышележащими осадками в нескольких кернах отмечен наклонный слой глины толщиной 0,5 см, с углом наклона 10°; 6,08–5,99 м – переслаивание алевритов, глин и тонкозернистого песка. Переход в вышележащие осадки резкий; 5,99–5,87 м – алеврит светло-серый с песком с дисперсной органикой. Контакт с перекрывающими осадками постепенный; 5,87–5,80 м – гиттия

Таблица 1. Основные характеристики исследованных озер

№ озера	Координаты скважин		Высота, м н. у. м.	Площадь озера, км ²	Глубина, м	Мощность осадков, м
	N	E				
1	69°34.94'	32°29.60'	204,9	0,11	3,5–4,0	3,0
2	67°32.93'	31°50.73'	128,0	0,195	0,5	3,0
3	67°32.40'	31°48.70'	148,8	0,05	2,6–3,0	1,2
4	67°32.16'	31°48.70'	146,8	0,025	1,5–2,0	1,1
5	67°31.98'	31°45.18'	133,4	0,385	3,2	2,1
6	67°27.60'	31°46.08'	188,0	0,1	1,5	3,1

светло-коричневая с алевритом. Переход в вышележащие осадки резкий; 5,80–5,30 м – гиттия плотная, монотонная, коричневая, с минеральной частью, которая исчезает в верхней части интервала. Переход в вышележащие осадки постепенный; 5,30–3,30 м – гиттия коричневая. На глубине 5,30–5,20 и 4,30–4,15 м встречены прослой, состоящие на 90 % из макроостатков растений, с примесью торфа (?). В интервале 4,90–4,80 м отмечается прослой светлой гиттии. Вверх по разрезу с глубины 4,30 м гиттия разжижена.

Озера 2–5 расположены на плоской заболоченной территории в 0,4–1,3 км от Уполокшской губы озера Бабинская Имандра (см. рис. 1, Б).

Озеро 2 имеет узкую, вытянутую вдоль новейшего линейного северо-западного простирания форму котловины. Отложения озера изучены по керну 1-й скважины, расположенной в центральной части озера. Бурением вскрыта следующая последовательность: 3,50–3,26 м – песок неслоистый мелко- и среднезернистый. Контакт с вышележащими осадками резкий; 3,26–3,05 м – алеврит серый, неслоистый. Переход в вышележащие осадки постепенный; 3,05–2,50 м – алеврит светло-серый, слоистый, с прослоями тонкозернистого песка от 0,2 до 2 см. Переход в вышележащие осадки постепенный; 2,50–1,98 м – гиттия слоистая, с алевритом. Слоистость толщи выражена цветом осадков, а мощность слоев составляет от 0,3 до 5 см. Вверх по разрезу в интервале постепенно увеличивается содержание органики и уменьшается содержание алеврита. Переход в вышележащие осадки постепенный; 1,98–1,35 м – гиттия неяснослоистая, светло-коричневая, с минеральной частью. Переход в вышележащие осадки постепенный; 1,35–0,5 м – гиттия светло-коричневая, монотонная.

Озеро 3 – малое бессточное озеро. Южный берег имеет форму буквы Г, длинная сторона которой вытянута на 0,35 км в субширотном направлении (аз. прост. 280°), согласно с направлением зоны новейших сдвиговых линейментов. Донные осадки изучены по кернам двух скважин, расположенных в южной части

озера на расстоянии около 100 м друг от друга. В скважине 1 (ЮВ часть озера, глубина воды 3 м) вскрыта следующая последовательность осадков: 3,88–3,87 м – песок неслоистый, серый, тонкозернистый. Контакт с вышележащим слоем неровный, с затеками и карманами, внедрениями песка в вышелегающий торф и затеками торфа в песок; 3,87–3,76 м – торф темно-коричневого цвета, плотный, перемешанный с песком и гиттией. В основании торфа наблюдаются изолированные включения песка округлой и неправильной формы диаметром 0,5–2 см. Переход в вышележащий слой постепенный; 3,76–3,60 м – гиттия неслоистая, коричневая, с макроостатками растительности. Переход в вышележащий слой постепенный; 3,60–3,00 м – гиттия монотонная, желеобразная. В нижней части интервала отмечается неясная слоистость. Из слоя торфа (глубина 3,87–3,80 м) была отобрана проба на определение макроостатков растений. В их составе присутствует кора сосны (5 %), березы (5 %), ивы (5 %), *Phragmites* (25 %), *Nuphar* (5 %), *Polygonum* (5 %), *Typha* (10 %), неопределенные остатки трав (10 %), *Sphagnum teres* (5 %), *Warnstorfia* (28 %).

В скважине 2 (ЮЗ часть озера, глубина воды 2,6 м) разрез донных отложений представлен интервалами: 3,80–3,75 м – песок серый, неслоистый, тонко- и мелкозернистый. Контакт с перекрывающими осадками резкий; 3,75–3,40 м – торф коричневый, плохо разложившийся. Переход в вышележащий слой постепенный; 3,40–2,60 м – гиттия коричневая, монотонная.

Озеро 4 – малое озеро неправильной формы. Донные отложения изучены по кернам двух скважин, расположенных друг от друга на расстоянии 45 м. В скважине 1 в разрезе установлена следующая последовательность осадков: 1,97–1,95 м – песок серый, неслоистый. Граница с вышележащими осадками резкая, неровная, с затеками; 1,95–1,76 м – торф коричневый, хорошо разложившийся. Контакт с вышележащим слоем осадков резкий; 1,76–1,60 м – гиттия неслоистая коричневая.

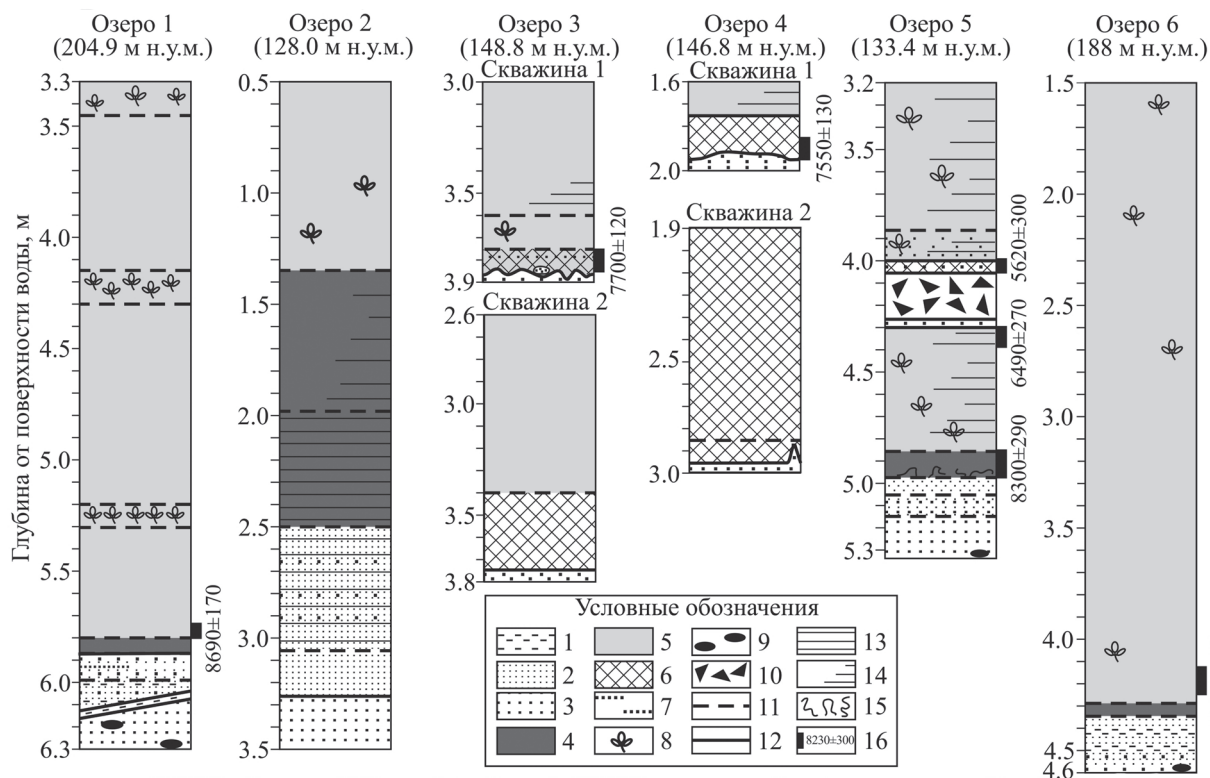


Рис. 2. Результаты изучения осадков озерных котловин в районе озера Имандра:

1 – глина; 2 – алеврит; 3 – песок; 4 – гиттия с алевритом; 5 – гиттия; 6 – торф; 7 – дисперсная органика; 8 – остатки растений; 9 – зерна гравия; 10 – брекчированный горизонт. Контакты: 11 – постепенные; 12 – резкие. Слоистость: 13 – отчетливая; 14 – неясная; 15 – муаровые текстуры; 16 – радиоуглеродный возраст (^{14}C)

В скважине 2 вскрыты: 3,00–2,98 м – песок серовато-коричневый мелко- и среднезернистый. Контакт с перекрывающими осадками резкий, неровный; 2,98–2,87 м – торф темно-коричневый, хорошо разложившийся. Переход в вышележащий слой постепенный; 2,87–1,90 м – торф коричневый, плохо разложившийся.

Озеро 5 с вытянутой с северо-запада на юго-восток формой котловины на расстояние 1,2 км, тяготеет к узлу пересечения новейших сдвиговых линейментов северо-западного и субширотного простираний. Осадки озера изучены шестью скважинами. Наиболее полный разрез вскрыл следующую последовательность осадков: 5,33–5,14 м – песок крупнозернистый, вверх по разрезу переходящий в мелко-среднезернистый. В нижней части слоя отмечаются единичные зерна гравия. Переход в вышележащий слой постепенный; 5,14–5,06 м – переслаивание алеврита и мелкозернистого песка. Переход в вышележащий слой постепенный; 5,06–4,98 м – алеврит серый неслоистый. Переход в вышележащий слой постепенный; 4,98–4,86 м – гиттия черная с минеральной частью. У контакта алевритов и гиттии отмечаются разводы и пятнистые «муаровые» текстуры, образованные за счет цвета

осадков. Контакт с перекрывающим слоем постепенный; 4,86–4,30 м – гиттия неяснослоистая, коричневая, с остатками растительности и минеральной частью. Переход в вышележащий слой представлен неровным слойком серого тонкозернистого песка толщиной 2 мм; 4,30–4,00 м – «брекчированный» интервал, состоящий из «обломков» разных по составу пород (гиттии, алеврита, песка), имеющих различную форму, цвет и размеры (в среднем от 2,5 до 3,5 см в поперечном сечении), торфа, растительных остатков, обломков древесины и песка, заключенных в сапропелевую матрицу. В интервале 4,06–4,00 м – торф с песком. Переход в вышележащий слой неотчетливый; 4,00–3,88 м – гиттия темно-коричневая, неяснослоистая, с минеральной частью и растительными остатками внизу интервала. Переход в вышележащий слой постепенный; 3,88–3,20 м – гиттия коричневая, неяснослоистая, с макроостатками растительности.

Озеро 6 с узкой вытянутой формой котловины, в отличие от озер 2–5, приуроченных к наиболее низменной болотистой части побережья Имандровской депрессии, находится в пересеченной местности в подножии северных склонов г. Нахкатундра и удалено от

Таблица 2. Возраст органогенных отложений

№ озера	Тип осадков	Интервал (глубина) отбора пробы, м	Возраст		Лабораторный № образца
			радиоуглеродный	календарный	
1	гиттия	5,74–5,80	8690 ± 170	9800 ± 230	ЛУ-7572
3	торф	3,75–3,85	7700 ± 120	8491 ± 109	ИГАН 4548
4	торф	1,76–1,95	7550 ± 130	8196 ± 127	ИГАН 4547
5	гиттия	4,86–4,98	8300 ± 290	9210 ± 360	ЛУ-7363
5	гиттия	4,30–4,40	6490 ± 270	7330 ± 270	ЛУ-7364
5	древесина	3,95–4,05	5620 ± 300	6440 ± 340	ЛУ-7365
6	гиттия	4,10–4,25	8230 ± 300	9130 ± 360	ЛУ-7368

Уполокшской губы в ЮЗ направлении на 8 км (см. рис. 1, Б). Озеро заполняет ложбину между двумя возвышенностями с высотными отметками 268,0 и 395,9 м н. у. м. В разрезе установлена следующая последовательность осадков: 4,60–4,58 м – песок крупнозернистый с единичными зернами гравия и прослоями алеврита. Переход в вышележащий слой постепенный; 4,58–4,34 м – переслаивание светло-серых алевритов и глин с тонкозернистыми песками (мощность слоев 2 мм). Переход в вышележащий слой постепенный; 4,34–4,29 м – алеврит с гиттией. Вверх по разрезу количество алеврита уменьшается. Переход в вышележащий слой постепенный; 4,29–1,50 м – гиттия монотонная коричневая, внизу интервала плотная, с единичными растительными остатками.

Результаты радиоуглеродного датирования, палеоботанических исследований и диатомового анализа. Для разрезов отложений озер получено семь радиоуглеродных датировок (табл. 2). Они отражают начальный этап накопления гиттии в озерах 1, 5, 6 и торфа в озерах 3 и 4. Для разреза осадков озера 5 получено три радиоуглеродные датировки, фиксирующие начало накопления гиттии (для глубины 498–486 см) и время образования брекчиевого горизонта (для глубин 440–430 и 405–395 см) (см. рис. 2). Из этой же керновой колонки были отобраны образцы на спорово-пыльцевой и диатомовый анализы.

По результатам спорово-пыльцевого анализа в разрезе озера 5 выделено восемь локальных пыльцевых зон (LPAZ), соответствующих определенным периодам и фазам голоцена (рис. 3). В разрезе изучено 16 образцов, в которых зафиксировано от 741 до 1757 пыльцевых зерен и спор 61 таксона растений.

Палиностратиграфические подразделения отражают изменения растительности, связанные как с климатическими событиями, так и с локальными изменениями условий ее произрастания. При выделении биостратиграфических уровней за аргументы принимались

особенности спорово-пыльцевых спектров (СПС) конкретных палинозон, корреляция их с известными моделями позднеледниковья и голоцена [Хотинский, 1977], а также с диаграммами болотных отложений Ловозерской равнины и других имеющихся данных [Елина и др., 2000; Павлова и др., 2011]. В основном спорово-пыльцевые спектры относятся к лесному типу.

Палинозона I (гл. 500–480 см) выделена в алевритах и залегающей на них черной плотной гиттии с минеральной частью. Как показывают количественные соотношения, в общем составе пыльцы и спор только в этой палинозоне отмечается самое низкое содержание пыльцы древесных (от 60 до 70 %), пыльцы *Pinus* и наиболее высокое содержание пыльцы *Betula pubescens*, *B. czerepanovii*. При этом количество пыльцы *Pinus* увеличивается, достигая максимума к верхней границе палинозоны, доля пыльцы *Betula* – уменьшается. Как явствует из анализа СПС, подтвержденного радиоуглеродной датировкой 8300 ± 230 ¹⁴C л. н., эта палинозона сформировалась в бореальное время (9300–8000 С¹⁴ л. н.). Особенностью СПС **палинозоны II** (гл. 480–450 см), выделенной по образцам продолжающей накапливаться гиттии, помимо высоких содержаний пыльцы *Pinus* и *Betula sect. Albae* следует считать и появление пыльцы термофильных пород *Ulmus*, *Alnus glutinosa*, *Corylus*, а также непрерывной кривой пыльцы *Picea*. **Палинозона III** (гл. 450–430 см) выделена по уменьшению количества пыльцы *Betula sect. Albae*, возрастанию *Pinus* и *Picea*. В СПС по-прежнему присутствует пыльца термофильных пород. **Палинозона IV** (гл. 430–395 см), соответствующая нарушенному слою – брекчиевому горизонту, имеет более существенные отличия от предыдущих по следующим признакам. Уменьшение пыльцы древесных (*Picea*, *Pinus*, *Betula sect. Albae*), что происходит за счет перераспределения процентного соотношения в пользу пыльцы других таксонов, главным образом *Cyperaceae*, *Poaceae*.

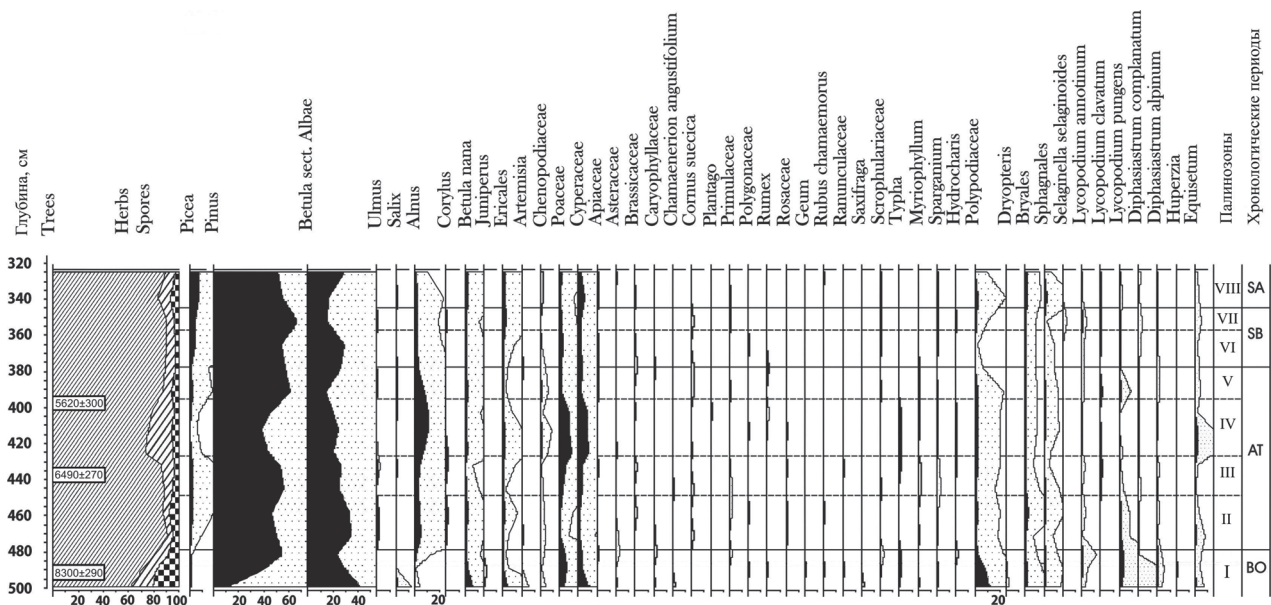


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза донных отложений озера 5

Примечательно возрастание роли *Alnus* (за счет пыльцы *Alnus incana*), увеличение вклада пыльцы *Betula nana*, *Ericales*, *Chenopodiaceae*, а также пыльцы водных и прибрежно-водных растений и спор *Equisetum*. В группе разнотравья отмечена пыльца *Asteraceae*, *Geum*, *Plantago*, *Rubus chamaemorus*. Образец гиттии из ненарушенного слоя, подстилающего брекчиевый горизонт, получил дату 6490 ± 270 ^{14}C л. н., а обломок древесины, отобранный из его верхней части, – 5620 ± 300 ^{14}C л. н. (см. рис. 2, 3).

Палинозона V (гл. 395–380 см) соответствует слою с нормальным осадконакоплением гиттии, который перекрывает брекчиевый горизонт. Эта палинозона характеризуется прямо противоположными показателями: вновь увеличивается количество основных компонентов спектров (*Picea*, *Pinus*, *Betula sect. Albae*), а доля пыльцы таксонов, возросших в предыдущей палинозоне (*Betula nana*, *Ericales*, *Cyperaceae*, *Poaceae* спор *Equisetum*), – уменьшается. Присутствие пыльцы термофильных пород (*Ulmus*, *Alnus glutinosa*, *Corylus*) является объединяющим фактором для палинозон II–V. Отметим, что спорадически встречающаяся в незначительном количестве пыльца термофильных пород, скорее всего, является заносной и свидетельствует о приближении границ распространения термофильных пород к изучаемой территории. Это обстоятельство, а также данные радиоуглеродного датирования позволяют предположить, что формирование СПС этих палинозон происходило в атлантическое время (8000–4700 C^{14} л. н.).

Основные изменения в трех последующих зонах происходят среди главных компонентов спектров: в **палинозоне VI** (гл. 380–360 см) возрастает роль пыльцы *Betula sect. Albae* и *Picea*, исчезает пыльца *Ulmus*, значительно снижается доля *Alnus glutinosa*. В **палинозоне VII** (гл. 360–345 см) доминантом СПС становится пыльца *Pinus*, количество которой достигало максимальных значений. Здесь вновь зафиксирована пыльца термофильных пород (*Ulmus*, *Corylus*) и в то же время споры гипоарктического вида *Selaginella selaginoides*. Учитывая особенности СПС палинозоны, а также то обстоятельство, что осадки, где сформировался данный комплекс пыльцы и спор, без прерыва залегают на отложениях атлантического времени, можно с уверенностью утверждать, что спорово-пыльцевые спектры палинозон образовались в суббореальное время (4700–2500 C^{14} л. н.). Спорово-пыльцевым спектром **палинозоны VIII** (гл. 345–325 см) присущи вновь возрастающая роль пыльцы *Betula sect. Albae* и *Picea*, уменьшение количества *Pinus*, из спектров исчезает пыльца термофильных пород. Следует отметить более значимый вклад пыльцы *Betula nana*, *Ericales*, *Cyperaceae*, спор *Sphagnales*. Формирование СПС этой палинозоны происходило в субатлантическое время (2500 – настоящее время).

Диатомовый анализ, выполненный также по колонке 5, позволяет охарактеризовать различные стадии развития этого пресноводного водоема в голоцене (рис. 4). Всего в отложениях было обнаружено 207 таксонов диатомей рангом ниже рода.

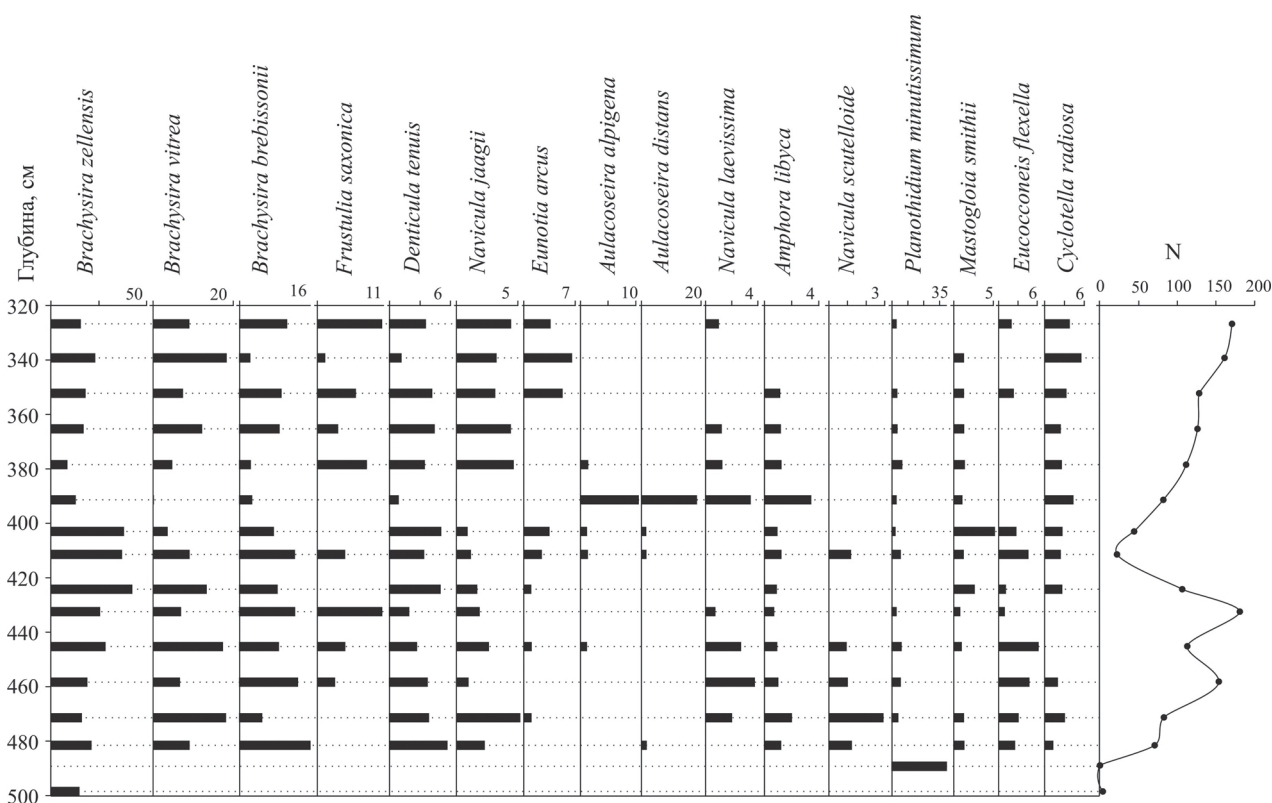


Рис. 4. Диатомовая диаграмма массовых и индикаторных видов (%) и изменение общей численности диатомей в донных отложениях озера 5 (N, млн экз./г. сух. в-ва)

Начало развития пресноводного водоема соотносится с бореальным периодом. Диатомовые комплексы в низах разреза, представленных алевритами и алевритистой гиттией черного цвета (гл. 488–500 см), характеризуются низким общим обилием и малым таксономическим разнообразием. Вероятно, это начальный этап формирования водоема и заселения его водорослями. Озеро было мелководным, о чем говорит отсутствие планктонных форм диатомей. В этот период активно развивались бентосные виды и обрастатели – *Brachysira zellensis* (Grun.) Round et Mann; *Planothidium minutissimum* (Krasske) E. A. Morales; *P. lanceolatum* (Bréb. ex Kütz.) Lange-Bertalot; *Staurosirella pinnata* (Ehrb.) Williams & Round; *S. pinnata* var. *intercedens* (Grun.) P. B. Hamilton; *S. constrictuens* Ehrb.

При дальнейшем накоплении органических илов (гл. 480–430 см), в начале атлантического периода, формируются более богатые в видовом и количественном отношении диатомовые комплексы. В этот этап развития водоема господствовали донные формы и обрастатели, развивающиеся в условиях пониженных значений pH: различные виды рода *Brachysira* и *Frustulia saxonica* Rabenh., появились немногочисленные представители планктона: *Cyclotella antiqua* W. Smith, *C. bodanica* Eulenstein, *C. radiosa*

(Grun.) Lemm. Озеро представляло собой мелководный олиготрофный таежный водоем, с pH < 7.0, с низкой минерализацией; берега могли быть частично заболочены. В составе палеосообществ присутствуют теплолюбивые виды: *Staurosira venter* (Ehrb.) N. Kobayasi, *Planothidium lanceolatum*.

В вышележащих осадках, представленных нарушенным брекчиевым горизонтом, состоящим из перемешивания гиттии, алеврита, песка и торфа (гл. 400–426 см), наблюдаются изменения в составе диатомового комплекса. Происходит резкое снижение общего обилия как результат изменения локальных местообитаний и нарушения процессов седиментогенеза. Формирование прослойки торфа выше нарушенного интервала отложений позволяет предположить, что водоросли-обрастатели могли развиваться, используя высшую водную растительность в качестве субстрата. Уровень воды в озере в этот период существенно снизился на фоне зарастания и заболачивания территории. При дальнейшем формировании толщи гиттии на глубине 375–393 см условия развития диатомового комплекса все еще не были стабильны. Это заметно по резкому увеличению доли планктонных диатомей (*Aulacoseira alpigena* (Grun.) Kramm. и *A. distans* (Ehrb.) Simons.). Они стали занимать позиции

доминантов на фоне сокращения господствовавших до этого донных форм и обрастателей. Такие изменения, возможно, являются свидетельством увеличения объемов воды в озере. Снижение доли ацидофилов отражает увеличение pH.

С началом суббореального периода (гл. 375–344 см) при продолжающемся накоплении органогенных осадков резко снижается доля планктонных видов наряду с восстановлением доли донных, обрастателей и планктонно-бентосных в результате обмеления озера. В субатлантических диатомовых комплексах (гл. 325–344 см) относительное обилие диатомей восстановилось до значений, характерных для периода начального накопления органики. Доминируют представители рода *Brachysira* (*Brachysira zellensis*; *B. vitrea*; *B. brebissonii*) и другие диатомеи, развивающиеся в условиях pH < 7.0, за счет которых продолжалось увеличение общего обилия. Доля планктонных видов незначительна, наблюдается некоторое увеличение аркто-альпийских форм. В составе комплексов отсутствуют теплолюбивые диатомеи. Очевидно, озеро стало более мелководным по сравнению с предыдущими интервалами.

Обсуждение результатов

Литостратиграфический анализ позволил выделить в отложениях шести озерных котловин четыре фациальные разновидности осадков: (1) приледникового озера, представленные разнозернистыми песками и алевритами от неслоистых до тонкослоистых, реже глинами (озера 1–6); (2) современного пресноводного озера, представленные гиттией, от черного до коричневого цвета, от неслоистой до неяснослоистой (озера 1–6); (3) болотную, залегающую под современными озерными осадками и представленную торфом (озера 3 и 4); (4) сейсмогенную, представленную перемешиванием гиттии разного цвета, алевритов, песков, торфа, обломков древесины (брекчиевый горизонт в осадках озера 5). Разновидности 1–3 соответствуют фациям I, V, VI, выделенным в осадках озер северного побережья Кандалакшского залива [Колька и др., 2013]. Фация 4, предполагаемая сейсмогенная, выделена впервые. Все эти фации отражают различные условия и характер осадконакопления.

Осадки фации 1 формировались в условиях приледникового водоема в добореальное время. По мере освобождения юго-запада Кольского региона от ледникового покрова уровень этого приледникового водоема понижался, площадь его сокращалась, происходило

отчленение (отшнуровывание) отдельных озер и образование новых водоемов. Данные радиоуглеродного датирования свидетельствуют о начале накопления органогенных отложений в озерах Западной Имандры уже в бореальный период. Дальнейший седиментогенез осадков происходит на протяжении всего голоцена.

Результаты спорово-пыльцевого и диатомового анализов, сопряженные с данными радиоуглеродного датирования, позволяют выделить в соответствии с палеоклиматической периодизацией голоцена основные этапы озерного осадконакопления и динамики растительности, которые охватывают периоды от бореального до субатлантического времени. В целом они согласуются с ранее выделяемыми этапами образования озер Карелии [Экман и др., 1988; Демидов, Шелехова, 2006; Субетто, 2009], но имеют в этом конкретном районе и свои особенности.

Бореальный период (ВО: 9300–8000 ¹⁴С л. н., здесь и далее природные рубежи приведены по Хотинскому [1987]). Начало этого периода характеризуется низкими температурами и ритмически направленным существенным потеплением климата на фоне дефицита влажности. Состав спорово-пыльцевых спектров в алевритах озера 5 отражает несомкнутый растительный покров и низкую продуктивность озер. Это согласуется и с результатами диатомового анализа: незначительное количество и бедность видов диатомовых комплексов в низах разреза также свидетельствует о начальном этапе формирования водоемов. Присутствие колоний *Pediastrum integrum*, *P. orientale* указывает на то, что накопление озерных отложений имело место в холодноводном пресном водоеме. В условиях нарастающего потепления березовые редколесья сменяются сосново-березовыми северотаежными лесами, которые занимают все благоприятные местообитания и к концу периода играют доминирующую роль в растительном покрове окружающей территории. Именно в этот период начинается накопление гиттии в озерах 1, 5, 6 (8230 ± 300–8690 ± 170 ¹⁴С л. н.) (см. табл. 2) и, вероятно, в других озерах района исследований. Близкая датировка – 8160 ± 65 ¹⁴С л. н. – получена для горного озера в Чуна-тундре, расположенного в 45 км к северу от района исследований [Solovieva, Jones, 2002].

Атлантический период (АТ: 8000–4600 л. н.) – время климатического оптимума. В малых озерах продолжают процессы формирования горизонтов сапропелей и торфа, интенсивно идут процессы заболачивания территории. Помимо торфов в озерах продолжают

накапливаться диатомиты [Евзеров и др., 1983]. Присутствие в озерных отложениях этого времени незначительного количества пыльцы термофильных пород может быть истолковано как результат ветрового заноса с довольно близкого расстояния, то есть свидетельствует о приближении границ распространения этих пород к изучаемой территории. Вновь увеличивается количество березы в древостое (кроме *Betula pubescens* и *B. czerepanovii* присутствует также *B. pendula*), что скорее всего обусловлено повышением влажности климата. Леса приобрели среднетаежный облик, о чем свидетельствует уменьшение количества спор плаунов в спектрах. В СПС несколько увеличивается доля пыльцы *Picea*. Вероятно, это обусловлено внедрением ели в существующие сообщества. Судя по результатам диатомового анализа колонки 5, в донных отложениях озер формируются более богатые в видовом отношении диатомовые комплексы, на несколько порядков увеличивается общее обилие диатомей, преобладают донные виды, обрастатели и планктонно-бентосные формы. Озера имеют вид олиготрофных таежных водоемов, возможно с частично заболоченными берегами. Результаты ботанического анализа из образца торфа озера 3 (остатки коры *Pinus*, *Betula*, *Salix* и пр.) свидетельствуют о том, что древесная растительность произрастала непосредственно вблизи побережий озер. На берегах водоемов были распространены тростники, рогоз, сфагновые мхи, а присутствие кубышки указывает на существование мелководного, хорошо прогреваемого водоема.

К этому же периоду приурочено продолжающееся образование многочисленных малых и средних озер. В связи с исчезновением все еще сохранявшихся в понижениях рельефа массивов мертвого льда, возможно, были сформированы озера 3 и 4. Улучшение климата способствовало тому, что по истечении определенного промежутка времени на увлажненной поверхности осадков, под которыми был погребен лед, сформировалось болото и образовался торф. По мере таяния погребенного льда торф опустился на дно котловины. С этим, возможно, связаны деформации на границе песков и торфа, резкие контакты между осадками (см. рис. 2). В последующем эти небольшие котловины постепенно заполнялись водой, и в них началась нормальная озерная седиментация – накопление гиттии, которая перекрыла ранее сформировавшийся торф.

По мере ослабления гляциоизостатического эффекта все большую роль играют тектонические факторы. В колонке озера 5 (см. рис. 2)

текстура осадков брекчиевого горизонта отчетливо свидетельствует об одномоментном катастрофическом изменении условий осадконакопления, которое могло произойти в результате сильного встряхивания. В СПС брекчиевый горизонт выделяется в виде локальной пыльцевой зоны (см. рис. 3), в которой уменьшение количества пыльцы древесных связано не с сокращением площадей, занимаемых лесами, а с увеличением обильно пылящих осоковых и злаковых, а также других растений, рассеяющихся на мелководьях и освободившейся от воды территории. Это верескоцветные кустарнички, карликовая березка, прибрежно-водные и болотные виды растений (*Equisetum*, *Geum*, *Rubus chamaemorus* и др.), а также виды семейства *Chenopodiaceae* (*Ch. album*, *Ch. rubrum*, *Ch. polyspermum*), которые заселяли песчаные и каменистые местообитания, освободившиеся при снижении уровня водоема. На диатомовой диаграмме брекчиевый горизонт выражается резким изменением в структуре диатомовых комплексов: снижением общего обилия, с последующей сменой доминантных видов диатомей (см. рис. 4). Эти процессы, возможно, иллюстрируют реакцию водорослей на катастрофические события, которые, очевидно, привели к изменению батиметрии водоема, а также нарушению субстратов, на которых развивались диатомеи. Таким образом, катастрофическое событие отражено не только в литологии осадков, но и в изменениях палеоботанических характеристик.

Один из возможных механизмов образования брекчиевого горизонта – катастрофический сброс осадков с бортов котловины в результате тектонической (сейсмотектонической) подвижки по разлому или разнонаправленных косейсмических движений [Nikolaeva et al., 2014]. В этом случае накопленная часть прибрежных осадков могла резко переместиться в более глубокую часть водоема. При встряхивании произошло «взламывание» осадков, что повлекло суспензирование их и последующее переотложение в виде брекчиевого горизонта на уже ранее сформированные и недеформированные слои. Следует отметить, что аналогичные по морфологии и характеру нарушения часто возникают и в результате озерных сейшей или цунами и связаны с землетрясениями [Dawson, Stewart, 2007; Heifetz et al., 2005].

Осадконакопление гиттии в озерах в начале **суббореального периода (SB: 4600–2500 ¹⁴C л. н.)** происходит при резком похолодании и увеличении влажности климата, что находит отражение в исчезновении из СПС пыльцы термофильных пород (см. рис. 3).

Климатические условия способствовали активизации распространения ели, внедрявшейся в уже существующие леса. Последующее потепление вновь приблизило границу ареалов термофильных пород. В лесах безраздельно господствует сосна, но участие в них ели продолжает увеличиваться. Вероятно, леса начинают принимать облик северотаежных.

Согласно полученным палинологическим данным, новая волна похолодания в **субатлантическое время (SA: от 2500 л. н. – настоящее время)** приводит к сокращению участия термофильных пород в лесах более южных территорий, что нашло отражение и в СПС рассматриваемого разреза озера 5, где пыльца этих пород уже не зафиксирована. Все более существенный вклад в растительный покров вносили северотаежные елово-сосновые и березово-сосновые кустарничково-зеленомошные и травяные леса. Возможно, в наиболее благоприятных для нее местообитаниях ель создавала монодоминантные ценозы. В диатомовых комплексах этого периода доля планктонных видов незначительна, отсутствуют теплолюбивые диатомеи, наблюдается некоторое увеличение аркто-альпийских форм, озера становятся более мелководными и холодноводными. Накопление органогенных осадков происходило вплоть до настоящего времени.

Заключение

Изучены отложения шести озерных котловин, в которых выделены четыре фации осадков (приледникового озера, современного озера, болотная и сейсмогенная), характеризующие различные палеообстановки в районе Западной Имандры в голоцене. На основании изучения палеоботанических (палеофлористических), хронометрических (радиоуглеродное датирование) данных, а также литологии донных отложений озер охарактеризованы основные этапы осадконакопления и динамики растительности, которые охватывают периоды от бореального до субатлантического времени. Присутствие сейсмогенной фации в отложениях озера 5 свидетельствует о более значительной роли тектонической компоненты в затухающем процессе релаксации земной коры на снятие нагрузки последнего ледникового покрова, чем принято было считать ранее.

Работа выполнена при финансовой поддержке Правительства Мурманской области в рамках государственной программы «Развитие экономического потенциала и формирование благоприятного

предпринимательского климата» и РФФИ, проект № 14–05–98 806 p_север_a.

Авторы благодарны Д. А. Максимова, А. П. Николаева, П. А. Маурчеву, М. В. Тороповой за оказанную помощь в проведении полевых работ, Х. А. Арсланову, Э. П. Зазовской за выполнение радиоуглеродного анализа, Н. В. Стойкиной за выполнение ботанического анализа растений, В. В. Кольке за критический разбор рукописи.

Литература

Давыдова Н. Н. Диатомовые водоросли-индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л.: Наука, 1985. 244 с.

Демидов И. Н., Шелехова Т. С. Диатомиты Карелии (особенности формирования, распространения, перспективы использования). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. 89 с.

Денисов Д. Б. Изменения гидрохимического состава и диатомовой флоры донных отложений в зоне воздействия горнорудного производства (Кольский полуостров) // Водные ресурсы. 2007. Т. 34, № 6. С. 719–730.

Евзеров В. Я., Каган Л. Я., Лебедева Р. М. Начальный этап формирования диатомита в оз. Ковдор (юго-западная часть Мурманской области) // История озер в СССР: тезисы докладов VI Всесоюзного совещания. Таллин. 1983. Т. II. С. 47–48.

Евзеров В. Я., Николаева С. Б. Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона // Геоморфология. 2000. № 1. С. 61–73.

Елина Г. А., Лукашов А. Д., Юрковская Т. К. Позднеледниковые и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2000. 242 с.

Колька В. В., Евзеров В. Я., Мёллер Я. Й., Корнер Д. Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия РАН. Серия географическая. 2013. № 1. С. 73–85.

Косова А. Л., Малышева М. Б., Денисов Д. Б. К методике камеральной обработки проб для диатомового анализа донных отложений // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12–17 сентября, 2011 г.). В 2-х т. / Рос. акад. наук, Отд. наук о Земле, Комиссия по изуч. четвертич. периода, Геологический ин-т КНЦ РАН. Апатиты; СПб., 2011. Т. 1. (А–К). С. 294–295.

Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 234 с.

Палеопалинология. Т. 1. Методика палинологических исследований и морфология некоторых ископаемых спор, пыльцы и других растительных микрофоссилий // Тр. ВСЕГЕИ. 1966. Вып. 141. 351 с.

Пыльцевой анализ / Ред. И. М. Покровской. М.: Госгеоиздат, 1950. 571 с.

Павлова Е. Ю., Дорожкина М. В., Девятова Э. И. Природная среда и климат Верхнепонойской депрессии (Кольский п-ов) в позднем неоплейстоцене-голоцене (по данным палинологического анализа донных отложений оз. Чурозеро) // Тез. докл. VII Всерос. совещания по изуч. четв. периода. Апатиты, 2011. С. 128–131.

Субетто Д. А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.: РГПУ им. А. И. Герцена, 2009. 339 с.

Хотинский Н. А. Голоцен северной Евразии. М.: Наука, 1977. 199 с.

Хотинский Н. А. Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода / Ред. Я.-М. К. Пуннинг, И. К. Иванова, Н. В. Кинд, О. А. Чичагова. М.: Наука, 1987. С. 39–45.

Экман И. М., Лукашов А. Д., Колканен А. М., Лийва А. А. Динамика развития озер и озёрности Карельской АССР по данным радиохронологии // Изотопно-геохимические исследования в Прибалтике и Белоруссии. Таллин, 1988. С. 206–217.

Andersen B. G. The deglaciation of Norway 15000–10000 B. P. // *Boreas*. 1979. Vol. 8. P. 79–87.

Anundsen K. Changes in shore-level and ice front position in Late Weichsel and Holocene, southern Norway // *Norsk geografisk Tidsskrift*. 1985. Vol. 39. P. 205–225.

Corner G. D., Yevzerov V. Ya., Kolka V. V., Moller J. J. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia // *Boreas*. 1999. Vol. 28, No. 1. P. 146–166.

Corner G. D., Kolka V. V., Yevzerov V. Ya., Moller J. J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // *Global and Planetary Change*. 2001. Vol. 31. P. 153–175.

Dawson A., Stewart I. Tsunami deposits in the geological record // *Sedimentary Geology*. 2007. Vol. 200. P. 166–183.

Donner J., Eronen M., Jungner H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // *Norsk geografisk Tidsskrift*. 1977. No 1. P. 103–128.

Heifetz E., Agnon A., Marco S. Soft sediment deformation by Kelvin Helmholtz Instability: A case from Dead Sea earthquakes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 236. P. 497–504.

Ilyashuk E. A., Ilyashuk B. P., Hammarlund D., Larocque I. Holocene climatic and environmental changes inferred from midge records (Diptera: Chironomidae, Chaoboridae, Ceratopogonidae) at Lake Berkut, southern Kola Peninsula, Russia // *The Holocene*. 2005. Vol. 15. P. 897–914.

Krammer K. Cymbella. In: H. Lange-Bertalot (ed.), *Diatoms of Europe*. 3: A. R. G. Gantner Verlag K. G., Ruggell. 2002. 584 p.

Krammer T., Lange-Bertalot H. *Bacillariophyceae, Subwasserflora von Mitteleuropa*, Vol. 2 (1–4). Stuttgart; Jena: Gustav Fisher Verlag. P. 1988–1991.

Kremenetski C. V., Patyk-Kara N. G. Holocene vegetation dynamics of the southeast Kola Peninsula, Russia // *The Holocene*. 1997. Vol. 7. P. 473–479.

Kremenetski C., Vaschalova T., Sulerzhitsky L. The Holocene vegetation history of the Khibiny Mountains: implications for the post-glacial expansion of spruce and alder on the Kola Peninsula, northwestern Russia // *Journal of Quaternary Science*. 1999. Vol. 14, No 1. P. 29–43.

Lohne O. S., Bondevik S., Mangerud J., Svendsen J. I. Sea-level fluctuation imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerod // *Quaternary Sci. Rev.* 2007. No 6. P. 2128–2151.

Nikolaeva S., Lavrova N., Denisov D. New data on effects of strong catastrophic events in lake sediments in European subarctic (Kola Peninsula) // *Paleolimnology of Northern Eurasia. Proceedings of the International Conference (Petrozavodsk, 21–25 September, 2014)* / Eds. D. Subetto, T. Regerand, A. Sidorova. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. P. 119–120.

Sapelko T. V., Nosevich E. S. Paleoenvironmental changes during the Holocene in the north of Kola Peninsula according pollen data // *Геоморфология и палеогеография полярных регионов: материалы международной конференции (Санкт-Петербург, СПбГУ, 9–17 сент. 2012 г.)*. СПб., 2012. С. 248–250.

Snyder J. A., Forman S. L., Mode W. N., Tarasov G. A. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // *Boreas*. 1997. Vol. 26. P. 329–346.

Solovieva N., Jones V. J. A multiproxy record of Holocene environmental changes in the central Kola Peninsula, northwest Russia // *Journal of Quaternary Science*. 2002. Vol. 17. P. 303–318.

Поступила в редакцию 19.12.2014

References

Davydova N. N. Diatomovye vodorosli-indikatorы prirodnykh uslovii vodoemov v golotsene [The diatoms as indicator of basin environmental conditions in Holocene]. Leningrad: Nauka, 1985. 244 p.

Demidov I. N., Shelekhova T. S. Diatomity Karelii (osobennosti formirovaniya, rasprostraneniya, perspektivy ispol'zovaniya) [Diatomites of Karelia (features of formation, distribution and perspectives of use)]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2006. 89 p.

Denisov D. B. Izmeneniya gidrokhimicheskogo sostava i diatomovoi flory donnykh otlozhenii v zone vozdeistviya gornorudnogo proizvodstva (Kol'skii poluoostrov) [Changes in the hydrochemical composition and diatomic flora of bottom sediments in the zone of influence of metal mining production (Kola Peninsula)]. *Vodnye resursy [Water resources]*. 2007. Vol. 34, No 6. P. 719–730.

Ekman I. M., Lukashov A. D., Kolkanen A. M., Lii-va A. A. Dinamika razvitiya ozer i ozernosti Karel'skoi

ASSR po dannym radiokhronologii [The dynamics of lake and lake percentage of the Karelian ASSR according to radiochronology]. *Izotopno-geokhimicheskie issledovaniya v Pribaltike i Belorussii [Isotope-geochemical investigations in Baltic area and Belorussia]*. Tallin. 1988. P. 206–217.

Evzerov V. Ya., Kagan L. Ya., Lebedeva R. M. Nachal'nyi etap formirovaniya diatomita v oz. Kovdor (yugo-zapadnaya chast' Murmanskoi oblasti) [The initial stage of diatomite formation in Lake Kovdor (southwestern Murmansk Region)]. *Istoriya ozer v SSSR. Tezisy dokladov VI Vsesoyuznogo soveshchaniya [Lake history of the USSR. Proceedings of the VI All-Union conference]*. Tallin. 1983. Vol. II. P. 47–48.

Evzerov V. Ya., Nikolaeva S. B. Poyasa kraevykh lednikovykh obrazovaniy Kol'skogo regiona [Belts of marginal glacial formations of the Kola region]. *Geomorfologiya*. 2000. No 1. P. 61–73.

Elina G. A., Lukashov A. D., Yurkovskaya T. K. Pozdnelednikov'e i golotsen Vostochnoi Fennoskandii (paleorastitel'nost' i paleogeografiya) [Late glacial and Holocene palaeovegetation and palaeogeography of the Eastern Fennoscandia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2000. 242 p.

Khotinskii N. A. Golotsen severnoi Evrazii [The Holocene of the Northern Eurasia]. Moscow: Nauka, 1977. 199 p.

Khotinskii N. A. Radiouglerodnaya khronologiya i korrelyatsiya prirodnykh i antropogennykh rubezhei golotsena [Radiocarbon chronology and the correlation of natural and anthropogenic boundaries of the Holocene]. *Novye dannye po geokhronologii chetvertichnogo perioda [New data in Quaternary geochronology]*. Eds. Ya.-M. K. Punning, I. K. Ivanova, N. V. Kind, O. A. Chichagova. Moscow: Nauka, 1987. P. 39–45.

Kol'ka V. V., Evzerov V. Ya., Meller Ya. I., Korner D. D. Peremeshchenie urovnya morya v pozdnem pleistotsene – golotsene i stratigrafiya donnykh osadkov izolirovannykh ozer na yuzhnom beregu Kol'skogo poluoostrova, v raione poselka Umba [Shifts in sea level in late Pleistocene-Holocene and stratigraphy of bottom sediments from the isolated lakes on the southern shore of the Kola peninsula, Umba village]. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya [Proceedings of RAS. Geographical series]*. 2013. No 1. P. 73–85.

Kosova A. L., Malysheva M. B., Denisov D. B. K metodike kameral'noi obrabotki prob dlya diatomovogo analiza donnykh otlozhenii [On the methods of cameral treatment of samples for the diatom analysis of bottom sediments]. *Kvarter vo vsem ego mnogoobrazii. Fundamental'nye problemy, itogi izucheniya i osnovnye napravleniya dal'neishikh issledovaniy: Materialy VII Vserossiiskogo soveshchaniya po izucheniyu chetvertichnogo perioda (g. Apatity, 12–17 sentyabrya, 2011 g.) [The Quaternary in all of its variety. Basic issues, results and major trends of further research. Proceedings of the VII All-Russian Quaternary conference (Apatity, 12–17 September, 2011)]*. Ros. akad. nauk, Otd. nauk o Zemle, Komissiya po izuch. chetvertich. perioda, Geologicheskii in-t KNTs RAN. Apatity; St.-Petersburg, 2011. Vol. 1. (A–K). P. 294–295.

Lavrova M. A. Chetvertichnaya geologiya Kol'skogo poluoostrova [Quaternary geology of the Kola Peninsula]. Leningrad: AN SSSR, 1960. 234 p.

Paleopalinologiya. Metodika palinologicheskikh issledovaniy i morfologiya nekotorykh iskopaemykh spor, pyl'tsy i drugikh rastitel'nykh mikrofosilii [Paleopalinology. Methodology of palynological studies and morphology of some fossil spores, pollen and other vegetative microfossils]. *Tr. VSEGEI*. 1966. Iss. 141. Vol. 1. 351 p.

Pyl'tsevoi analiz. [Pollen analysis]. Ed. I. M. Pokrovskoi. Moscow: Gosgeoizdat, 1950. 571 p.

Pavlova E. Yu., Dorozhkina M. V., Devyatova E. I. Prirodnyaya sreda i klimat Verkhneponoiskoi depressii (Kol'skii p-ov) v pozdnem neopleistotsene-golotsene (po dannym palinologicheskogo analiza donnykh otlozhenii oz. Churozero) [Late Pleistocene to Holocene environment and climate in the Upper Ponoy depression (Kola Peninsula) reconstructed from pollen record of Churozero Lake bottom deposits]. *Tez. dokl. VII Vseros. soveshchaniya po izuch. chetv. perioda [Proceedings of the VII All-Russian Quaternary conference]*. Apatity. 2011. P. 128–131.

Subetto D. A. Donnye otlozheniya ozer: paleolimnologicheskie rekonstruktsii [Lake bottom sediments: paleolimnological reconstructions]. St. Petersburg.: RGPU im. A. I. Gertsena, 2009. 33 p.

Andersen B. G. The deglaciation of Norway 15000–10000 B. P. *Boreas*. 1979. Vol. 8. P. 79–87.

Anundsen K. Changes in shore-level and ice front position in Late Weichsel and Holocene, southern Norway. *Norsk geografisk Tidsskrift*. 1985. Vol. 39. P. 205–225.

Corner G. D., Yevzerov V. Ya., Kolka V. V., Moller J. J. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia. *Boreas*. 1999. Vol. 28, No. 1. P. 146–166.

Corner G. D., Kolka V. V., Yevzerov V. Ya., Moller J. J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia. *Global and Planetary Change*. 2001. Vol. 31. P. 153–175.

Dawson A., Stewart I. Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology*. 2007. Vol. 200. P. 166–183.

Donner J., Eronen M., Jungner H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway. *Norsk geografisk Tidsskrift*. 1977. No 1. P. 103–128.

Heifetz E., Agnon A., Marco S. Soft sediment deformation by Kelvin Helmholtz Instability: A case from Dead Sea earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 236. P. 497–504.

Ilyashuk E. A., Ilyashuk B. P., Hammarlund D., Larocque I. Holocene climatic and environmental changes inferred from midge records (Diptera: Chironomidae, Chaoboridae, Ceratopogonidae) at Lake Berkut, southern Kola Peninsula, Russia. *The Holocene*. 2005. Vol. 15. P. 897–914.

Krammer K. Cymbella. In: H. Lange-Bertalot (ed.), *Diatoms of Europe*. 3: A. R. G. Gantner Verlag K. G., Ruggell. 2002. 584 p.

Krammer T., Lange-Bertalot H. Bacillariophyceae, Subwasserflora von Mitteleuropa, Vol. 2 (1–4). Stuttgart; Jena: Gustav Fisher Verlag. P. 1988–1991.

Kremenetski C. V., Patyk-Kara N. G. Holocene vegetation dynamics of the southeast Kola Peninsula, Russia. *The Holocene*. 1997. Vol. 7. P. 473–479.

Kremenetski C., Vaschalova T., Sulerzhitsky L. The Holocene vegetation history of the Khibiny Mountains: implications for the post-glacial expansion of spruce and alder on the Kola Peninsula, northwestern Russia. *Journal of Quaternary Science*. 1999. Vol. 14, No 1. P. 29–43.

Lohne O. S., Bondevik S., Mangerud J., Svendsen J. I. Sea-level fluctuation imply that the Younger Dryas ice-sheet expansion in western Norway commenced during the Allerod. *Quaternary Sci. Rev.* 2007. No 6. P. 2128–2151.

Nikolaeva S., Lavrova N., Denisov D. New data on effects of strong catastrophic events in lake sediments in European subarctic (Kola Peninsula). *Paleolimnology of Northern Eurasia. Proceedings of the International Conference* (Petrozavodsk, 21–25 September, 2014). Eds. Dmitry Subetto, Tatyana Regerand, Anastasiya Sidorova. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. P. 119–120.

Sapelko T. V., Nosevich E. S. Paleoenvironmental changes during the Holocene in the north of Kola Peninsula according pollen data. *Geomorfologiya i paleogeografiya polyarnykh regionov. Materialy mezhdunarodnoi konferentsii (Sankt-Peterburg, SPbGU, 9–17 sent. 2012 g.) [Geomorphology and palaeogeography of polar regions. Proceedings of the international conference (St. Petersburg, SPSU, 9–17 September, 2012)]*. St. Petersburg, 2012. P. 248–250.

Snyder J. A., Forman S. L., Mode W. N., Tarasov G. A. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia. *Boreas*. 1997. Vol. 26. P. 329–346.

Solovieva N., Jones V. J. A multiproxy record of Holocene environmental changes in the central Kola Peninsula, northwest Russia. *Journal of Quaternary Science*. 2002. Vol. 17. P. 303–318.

Received December 19, 2014

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Николаева Светлана Борисовна

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.
Геологический институт Кольского научного центра РАН
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл.,
Россия, 184209
эл. почта: nikolaeva@geoksc.apatity.ru
тел.: (81555) 79575

Лаврова Надежда Борисовна

старший научный сотрудник, к. б. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: Lavrova@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 782753

Толстобров Дмитрий Сергеевич

младший научный сотрудник
Геологический институт Кольского научного центра РАН
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл.,
Россия, 184209
эл. почта: tolstobrov@geoksc.apatity.ru
тел.: (81555) 79575

Денисов Дмитрий Борисович

старший научный сотрудник, к. б. н.
Институт проблем промышленной экологии Севера
Кольского научного центра РАН
ул. Ферсмана, 14а, Апатиты, Мурманская обл.,
Россия, 184209
эл. почта: denisov@iner.ksc.ru
тел.: (81555) 79776

CONTRIBUTORS:

Nikolaeva, Svetlana

Geological Institute, Kola Science Centre,
Russian Academy of Sciences
14 Fersman St., 184209 Apatity, Murmansk Region, Russia
e-mail: nikolaeva@geoksc.apatity.ru
tel.: (81555) 79575

Lavrova, Nadezhda

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: Lavrova@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 782753

Tolstobrov, Dmitry

Geological Institute, Kola Science Centre,
Russian Academy of Sciences
14 Fersman St., 184209 Apatity, Murmansk Region, Russia
e-mail: tolstobrov@geoksc.apatity.ru
tel.: (81555) 79575

Denisov, Dmitry

Institute of Industrial Ecology Problems of the North,
Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences
14a Fersman St., 184209 Apatity, Murmansk Region, Russia
e-mail: denisov@iner.ksc.ru
tel.: (81555) 79776