

УДК 551.435.37→551.89(268.46)

© 2018 г. КОЛЬКА В.В.^{1,*}, КОРСАКОВА О.П.¹, ЛАВРОВА Н.Б.², ШЕЛЕХОВА Т.С.², ТОЛСТОБРОВА А.Н.¹, ТОЛСТОБРОВ Д.С.¹, ЗАРЕЦКАЯ Н.Е.³

**СТРАТИГРАФИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ МАЛЫХ ОЗЕР
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЗАПАДНОГО БЕРЕГА
ОНЕЖСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ
В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ**

¹Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия²Институт геологии КНЦ РАН, Петрозаводск, Россия³Геологический институт РАН, Москва, Россия

*E-mail: kolka@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 23.02.2017

Представлены новые данные по литологии, микропалеонтологии и геохронологии донных осадков малых озер, расположенных на западном берегу Онежского залива Белого моря. На основе полученных данных для указанного района реконструирована палеогеографическая обстановка позднеледниковья и голоцена. Установлено, что здесь в позднем дриасе в условиях краевой зоны деградирующего ледника образовывались приледниковые озера. Их осадки в виде палеонтологически немых разнородных песков с гравием отмечены в некоторых котловинах побережья до высоты около 140 м над у.м. Спуск этих озер в конце позднего дриаса способствовал формированию единого обширного пресноводного водоема в котловине современного Онежского залива. В начале пребореала при таянии погребенного льда на прилегающей суше происходило заболачивание локальных депрессий и образование низинных болот и торфяников. В конце пребореала – начале бореала при замедлении гляциоизостатического поднятия земной коры, после разрушения ледяной преграды в районе Соловецких островов и притока морской воды в котловину Онежского залива произошло затопление прилегающей к нему территории. Сначала в этом обширном водоеме, а позже в отделившихся от него малых озерах накапливались слоистые алевриты и алевритистые сапропели, перекрывающие торф в разрезах донных отложений. Котловины малых озер отчленились от основного водоема Онежского залива в разное время на протяжении голоцена по причине гляциоизостатического поднятия и восходящих блоковых движений земной коры.

Ключевые слова: Белое море, побережье Онежского залива, донные осадки, хронология, уровень моря, позднеледниковье, голоцен.

DOI: 10.7868/S0435428118020049

**SMALL LAKES BOTTOM SEDIMENTS STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY
OF THE ONEGA BAY WEST COAST OF THE WHITE SEA IN THE LATE GLACIAL
AND HOLOCENE**

V. V. KOLKA^{1,*}, O. P. KORSAKOVA¹, N. B. LAVROVA², T. S. SHELEKHOVA²,
A. N. TOLSTOBROVA¹, D. S. TOLSTOBROV¹, AND N. E. ZARETSKAYA³

¹Geological Institute of Kola Science Centre RAS, Apatity, Russia,²Institute of geology Karelian Science Centre RAS, Petrozavodsk, Russia³Geological Institute RAS, Moscow, Russia

*E-mail: kolka@geoksc.apatity.ru

S u m m a r y

New lithological, micropaleontological and geochronometrical data from the bottom sediments of small lakes situated on the western coast of the White Sea Onega Bay are presented along with the reconstruction of the Late Pleistocene-Holocene palaeoenvironments. It was established that periglacial lakes were formed in

the marginal zone of the melting ice sheet in the Younger Dryas. Their sediments represented by paleontologically mute various grained sands and gravels are found in depressions on the sea coast up to the altitude of 140 m above sea level. The drainage of these lakes at the end of the Younger Dryas contributed to the formation of a single spacious freshwater basin in the Onega Bay depression. At the beginning of the Preboreal, the melting of buried ice on adjacent land caused swamping of the local depressions and formation of fens and peat bogs. After the destruction of the ice barrier at the Solovetsky archipelago and the slowing-down of the glacioisostatic uplift, the sea water intrusion into the Onega Bay depression took place and flooding of the adjacent areas occurred at the end of Preboreal – early Boreal. The layered silt and silty sapropel overlaid the peat in the depositional sequences initially accumulated in this spacious reservoir and later in the small lakes. The depressions of small lakes isolated from the Onega Bay at different times during the Holocene due to the glacioisostatic uplift and the upward movements of crustal blocks.

Keywords: White Sea, Onega Bay coast, bottom sediment, chronology, sea level, late Glacial, Holocene.

Введение

Вопросы, связанные с геологией и геоморфологией Онежского п-ва [1–3 и др.], палеогеографией и историей развития Онежского залива Белого моря и его побережья [4–8 и др.], привлекают внимание исследователей, начиная с первой половины XX в. При этом наиболее дискуссионными остаются такие палеогеографические аспекты как последовательность и возраст событий позднеледникового и раннеголоценового этапов

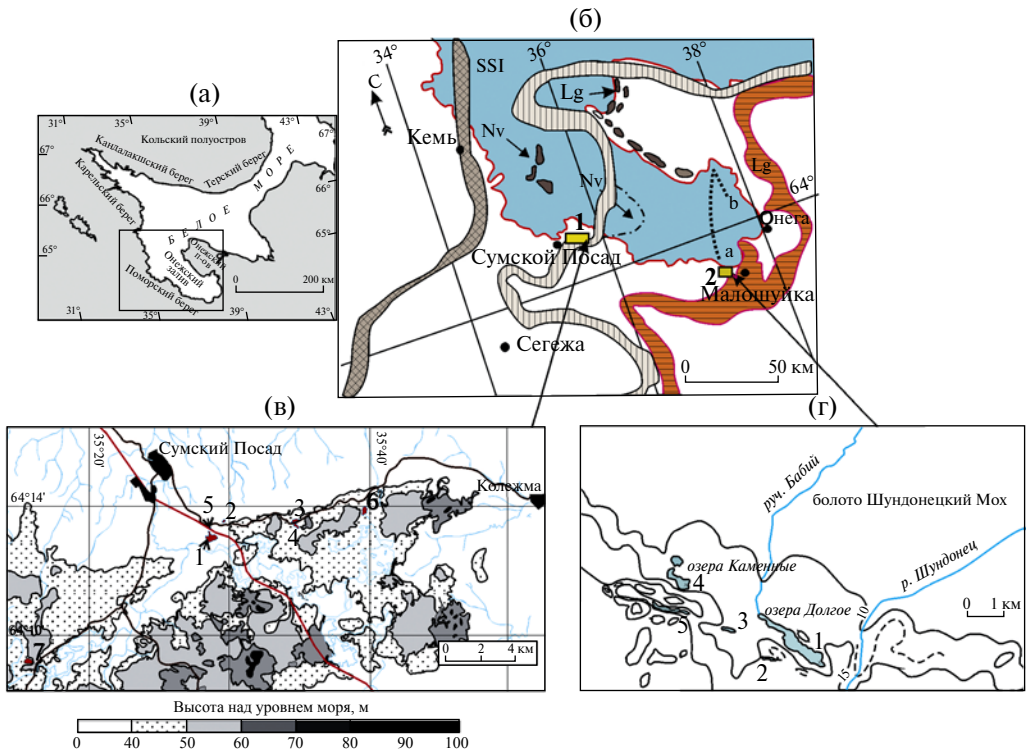


Рис. 1. Схема района работ на побережье Белого моря (а), положение изученных участков на Поморском берегу Онежского залива Белого моря относительно краевых образований лужской (Lg), невской (Nv) и сальпауселья I (SSI) стадий дегляциации (б), расположение исследованных озерных котловин в районе Сумский Посад (в) и Малошуйка (г)

(б) – район работ: 1 – Сумский Посад, 2 – Малошуйка; I–II – положение Южно-Онежского разреза (по [8]), Lg – лужские краевые образования, Nv – невские краевые образования, SSI – ругозерские (сальпауселья I) краевые образования; для (в) и (г): положение озер, обозначенных арабскими цифрами

развития приледниковых и наследовавших их голоценовых водоемов в котловине современного Онежского залива и прилегающих к нему территориях. Представленные в статье новые данные, полученные при изучении донных отложений из котловин озер, расположенных на западном и юго-западном побережьях Онежского залива (рис. 1), в значительной мере дополняют имеющиеся представления об особенностях развития этой части Беломорья.

История изученности

С середины прошлого века известно, что при деградации льдов последнего оледенения край материкового покрова на восточной стороне Белого моря (беломорской впадины) длительное время находился в стационарном состоянии, а Онежский п-ов разделил краевую часть ледника на Онежский и Двинский языки, заполнившие впадины дочетвертичного рельефа. Длительное стационарное положение ледника маркировано здесь краевыми и боковыми моренами, которые оконтуривают Онежский и Двинский заливы [1, 2]. Эти краевые образования были отнесены [5, 9] к так называемым лужской (14.2–13.2 тыс. радиоуглеродных (^{14}C) л.н. (тыс.л.н.)) и невской (12.5–11.8 тыс. ^{14}C л.н.) стадиям дегляциации (рис. 1б). При этом возрастную корреляцию указанных краевых морен пришлось проводить с краевыми образованиями южной Карелии, которые были датированы магнитостратиграфическим методом при изучении приуроченных к ним ленточных глин в районах г. Пудожа, г. Петрозаводска, д. Киндасово [10].

Данные спорово-пыльцевого анализа для разрезов позднеледниковых глин в долинах рек Онега и Пурнема [4], т.е. в тыловой части лужского краевого пояса (рис. 1б), показали, что восточная часть Онежского залива освободилась от льдов не позднее первой половины аллерёда, а последовавшее похолодание и иссушение климата в позднем дриасе проявилось здесь в распространении ксерофильных травянистых группировок, а в конце позднеледниковья и начале голоцена здесь уже появились хвойно-лиственные леса. На юго-западе Онежского залива отступление края льда происходило с задержкой, связанной с ледяным барьером в районе Соловецких островов [5].

Более детальные данные (диатомовые, спорово-пыльцевые, ^{14}C -датирования) были получены при изучении разрезов, расположенных в долинах рек Вонгуда и Тамица на побережье кутовой части Онежского залива [6]. Несмотря на невысокое гипсометрическое положение этих разрезов, морские диатомовые были обнаружены только в долине р. Тамицы в среднеголоценовых суглинках, а полученные ^{14}C -датировки из осадков, формировавшихся в непосредственной близости от краевых образований, оказались значительно моложе возраста не только лужской, но и невской и еще более молодой ругозерской (сальпаусселья I) (11.3–10.8 тыс. ^{14}C л.н.) стадий дегляциации. Уже во второй половине прошлого века появились вопросы, связанные с хронологией поздне- и послеледниковых этапов в развитии побережья Онежского залива.

Примерно в это же время в ходе экспедиции научно-исследовательского судна “Профессор Добрынин” началось исследование и собственно морской части залива. Донные осадки здесь были изучены по простиранию Южно-Онежского разреза (а–б на рис. 1б) [7]. Полученные данные показали, что условия седиментации в северном и южном прибрежье залива были разными и отличались от таковых в центральной его части. Так, со стороны Поморского берега в Онежском заливе выявлена позднедриасовая морена, которую с несогласием перекрывают переслаивающиеся пески и алевролиты с примесью раковинного детрита, предположительно в атлантический и суббореальный этапы голоцена привнесенные реками Кушрека и Малошуйка. Вблизи Онежского п-ова указанным разрезом кроме морены были вскрыты позднеледниковые ленточные глины, которые со стратиграфическим несогласием перекрыты позднеголоценовыми морскими илами. В центральной части профиля была установлена четко выраженная тектоническая депрессия, разработанная ледником и р. Онегой. Осадконакопление в ней, по предположению авторов [7], проходило без заметных перерывов. Здесь снизу-вверх были вскрыты:

ледниково-морские (?) илы без фауны, слой морского ила с фауной и четкой нижней границей, илистый песок с ракушей.

Полный разрез четвертичных отложений дна Онежского залива был составлен позже по результатам сейсмоакустического профилирования, сопоставленным с палеонтологическими данными [8]. Было установлено чешуйчатое строение ледниковых толщ, связанное с осцилляторным характером деградации последнего ледника, повсеместное распространение плащеобразной донной морены, а также выявлены четыре краевых моренных комплекса – существенно размытый соловецко-онежский (1), частично погребенный поздне-последледниковыми осадками чесменско-грязно-губский (2), краевых образований Соловецких о-вов (3) и онежский (4). В соответствии с полученными результатами в позднеледниковые пресноводный Онежский залив в той или иной мере был блокирован располагавшейся на севере ледниковой лопастью. При этом наиболее древние морские осадки в нем стали накапливаться только в пребореале и в той части водоема, которая расположена восточнее Соловецкого архипелага, осолонение всего бассейна было постепенным.

В 2014 г. для осадков Онежского залива из морской колонки, поднятой в районе Соловецких о-вов, получены первые ^{14}C -датировки, сопровождающие палинологические и геохимические исследования [11]. Новые палинологические данные свидетельствовали о накоплении вскрытых бурением осадков с конца аллерёда до современности, хотя по данным предыдущих исследований [8] почти по всей котловине Онежского залива отсутствуют осадки атлантического этапа голоцена. В ходе этих же исследований были получены и новые данные изучения изотопного состава углерода [12]. Они свидетельствуют, что в нижней глинистой части осадочной последовательности, относящейся к аллерёду – позднему дриасу, содержание органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) низкое, глины обеднены тяжелым изотопом ^{13}C , а соотношения $^{13}\text{C}/\text{C}_{\text{орг}}$ указывают на пресноводные условия и/или на высокое содержание органического вещества, снесенного с суши [12].

Наличие таких противоречивых данных по геологии, стратиграфии и палеогеографии Онежского залива явилось побудительной причиной для проведения работ на юго-западном побережье Онежского залива в районах Сумский Посад и Малошуйка.

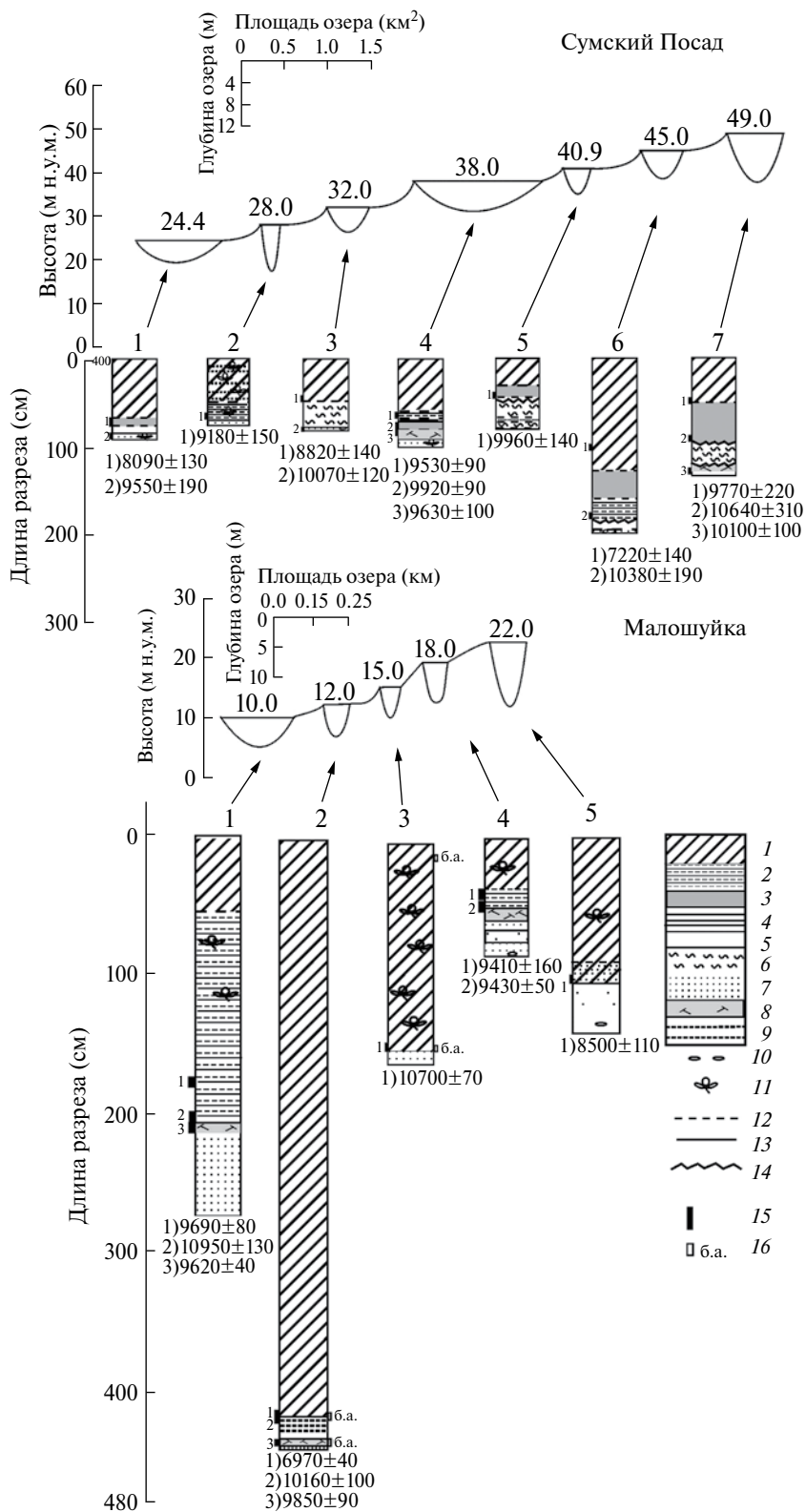
Район и объекты исследования

Район работ С у м с к и й П о с а д находится в пределах северной части Поморского берега и прилегающей к ней части Сумозерской межлопастной ледниковой возвышенности, расположенной в зоне распространения краевых образований невской стадии деградации поздневалдайского ледника (рис. 1а, б). Здесь на участке размером 20×9 км были изучены осадочные последовательности из семи озерных котловин, имеющих пороги стока от 24.4 до 49.0 м над современным уровнем моря (над у.м.) (рис. 1в, 2) и расположенных на разных ярусах Сумозерской возвышенности, а также на прилегающей к ней приморской равнине. Площадь озер изменяется от 0.015 до 0.35 км², глубина – от 4.0 до 9.0 м (рис. 2). Пороги стока сложены кристаллическими породами или мореной, обычно перекрытыми торфом максимальной мощностью до 1 м.

В районе М а л о ш у й к а, расположенном южнее – в вершине Онежского залива, в тылу лужских краевых образований (рис. 1б, г) – изучены донные осадки пяти озер с порогами стока от 10.0 до 22.0 м над у.м. (рис. 2). Озера находятся на границе краевой ледниковой зоны и прибрежной болотистой равнины (Шундонецкий Мох) примерно в 5 км от берега Онежского залива.

Материалы и методы

Материалом для комплексных литологических, микропалеонтологических, ботанических исследований и ^{14}C -датирования, проведенных по стандартным методикам, послужили колонки донных отложений 12 малых озер. Изучены керны донных осадков, полученные при ручном бурении в котловинах озер, расположенных на разных абсолютных



отметках (абс. отм.) (рис. 1в, г, 2). Литологическое изучение и ^{14}C -датирование (таблица) проведено для всех литологических последовательностей донных осадков озер. Во всех осадочных последовательностях из озерных котловин района Сумский Посад изучены диатомовые водоросли, в трех – споры и пыльца [13]. Для донных отложений озера 2 с абс. отм. 12.0 м над у.м. из района Малошуйка (рис. 1в, 2) выполнен палинологический, диатомовый и ботанический анализы. Полученные данные использовались для палеогеографических реконструкций.

Литология донных осадков. Литологически все изученные последовательности донных осадков делятся на кластогенную и органогенную части (рис. 2), которые в свою очередь подразделяются на интервалы, различающиеся по текстурно-структурным характеристикам и соответственно по условиям образования. Базальная часть разрезов представлена серыми разномерными неслоистыми песками, разномерными алевритами с прослойками глины, с гравием. В верхних частях песков и алевритов обычно присутствие органического детрита.

В озерах района Сумский Посад (рис. 2) на песках (озера 1, 2, 3, 6) и алевритах (озеро 5) часто с литологическим несогласием (в озерах 2, 3, 5, 6) залегают неясно слоистые и неслоистые алевриты (в озерах 1, 2, 6) или неслоистые глины (в озерах 3, 5). При этом в осадках из котловины озера 6 на контакте алевритов, перекрывающих пески, и вышележащих сапропелей отмечается зона нарушенной седиментации с текстурами взмучивания, с неровными переходами и затеками. Такая же неровная граница выявлена и в разрезе озера 5 на границе глин, перекрывающих нижние алевриты, и верхних сапропелей. В озере 4 из этого района пески перекрыты погребенным торфом, а в котловине озера 7 вскрытая осадочная последовательность торфом начинается (рис. 2). Мощность его составляет 7.0 см и 13.0 см (соответственно). В торфе встречаются плохо разложившиеся остатки древесины ивы, растительный детрит, минеральные частицы, слои алеврита и песка. В осадках озера 7 над торфом, перекрытым слоистой глиной, отмечена зона нарушенной седиментации, свидетельствующая об интенсивном его размыве.

В котловинах озер района Малошуйка базальные пески с отчетливым литологическим и стратиграфическим несогласием тоже перекрыты торфом мощностью 7.0, 9.0 и 13.0 см в озерах 1, 2, 4 (соответственно) и сапропелем с большим количеством растительных остатков в озерах 3 и 5 (рис. 2). Здесь в торфе встречаются плохо разложившиеся остатки древесины и другой растительный детрит, а также в рассеянном виде и в виде отдельных слоев алеврита и песка присутствует минеральная составляющая. Следует отметить, что в осадках из котловины озера 2 (рис. 2) на погребенном торфе с несогласием залегают серый тонкозернистый слоистый алеврит с прослойками, содержащими примерно 10–15% органики. В котловинах озер 1 и 4 на погребенном торфе бурением вскрыт слоистый алевритистый сапропель. В этих котловинах условия седиментации были примерно такие же, как и в котловине озера 2, только количество минеральной фракции оказалось значительно меньшим.

Верхние части всех изученных осадочных последовательностей из озерных котловин в обоих районах представлены неслоистым сапропелем (гиттией), причем в котловинах, расположенных между грядами краевых образований, например, в озерах 1, 2, 3 района Малошуйка, в нем отмечается большее количество растительного детрита.

Диатомовые водоросли и палинология донных отложений. В отношении диатомовых водорослей *базальные разномерные пески* во всех изученных озерах практически немые. В разных разрезах района Сумский Посад в них выявлены единичные створки

←

Рис. 2. Высотное положение, морфологическая характеристика исследованных озер и строение литологических последовательностей донных осадков изученных озер в районах Сумский Посад и Малошуйка *Сапропель:* 1 – неслоистый, 2 – алевритистый слоистый, 3 – алевритистый неслоистый; *алеваит:* 4 – слоистый, 5 – неслоистый; 6 – глина; 7 – песок; 8 – погребенный торф; 9 – прослой с органикой; 10 – зерна гравия; 11 – растительные макроостатки; *контакты:* 12 – градационный, 13 – резкий; 14 – зоны нарушенной седиментации; 15 – ^{14}C -датировки (указаны цифрами); 16 – образцы для ботанического анализа

Данные радиоуглеродного датирования и калиброванный календарный возраст образцов из донных осадков озер в районах Сумский Посад и Малошуйка

№ озера/ образца	Координаты места отбора образцов	Глубина от- бора (см от поверхности воды)	Лабораторный № образца	Возраст, л.н.	
				¹⁴ C	календарный* 1σ (68.3%), начало–конец
Сумский Посад					
1/1	64°13'18.6"	477–471	ЛУ-6911	8090 ± 130	8780–9220
1/2	35°28'27.4"	484–492	ЛУ-6913	9550 ± 190	10600–11120
2/1	64°13'26.3" 35°28'39.8"	950–940	ЛУ-6904	9180 ± 150	10220–10560
3/1	64°13'36.4"	914–907	ЛУ-6910	8820 ± 140	9690–10110
3/2	35°29'31.8"	478.5–482	ЛУ-6912	10070 ± 120	11410–11910
4/1	64°13'29.2"	549.5–542	ЛУ-6914	9530 ± 90	11050–10710
4/2	35°34'36.8"	551–558	ЛУ-6915	9920 ± 90	11270–11590
4/3		560–565	ЛУ-6908	9630 ± 100	10800–11140
5/1	64°13'36.3" 35°34'34.9"	482–478	ЛУ-6916	9660 ± 140	10790–11190
6/1	64°13'59.8" 35°39'34.8"	688–682	ЛУ-6903	7220 ± 140	7910–8190
6/2	64°14'05.1"	757–751	ЛУ-6906	10380 ± 190	11850–12530
7/1	35°40'31.2"	867–860	ЛУ-6907	9770 ± 220	10840–11600
7/2		914–907	ЛУ-6909	10640 ± 310	11980–12820
7/3		955–944	ЛУ-6905	10100 ± 100	11460–11920
Малошуйка					
1/1	63°45'45.3"	778–770	ГИН 14802	9690 ± 80	10874–11180
1/2	37°15'27.9"	824–817	ГИН 14801	10950 ± 130	12900–13030
1/3		830–824	ГИН 14800	9620 ± 40	10848–11110
2/1	63°45'00.0"	900–892	ГИН 14797	6970 ± 40	7750–7856
2/2	37°18'12.3"	904–900	ГИН 14796	10160 ± 100	11537–12033
2/3		940–931	ГИН 14795	9850 ± 90	11215–11459
3/1	63°45'01.6" 37°17'23.5"	908–898	ГИН 14791	10700 ± 70	12617–12743
4/1	63°45'19.9"	647–640	ГИН 14793	9410 ± 160	10450–10992
4/2	37°16'22.8"	655–647	ГИН 14792	9430 ± 50	10604–10722
5/1	63°45'28.7" 37°15'28.3"	700–694	ГИН 14803	8500 ± 110	9371–9587

*Получен с использованием <http://www.calpal-online.de>

морских и солоноватоводных диатомей (*Paralia sulcata* (Ehr.) Kütz., виды родов *Amphora* Ehr., *Coscinodiscus* Ehr., *Grammatophora* Ehr., *Hyalodiscus* Ehr., *Thalassiosira* Cl., *Campilodiscus* Ehr., *Rhopalodia* O. Müll., *Nitzschia* Hass., *Navicula* Bory), а также преобладающие здесь пресноводные (виды родов *Aulacoseira* Thw., *Pinnularia* Ehr., *Eunotia* Ehr. и др.). По данным спорово-пыльцевого анализа, выполненного Н. Б. Лавровой для разрезов из озерных котловин 1, 2, 6 [13], пески накапливались в суровых условиях позднего дриаса и более благоприятных климатических условиях пребореала.

В алевроитах и глинах, перекрывающих базальные пески, видовое разнообразие диатомовых несколько увеличивается. Данные спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют, что эти осадки, соответствуют палинозоне *Betula* sect. *Albae*-Poaceae + Polypodiaceae-Surgraceae, накапливались в пребореале, когда в составе растительных группировок на прилегающей суши увеличилась роль древесных. В осадках из котловин на высоких

абсолютных отметках в спектрах, характерных для этого периода, появляется пыльца водных и прибрежно-водных *Myriophyllum*, *Typha latifolia*, *Polygonum amphibium*, *Menyanthes trifoliata*, споры *Isoetes*, а также водоросли *Pediastrum*. В котловинах на низких отметках (озера 1 и 3) алевриты и глины формировались и в бореальное время, когда в соответствующих палиноспектрах увеличивается количество пыльцы *Pinus*, а диатомовый комплекс представлен планктонными доминантами рода *Aulacoseira* (до 60%), видами обрастаний *Fragilaria* Lyngb., донными *Amphora*, *Pinnularia*, *Stauroneis* Ehr., *Navicula*. Предположительно в бореале накапливались и переслаивающиеся глины и алевриты базальной части разреза в котловине озера 5, в которых кроме пресноводных видов родов *Aulacoseira*, *Cymbella* Ag., *Pinnularia* и водорослей *Pediastrum* отмечены также солоноватоводные и даже морские диатомовые *Paralia sulcata*, виды родов *Thalassiosira*, *Campilodiscus*, *Coscinodiscus*, скорее всего переотложенные.

Торф, который встречен в котловине озера 4 над базальными песками и под гиттией с прослоем алеврита в приподошвенной части, субфоссильных диатомовых водорослей не содержит. В котловине 7, расположенной высоко в рельефе (абс. отм. 49.0 м), где осадочная последовательность начинается торфом с минеральными частицами (до 20%), перекрытым алевритистой слоистой глиной, в торфе обнаружены различные *Pediastrum*, пресноводные диатомовые водоросли, представленные *Gyrosigma acuminatum* (Kütz.) Rabenh., *Navicula laterostrata* Hust., видами родов *Aulacoseira*, *Fragilaria*, *Pinnularia*, причем, содержание створок морских и солоноватоводных видов (*Paralia sulcata* и др.) не превышает 5%. Возможно накопление описываемого торфа, как и перекрывающих его слоистых глин с похожим диатомовым комплексом (*Paralia sulcata* (до 10%), виды рода *Diploneis* Ehr., *Ellerbeckia arenaria* (Moore) Crawford, *Gyrosigma acuminatum*), в котловине 7, а также и в котловине 4, происходило в пребореале.

В районе Сумский Посад формирование **верхней сапропелевой части** осадочных последовательностей в озерах 5 и 6 началось в пребореале, в озере 7 — в конце позднего дриаса, но скорее всего тоже в пребореале, а в более низко расположенных озерах 1, 2, 3, и 4 — в бореале. В котловине озера 6 диатомовые в этих отложениях не обнаружены, а в котловине 7 они представлены единичными формами *Aulacoseira* и морскими *Paralia sulcata*, здесь же отмечены и водоросли *Pediastrum*. В сапропелях, соответствующих бореальному этапу (озеро 6), в спорово-пыльцевых спектрах увеличилось количество древесных *Betula* sect. *Albae* и появилась пыльца *Pinus*, доминировали *Roaseae*, *Surgaceae*, были представлены *Polypodiaceae*. Сформированный комплекс диатомовых водорослей из доминирующих *Aulacoseira*-*Pinnularia*-*Eunotia*-*Cymbella*-*Gomphonema* отмечен в бореальных осадках озера 2. В сапропелях, накопившихся в атлантическое время (по данным из котловин озера 1, 3, 4), установлены спорово-пыльцевые спектры, в которых доминирует пыльца *Pinus*, *Betula* sect. *Albae*, появляется пыльца *Picea* и термофильных пород *Ulmus*-*Tilia*-*Quercus*-*Corylus*, а также *Alnus glutinosa*. В соответствующих диатомовых комплексах резко снижается участие планктонных видов рода *Aulacoseira*, возрастает доля обрастателей и донных форм *Fragilaria*, *Pinnularia* (*P. gibba* Ehr., *P. interrupta* W. Sm., *P. nodosa* (Ehr.) W. Sm.), *Navicula*, что указывает на мелководность бассейна и потепление климата. На более высоких абсолютных отметках (озеро 4) в сапропелях атлантического периода выявлены *Pediastrum*, *Staurastrum*, в составе диатомовых преобладают пресноводные виды родов *Brachysira* Kütz., *Gyrosigma* Hass., *Pinnularia*, причем солоноватоводные (*Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grun., *Paralia sulcata*) составляли 2—10%. В котловинах озер, находящихся в пределах Сумозерской возвышенности (озеро 6), в осадках атлантического времени выявлена разнообразная диатомовая флора (*Cyclotella stelligera* (Cl. et Grun.) V. H., *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kütz., *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kütz., *Frustulia rhomboides* (Ehr.) D. T., виды родов *Aulacoseira*, *Diploneis*, *Eunotia*, *Fragilaria*, *Pinnularia*) с доминированием планктонных форм.

В суббореальное время по данным спорово-пыльцевого анализа осадков из озера 5 в растительном покрове доминировали *Pinus*, *Picea*, *Betula* sect. *Albae* [13], а в диатомовом комплексе преобладали донные и обрастатели (виды родов *Fragilaria*, *Aulacoseira*, *Navicula*, *Cymbella*, *Pinnularia*, *Stauroneis*, *Tabellaria*, *Eunotia*).

Микропалеонтологические исследования донных отложений из котловин района Малошуйка, выполненные для озера 2 (рис. 1), показали, что нижняя кластогенная часть осадочной последовательности, включающая и слой погребенного торфа, содержит мало пыльцы (*Pinus*, *Picea*, *Betula* sect. *Albae*, Poaceae, Cyperaceae, споры Bryales, Sphagnales) и единичные створки диатомовых (*Aulacoseira* sp., *Pinnularia* sp.). В торфе, накапливаемомся предположительно в самом начале пребореала, обнаружены макрофоссии – древесина и кора *Salix*; остатки *Eriophorum* sp., гипновые мхи *Calliergon* и *Tomenthypnum*. Перекрывающие его алевриты и нижняя часть алевритистой гиттии по данным спорово-пыльцевого анализа накапливались в пребореале, когда на прилегающей суше господствовали *Betula* sect. *Albae*, Cyperaceae, Poaceae. В донных осадках, содержащих диатомовый комплекс *Cyclotella*–*Fragilaria*, обнаружены и макрофоссилии (древесина, кора, иголки, семена *Pinus*; древесина и кора *Betula*; *Carex limosa* и эпидермис других осок; *Menyanthes trifoliata*; *Calla palustris*; *Nupha*; гипновые мхи *Drepanocladus*). Сапропелевая часть осадочной последовательности в районе Малошуйка формировалась в пресноводных условиях, когда на прилегающей суше господствовали сосново-березовые леса с примесью ели и теплолюбивых древесных пород в атлантическое и суббореальное время и хвойные леса – в субатлантическое время.

Радиоуглеродное датирование. В разрезах донных осадков озер было получено 24 ¹⁴C-датировки (рис. 2, табл.). Датировались интервалы погребенного торфа, нижние части сапропелей, а также органика из верхней части слоистого алеврита с органикой в озере 2 и средняя часть интервала слоистого сапропеля в разрезе озера 1 района Малошуйка (рис. 2). Следует отметить, что в пяти разрезах с погребенным торфом отмечается систематическая инверсия возраста, что позволяет говорить здесь о некоей природной закономерности, а не об ошибке в отборе, пробоподготовке или проведении ¹⁴C-анализа. В четырех случаях датировки торфа были моложе датировок перекрывающих их органических осадков на 300–1300 ¹⁴C лет, в одном случае (озеро 4 района Малошуйка) возраст торфа и вышележащего сапропеля оказался примерно одинаковым.

Обсуждение результатов и выводы

На основании комплексного изучения последовательностей донных осадков малых озер на западном побережье Онежского залива Белого моря было установлено, что нижние пески, не содержащие микропалеонтологических остатков, накапливались в перигляциальных условиях позднеледникового. В это же время в котловине Онежского залива начал формироваться приледниковый водоем, отгороженный краем льда от Бассейна Белого моря, где уже с аллерёда [14] было море. На прилегающей суше в условиях краевой зоны деградирующего ледника в подходящих геоморфологических и палеогляциологических условиях также образовывались приледниковые озера, осадки которых отмечаются в отдельных котловинах, расположенных в рельефе до высоты около 140 м над у.м., а их спуск в конце позднего дриаса около 12 тыс. кал.л.н. [15] способствовал формированию обширного водоема в котловине Онежского залива. Продолжающееся гляциоизостатическое поднятие территории привело к регрессии его береговой линии и осушению западного побережья залива. В начале пребореала через разрушившуюся ледяную преграду в районе Соловецких о-вов в котловину Онежского залива стали поступать морские воды. По данным [8] в западной части Онежского залива в так называемом разрезе Соловецкого типа осадки, содержащие обломки раковин морских моллюсков, отнесены именно к пребореалу. В это время произошла стабилизация береговой линии Онежского залива в результате притока не столько морской, сколько пресной воды через систему реки пра-Онега. На подтопленном побережье в подходящих условиях образовывались низинные торфа, судя по датировкам (таблица) – в течение не менее 400 лет. Кроме того, заболачивание локальных депрессий и образование низинных болот с торфяниками происходило в области ледникового и водноледникового рельефа и при таянии погребенных льдов. В конце пребореала – начале бореала из-за замедления

гляциоизостатического поднятия и повышения уровня водоема из-за притока морской воды часть западного побережья залива была затоплена. В отдельных разрезах торфа перекрыты слоистыми глинами или алевритами, которые в районе Сумский Посад содержат некоторое количество морских и солоноватоводных диатомей. В осадках изученных последовательностей из района Малошуйка, расположенного в кутовой части Онежского залива, таковые не установлены. Это позволяет говорить, что осолонение Онежского залива началось с севера в пребореале и проходило в течение длительного времени, когда большая его часть представляла собой унаследованный от позднеледниковья сильно опресненный водоем. Большое количество пресной воды поступало в него и через реку пра-Онегу.

Результаты ^{14}C -датирования торфа и перекрывающих их осадков (табл.) свидетельствуют о наличии возрастных инверсий. Для их объяснения следует обратить внимание на то, что образование торфа происходило в субаэральных условиях за счет растительности, произрастающей на побережье. Формирование слоистого алеврита с органикой, слоистого алевритистого сапропеля, перекрывающих торф, происходило сначала в условиях обширного пресноводного водоема, а затем в отделившихся от него малых озерах. В таком случае присутствующая в составе осадков органика только частично является автохтонной, а частично – более древней аллохтонной, смытой в котловину с водосбора, что и привело к удревнению соответствующих ^{14}C -дат. Подробный геохимический анализ донных осадков бореальных озер, подвергавшихся ^{14}C -датированию, и собственно особенности датирования описаны ранее в [16] и позволяют объяснить полученные инверсии. Кроме этого, инверсию можно объяснить и эффектом “жесткой воды” за счет привноса рекой пра-Онегой неорганического углерода в существовавший обширный пресноводный водоем. В низовьях р. Онеги находится сложенная, в том числе и карбонатными осадками среднего карбона, Нижне-Онегорецкая депрессия, непосредственно примыкающая к впадине Онежского залива. Привнесенный “древний” неорганический углерод, попадая в осадки, способствовал “разбавлению” концентрации аутигенного радиоуглерода и появлению инверсии ^{14}C -дат. Отчленение озерных котловин от основного бассейна происходило в разное время на протяжении голоцена. Причиной их изоляции традиционно считается гляциоизостатическое поднятие земной коры и восходящие тектонические блоковые движения. Для района Сумский Посад более приемлема первая причина, а для района Малошуйка – вторая.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 11-05-00791-а и № 16-05-0031-а.

Acknowledgements. This work was supported by the RFBR grants No. 11-05-00791-a and No. 16-05-0031-a.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лаврова М.А. К геологии Онежского полуострова Белого моря // Тр. геологического музея АН СССР. 1931. т. III. С. 1–65.
2. Кальберг Э.А. Геологическое описание Онежского полуострова. Л. – М.: Гостоптехиздат, 1940. 64 с.
3. Девятова Э.И. К геоморфологии бассейна р. Онеги // Тр. Коми филиала АН СССР. 1960. № 10. С. 145–155.
4. Вострухина Т.М. Спорово-пыльцевая характеристика поздне- и послеледниковых отложений Онежского полуострова // Сов. геология. 1962. № 9. С. 8–19.
5. Лаврова М.А. Позднеледниковая и послеледниковая история Белого моря // Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М.: Наука, 1968. С. 140–163.
6. Кошечкин Б.И., Девятова Э.И., Гаган Л.Я., Пунинг К. Позднеледниковые морские трансгрессии в Онежском Беломорье // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера Европейской части СССР. Петрозаводск: Карельск. филиал АН СССР, 1977. С. 5–16.
7. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене / Е. Н. Невеский, В. С. Медведев, В. В. Калинин. М.: Наука, 1977. 236 с.

8. Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А., Спиридонова Е.А., Москаленко П.Е. Четвертичные отложения Онежского залива и основные черты его палеогеографии в плейстоцене-голоцене // Комплексные морские геолого-геофизические исследования внутренних морей гляциальных шельфов. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 38–52.
9. Ekman I. and Iljin V. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian A.S.S.R and adjacent areas // Eastern Fennoscundian Younger Dryas End Moraines: Excursion Guide. Geological Survey of Finland: Espoo, 1991. P. 73–101.
10. Bakhmutov V.G. and Zagniy G. F. Secular variations of the geomagnetic field: data from the varved clays of Soviet Karelia // Physics of Earth and Planetary Interiors. 1990. Vol. 63. p. 121–134.
11. Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицин А.П., Баух Х.А., Рыбалко А.Е. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря // ДАН. 2014. Т. 454. № 4. С. 467–472.
12. Леин А.Ю., Новичкова Е.А., Рыбалко А.Е., Иванов М. В. Изотопный состав углерода органического вещества голоценовых отложений Белого моря как один из показателей условий осадконакопления // ДАН. 2013. Т. 452. № 6. С. 658–663.
13. Колька В.В., Корсакова О.П., Лаврова Н. Б. Палеогеографические условия осадконакопления в малых озерных котловинах Поморского берега Белого моря // Тр. Карельского НЦ РАН. 2015. № 3. С. 70–85.
14. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озёр на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013. № 1. С. 73–88.
15. Lunkka J.-P., Putkinen I., and Miettinen A. Shoreline displacement in the Belomorsk area, NW Russia during the Younger Dryas stadial // Quat. Sci. Rev. 2012. Vol. 37. P. 26–37.
16. Abbot M.B. and Stafford T.W. Radiocarbon Geochemistry of Modern and Ancient Arctic Lake Systems, Baffin Island, Canada // Quat. Sci. Res. 1996. Vol. 45. p. 300–311.

REFERENCES

1. Lavrova M.A. Towards the geology of the Onega Peninsula, White Sea. *Tr. Geol. muz. AN SSSR*. 1931. Vol. 8. P. 1–65. (in Russ.)
2. Kalberg E.A. *Geologicheskoe opisanie Onezhskogo poluostrova* (Geological description of the Onega Peninsula). L. – M.: Gostoptekhizdat (Publ.), 1940. 64 p.
3. Devyatova E. I. Towards the geomorphology of Onega River basin. *Tr. Komi fil. AN SSSR*. 1960. No. 10. P. 145–155. (in Russ.)
4. Vostruhina T. M. Palynological characteristic of the late- and post-glacial deposits of Onega Peninsul. *Sov. Geol.* 1962. No. 9. P. 8–19. (in Russ.)
5. Lavrova M.A. Late and postglacial history of the White Sea, in *Neogenovye i chetvertichnye otlozheniya Zapadnoy Sibiri* (Neogene and Quaternary deposits of Western Siberia). Moscow: Nauka (Publ.), 1968. P. 140–163.
6. Koshechkin B.I., Devyatova E.I., Kagan L. Ya., and Puning K. Late marine transgressions in the Onega White Sea shore, in *Stratigrafiya i paleogeografiya chetvertichnogo perioda severa evropeiskoy chasti SSSR* (Quaternary Stratigraphy and paleogeography of the USSR European part North). Petrozavodsk: KarFAN SSSR (Publ.), 1977. P. 5–16.
7. Neveysky E.N., Medvedev V.S., and Kalinenko V.V. *Beloe more. Sedimentogenez i istoriya razvitiya v golocene* (White Sea. Sedimentation and the history of the Holocene). M.: Nauka (Publ.), 1977. 236 p.
8. Rybalko A.E., Spiridonov M.A., Spiridonova E.A., and Moskalenko P.E. Quaternary deposits of the Onega Bay, and the main features of its paleogeography of the Pleistocene-Holocene, in *Kompleksnye morskije geologo-geogizicheskie issledovaniya vnutrennikh morei glyatsialnykh shelfov* (Complex marine geological and geophysical surveys of the inland seas glacial shelves). L.: VSEGEI (Publ.), 1987. P. 38–52.
9. Ekman I. and Iljin V. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian A.S.S.R and adjacent areas, in *Eastern Fennoscundian Younger Dryas End Moraines: Excursion Guide*. Geological Survey of Finland: Espoo, 1991. P. 73–101.
10. Bakhmutov V.G. and Zagniy G. F. Secular variations of the geomagnetic field: data from the varved clays of Soviet Karelia. *Physics of Earth and Planetary Interiors*. 1990. Vol. 63. P. 121–134.
11. Polyakova E.I., Novichkova E.A., Academician Lisitsyn A.P., Bauch H.A., and Rybalko A. E. Modern data on biostратigraphy and geochronology of bottom sediments of the White Sea. *Dokl. Akad. Nauk*. 2014. Vol. 454. No. 4. P. 467–472. (in Russ.)

12. Lein A. Yu., Novichkova E.A., Rybalko A.E., and Ivanov M. V. The isotopic composition of carbon in the organic matter of the White Sea Holocene sediments as an indicator of conditions of sedimentation. *Dokl. Akad. Nauk.* 2013. Vol. 452. No. 6. P. 658–663. (in Russ.)
13. Kolka V.V., Korsakov O.P., and Lavrova N. B. Paleogeographic depositional environments in small lake basins on the White Sea Pomor coast. *Tr. Kar. Nauch. Tsentr. RAN.* 2015. No. 3. P. 70–85. (in Russ.)
14. Kolka V.V., Evzerov V. Ya., Moeller Ya.Y., and Corner D. D. Navigating the sea level in the Late Pleistocene-Holocene stratigraphy and bottom sediments isolated lakes on the southern shore of the Kola Peninsula, in the region of the village of Umba. *Izv. Akad. Nauk. Ser. Geogr.* 2013. No. 1. P. 73–88. (in Russ.)
15. Lunkka J.-P., Putkinen I., and Miettinen A. Shoreline displacement in the Belomorsk area, NW Russia during the Younger Dryas stadial. *Quaternary Science Reviews.* 2012. Vol. 37. P. 26–37.
16. Abbott M.B. and Stafford T. W. Radiocarbon Geochemistry of Modern and Ancient Arctic Lake Systems, Baffin Island, Canada. *Quaternary Research.* 1996. Vol. 45. P. 300–311.