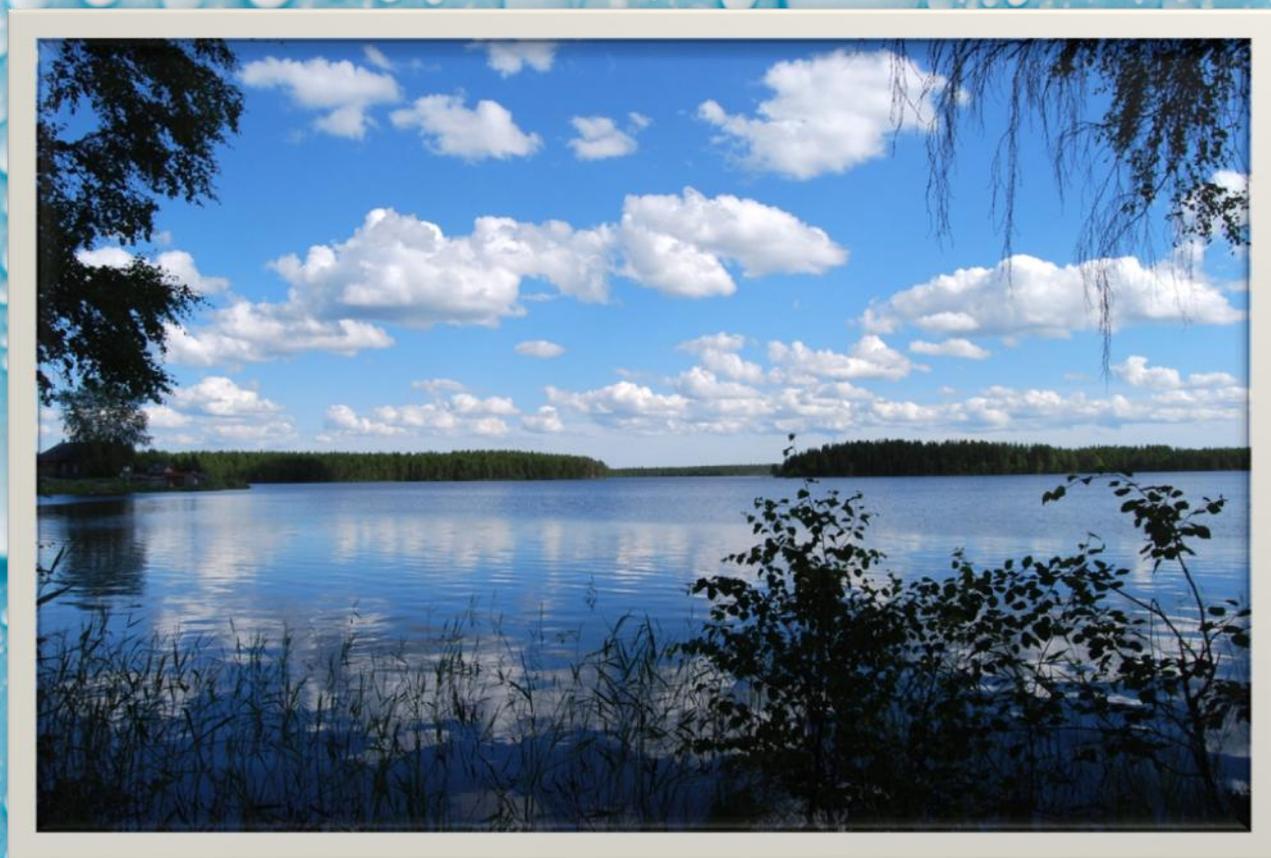


**СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ  
И ГЕОГРАФИИ СЕВЕРО-ЗАПАДА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ  
РОССИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРАН**



*Материалы научной сессии (с участием иностранных специалистов),  
посвященной 100-летию со дня рождения Галины Сергеевны Бискэ*

**Петрозаводск  
9 -10 марта 2017 года**

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт  
геологии Карельского научного центра РАН  
Карельское отделение Русского географического общества  
Петрозаводский государственный университет

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ  
И ГЕОГРАФИИ СЕВЕРО-ЗАПАДА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ  
РОССИИ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРАН**

Материалы научной сессии (с участием иностранных специалистов),  
посвященной 100-летию со дня рождения Галины Сергеевны Бискэ

Петрозаводск  
9-10 марта 2017 года

Ответственный редактор: кандидат географических наук  
Т.С. Шелехова

Петрозаводск – 2017

УДК 551+911(063) (47+57)

ББК 26 (23)

**Современные проблемы четвертичной геологии и географии Северо-запада европейской части России и сопредельных стран:** Материалы научной сессии (с участием иностранных специалистов), посвященной 100-летию со дня рождения Галины Сергеевны Бискэ (Петрозаводск, 9-10 марта 2017 г)/ под. ред. Т.С. Шелеховой.- Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. - 132 С.

Сборник включает материалы научной сессии «Современные проблемы четвертичной геологии и географии Северо-запада европейской части России и сопредельных стран», организованной Федеральным государственным бюджетным учреждением науки Институтом геологии Карельского научного центра РАН, Карельским отделением Русского географического общества, Петрозаводским государственным университетом и посвященной 100-летию со дня рождения Галины Сергеевны Бискэ - доктору географических наук, заслуженному деятелю науки Республики Карелия, первому председателю Карельского отделения Русского географического общества, одному из ведущих геологов-четвертичников и геоморфологов Карелии. Сборник будет интересен широкому кругу специалистов в области наук о Земле: геологам, географам, геоморфологам, палеогеографам, лимнологам и другим специалистам, интересующимся эволюцией природы Земли.

Рецензенты:

Член-корр. РАН, доктор географических наук Филатов Николай Николаевич  
Доктор геолого-минералогических наук Щипцов Владимир Владимирович

ISBN 978-5-9274-0762-0

© Карельский научный центр РАН, 2017  
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2017



**Галина Сергеевна Бискэ  
1917 – 2017**

## От редактора

### Из книги «Бискэ Галина Сергеевна»

Галина Сергеевна Бискэ родилась 10 марта 1917 в городе Сестрорецке Петроградской губернии. Успешно окончив школу, Галина Сергеевна поступает в Ленинградский университет на геолого-почвенный факультет, который с отличием заканчивает в 1939 году по специальности «геоморфология». Ее оставляют работать в лаборатории палеоботаники при кафедре, где она изучает основы палинологического анализа. В суровые военные годы (1941-1944 г.) Галина Сергеевна работает в Уральской алмазной экспедиции геологом и геоморфологом.

После окончания войны, уже летом 1945 года Галина Сергеевна в составе отряда Ленинградского геологического управления и Института ВСЕГЕИ начала исследования четвертичных отложений Карелии.

Довоенные знания о строении четвертичного покрова Карелии были весьма отрывочны и сводились к районам крупного строительства вдоль Октябрьской (Кировской) железной дороги, трассы Беломорско-Балтийского канала и района Петрозаводска. Одновременно с аспирантурой Галина Сергеевна Бискэ начинает свое вхождение и восхождение в геологической науке.

В 1945 - 1947 гг. она начальник Туломозерской экспедиции Всесоюзного геологического Института, позднее - начальник четвертичной партии Сортавальской экспедиции Ленинградского геологического управления – изучение и съемка четвертичных отложений Приладожья. Это было время, когда геологи работали бок о бок с саперами, когда из топографической основы были только неточные километровки, а вместо аэрофотоснимков проводились аэровизуальные наблюдения с небольших самолетов. Летом 1947года Галина Сергеевна – начальник четвертичной партии Понойской экспедиции.

С конца 1947 года Галина Сергеевна Бискэ становится научным сотрудником сектора геологии Карело-Финской базы Академии Наук и возглавляет работу группы геологов по изучению четвертичных отложений и геоморфологии, начинает изучение истории Онежского озера, организует микро палеоботаническую лабораторию для пыльцевого и диатомового анализа четвертичных отложений.

В 1948году Галина Сергеевна Бискэ защитила кандидатскую диссертацию на тему «Геоморфология и четвертичные отложения Северного Приладожья».

В трудные послевоенные годы страна нуждалась в полезных ископаемых, среди которых важное место занимала железная руда, открытая в Западной Карелии. Требовалось комплексное природно-экономическое исследование всего западного региона Карелии, в первую очередь под строительство железной дороги к богатым залежам руды. К работе экспедиции была привлечена и Галина Сергеевна. Перед ней была поставлена задача: дать подробную характеристику песчано-гравийных отложений и слагаемых ими современных форм рельефа, описание кристаллической основы денудационно-тектонических крупнохолмистых и холмисто-грядовых образований для проекта строительства железной дороги. В течение трех лет были составлены геологические карты всей западной Карелии, и работа получила высокую оценку качества. Галине Сергеевне поручается провести подобные исследования по всей Карелии. Сводный отчет по Карелии служит основой при написании Галиной Сергеевной Бискэ монографии «Четвертичные отложения и геоморфология Карелии», которая выходит в свет в 1959 году и до сих пор не теряет своей значимости. На нее продолжают ссылаться естествоиспытатели, работавшие и работающие в Карелии. В ней дается не только детальное описание всех генетических типов четвертичных отложений региона, но и выявляется тесная связь современного рельефа кристаллического фундамента с тектоническими процессами, имевшими место в докембрии.

В 1960 году Галина Сергеевна Бискэ, защитив в Институте географии АН СССР в Москве докторскую диссертацию по своей монографии, стала первой женщиной - доктором

наук в Карелии. К этому времени она уже заведует отделом четвертичной геологии и геоморфологии и назначается ученым секретарем Президиума Карельского филиала АН СССР.

В 1964 году Галина Сергеевна во главе своего коллектива возвращается к изучению геологической истории развития Онежского озера. Результаты проведенных исследований были сведены в монографии «Строение и история котловины Онежского озера» (1971 г.). В данной работе и предшествовавшем ей отчете «Неотектоника и морфоструктура юго-восточной окраины Балтийского щита» - результат исследований (1968 – 1970 гг) – впервые прозвучали новые взгляды на новейшую тектонику и связанные с ней сейсмодислокации, особенности морфоструктурного строения Карелии. За три десятилетия работ в Карелии Галина Сергеевна Бискэ занималась самыми различными исследованиями – геологической и геоморфологической съемкой, изучением стратиграфии и литологии четвертичных отложений, палеогеографией четвертичного периода. Природный ум, широкий кругозор, эрудиция, знание специальной литературы, в т.ч. и зарубежной позволили Галине Сергеевне добиться отличных результатов. Труды Галины Сергеевны поражают детальностью и скрупулезностью описания геологических и геоморфологических объектов. Большое количество фактического материала является хорошей базой для построения новых моделей и реконструкций. Так орографическое и геоморфологическое районирование, проведенное Галиной Сергеевной для территории Карелии более 50 лет назад, остается практически без изменения и сейчас. Карты, созданные и изданные Галиной Сергеевной Бискэ, стали основой при создании Карты четвертичных отложений Арктики и Субарктики (М 1:50000000), геоморфологической Карты СССР (М 1:2 500 000), Карты неотектоники СССР (М 1:50000000), новой Карты четвертичных отложений Карелии (М 1:1 000 000), явившейся частью международной карты «Четвертичные отложения Финляндии и Северо – Запада российской Федерации и их сырьевые ресурсы».

Значительную роль Галина Сергеевна Бискэ сыграла как научный редактор монографий и сборников научных статей, высказывая свои замечания, а порой и публикуя свое отличное от авторов мнение.

Галина Сергеевна многие годы была руководителем Карельского отделения Северного филиала Всесоюзного географического общества. Много времени и сил уделяла популяризации науки. В газетах и журналах, отдельных брошюрах живым понятным каждому языком рассказывала о недавнем прошлом Карелии, о формировании рельефа и отложений, истории образования озер и рек, об интересных геологических объектах и памятниках природы.

Галина Сергеевна Бискэ активно боролась с планами поворота северных рек на юг страны. Воспитала целый ряд известных геологов, посвятивших себя изучению четвертичной геологии и геоморфологии Карелии.

За успехи в научной работе, популяризацию науки ей присвоено звание заслуженный деятель науки КАССР, она награждена орденом «Знак Почета».

30-70 лет прошло со времен опубликования работ Галины Сергеевны Бискэ. Безусловно, это огромный срок для современной быстро развивающейся науки. Сегодня четвертичная геология, в т. ч. и гляциальная, ледниковая геология использует самый широкий спектр современных методов исследования – изотопные и люминесцентное абсолютное датирование отложений, бурение скважин, использование космоматериалов, различных географических методов и многое другое. Ученые середины XX века, к коим относится Галина Сергеевна Бискэ, не могли и предполагать о таких возможностях, тогда были времена, когда исследования велись *mente and maleo*, мыслью и молотком.

Галина Сергеевна Бискэ прожила долгую, трудную, но интересную жизнь. Ее многочисленные научные работы популярны и сейчас для самого широкого круга читателей, интересующихся природой Карелии. Высокая культура, эрудированность, доброе и справедливое отношение к людям вызывали ответное уважение к ней ее друзей, коллег и знакомых.

# МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В.Ю. Русаков

ФГБУН Ордена Ленина и Ордена Октябрьской революции институт геохимии и аналитической химии им В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), Москва. [rusakov@geokhi.ru](mailto:rusakov@geokhi.ru)

В рамках доклада проводится анализ химического, минерального и литологического состава гидротермально-осадочных отложений современного Мирового океана, дается их сравнение с палеозойскими, протерозойскими и архейскими отложениями аналогичного генезиса, и устанавливаются основные события гидротермального осадконакопления в истории Земли.

На основе разработанных ранее геохимических [Frei, Polat, 2007; Slack et al., 2007; Yu et al., 2019; Naugaard et al., 2013 и др.] и изотопно-химических [Ding et al., 1996; De La Rocha et al., 2000; Sharma et al., 2001; Beard et al., 2003; Severmann et al., 2004; Frost et al., 2006; Rouxel et al., 2008; Steinhoefel et al., 2009 и др.] моделей гидротермально-осадочного литогенеза, мы предлагаем объединенную модель, учитывающую результаты изучения отложений, как древних океанов, так и современных. Основой для создания этой модели послужили данные минерального, химического и изотопного состава гидротермальных растворов, дисперсного взвешенного вещества “черных курильщиков” и гидротермальных плюмов, а также металлоносные проксимальные и дистальные отложения. В общем виде, эту модель можно условно разделить на три части: эволюционная модель (рисунок), а также модель седиментации и постседиментационного преобразования гидротермально-осадочного материала (таблица).

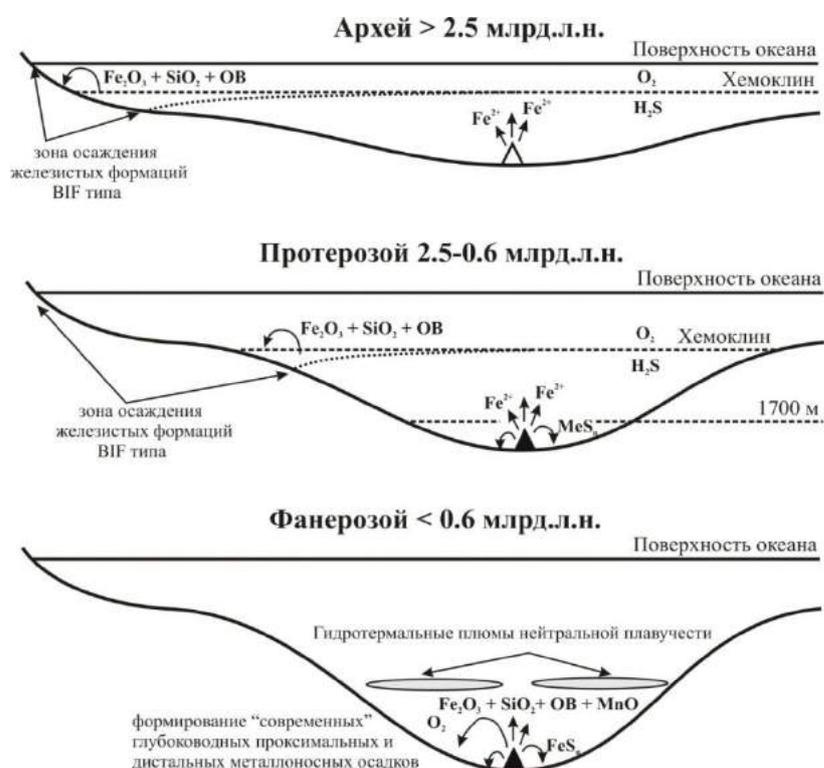


Рисунок. Объединенная модель гидротермально-осадочной седиментации на разных эволюционных этапах развития гидросферы (эволюционная модель). Пояснения см. в тексте.

Таблица

Минеральный состав гидротермально-осадочных отложений на стадии седиментации, а также на разных стадиях постседиментационных преобразований (сплошная линия – устойчивое состояние минерала, пунктирная – переходное) [Русаков, 2014]

	Минерал	Идеальная формула	Седиментогенез	Диagenез	Катагенез	Метагенез
	T, °C		0.....10		10.....150	150.....250
<b>Проксимальные МО</b>	SiO <sub>2</sub> (аморфн.)		—	■ ■ ■ ■		
	Кварц	SiO <sub>2</sub>	—	■ ■ ■ ■	—	—
	Гидрокс. Fe		—	■ ■ ■ ■		
	Гематит	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	■ ■ ■ ■	—	—
	Пирротин	Fe <sub>1-x</sub> S	—	■ ■ ■ ■		
	Пирит	FeS <sub>2</sub>	—	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■
	Халькопирит	CuFeS <sub>2</sub>	—	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■
	Халькозин	Cu <sub>2</sub> S	—	—	—	—
	Ковеллин	CuS	—	—	—	—
	Атакамит	Cu <sub>2</sub> Cl(OH) <sub>3</sub>	—	—	—	—
	Малахит	Cu <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub> [CO <sub>3</sub> ]	—	—	—	—
	Сфалерит	ZnS	—	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■
	Кальцит	CaCO <sub>3</sub>	—	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	—
	Сидерит	FeCO <sub>3</sub>	—	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	—
	Барит	BaSO <sub>4</sub>	—	—	—	—
	Серпентин	Mg <sub>3</sub> (OH) <sub>8</sub>	—	■ ■ ■ ■		
	Тальк	Mg <sub>3</sub> (OH) <sub>2</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ]	—	■ ■ ■ ■		
	Fe-хлориты		—	■ ■ ■ ■		
Мусковит - KAl <sub>2</sub> (OH,F) <sub>2</sub> [AlSi <sub>3</sub> O <sub>10</sub> ]		—	■ ■ ■ ■	?		
Иллит - (K,H <sub>3</sub> O)Al <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub> [(Al,Si) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ]nH <sub>2</sub> O		—	■ ■ ■ ■	?		
Смектит - Mg <sub>3</sub> (OH) <sub>4</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>8</sub> (OH) <sub>2</sub> ]nH <sub>2</sub> O		—	■ ■ ■ ■			
Нонтронит - (Fe <sup>3+</sup> ,Al) <sub>2</sub> (OH) <sub>4</sub> [Si <sub>4</sub> O <sub>8</sub> (OH) <sub>2</sub> ]nH <sub>2</sub> O		—	■ ■ ■ ■			
Апатит	Ca <sub>5</sub> (F,Cl)[PO <sub>4</sub> ] <sub>3</sub>	—		■ ■ ■	—	
<b>Дистальные МО</b>	SiO <sub>2</sub> (аморфн.)		—	■ ■ ■ ■		
	Кварц	SiO <sub>2</sub>	—	■ ■ ■ ■	—	—
	Гидрокс. Fe		—	■ ■ ■ ■		
	Гематит	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	■ ■ ■ ■	—	—
	Оксиды Mn		—	■ ■ ■ ■		
	Гаусманит	Mn <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	—	—	—	—
	Родохрозит	MnCO <sub>3</sub>	—	—	—	—
	Кальцит	(Ca,Mn)CO <sub>3</sub>	—	—	—	—
	Кариопилит	Mn <sub>2</sub> (Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) <sub>2</sub> (OH) <sub>6</sub>	—	—	—	—
	Тефроит	Mn <sub>2</sub> (SiO <sub>4</sub> )	—	—	—	—
	Родонит	CaMn <sub>4</sub> (Si <sub>3</sub> O <sub>15</sub> )	—	—	—	—
	Сидерит	FeCO <sub>3</sub>	—	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	—
Магнетит	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	—	■ ■ ■ ■	■ ■ ■ ■	—	

**Эволюционная модель.** На ранних этапах эволюции гидросферы относительно мелководные океаны в значительной степени ограничивали формирование массивных сульфидных отложений, а восстановительные условия среды обеспечивали насыщение водных масс растворенными формами металлов, а также кремнием. Постепенное повышение парциального давления кислорода в атмосфере привело к вертикальной стратификации протоокеанов, сформировав поверхностный окисленный слой, в котором благодаря процессам окисления начали образовываться осадочные частицы. Их формирование, вероятно, контролировалось вертикальной циркуляцией водных масс (зоны апвеллинга), динамикой атмосферных (шторма) и климатических (сезонные изменения) явлений. Нельзя также исключить влияние приливно-отливных колебаний уровня океана. В любом случае, все перечисленные процессы, могли нарушать устоявшуюся вертикальную стратификацию водных масс, что приводило к периодическому насыщению поверхностных вод растворенными формами элементов, включая металлы. Это, в свою очередь, могло инициировать развитие не только процессов хемогенного окисления, но и живых организмов.

Последние нуждались в непрерывном поступлении питательных веществ, которыми их обеспечивала глубинная вода. Осаждение таких частиц на дно приводило к формированию полосчатых железистых формаций (BIF). Схожую ситуацию можно наблюдать в современных океанах в зоне апвеллинга. Как правило, эти зоны приурочены к шельфовым акваториям, имеют схожие масштабы и формы с отложениями BIF и характеризуются повышенной первичной продукцией.

По мере роста парциального давления кислорода в атмосфере возрастала и глубина окисленного слоя, постепенно расширяя область формирования мелководных BIF формаций. Кульминацией их распространения стало беспрецедентное в истории Земли повышение содержания кислорода в атмосфере между ~2.45 – 2.2 млрд.л.н., получившее название Великое Окислительное Событие. Очевидно, этому способствовали два обстоятельства: резкое понижение границы между восстановленными и окисленными водами (т.е. более глубокая аэрация водных масс океанов), а также расширение площадей континентов с обширными шельфовыми зонами. Последнее способствовало их сохранению в геологической летописи.

В протерозое гидродинамический режим водных масс и более глубокая аэрация океанов инициировали развитие окислительных процессов, что, в свою очередь, нашло отражение в формировании сульфатных, а затем и окисных минералов в проксимальных металлоносных отложениях. Однако окончательно “современный” облик глубоководные гидротермально-осадочные отложения приобретают только к палеозою, что было обусловлено устойчивой аэрацией наиболее глубоководных районов Мирового океана. С этого периода полностью прекращается формирование BIF формаций, а механизм рассеивания рудного вещества начинает контролироваться гидротермальными плюмами. Палеозойские колчеданные месторождения по своему литологическому и минеральному составу схожи с массивными рудными телами гидротермальных полей современных океанов [Pirajno, 2009; Дергачев, 2010]. Они также имеют схожую вертикальную и латеральную зональность гидротермально-метасоматических и гидротермально-осадочных отложений. Более того, с палеозоя пропадает “разрыв” между проксимальными и дистальными металлоносными отложениями, а переход между ними становится плавным (“размытым”). В палеозое гидротермально-осадочная седиментация полностью локализована в глубинных частях океанов.

**Модель седиментации и постседиментационного преобразования.** Поскольку минеральный и химический состав проксимальных и дистальных отложений сильно отличается, то субаквальный диагенез и последующие постседиментационные преобразования для этих типов отложений реализуется по-разному. По этой причине эти преобразования в работе рассматриваются отдельно.

Проксимальные отложения формируются за счет продуктов разрушения рудного тела, а также осадения дисперсного рудного вещества из восходящих плюмов. Полученные данные показали, что постседиментационные минералого-геохимические преобразования отложений тесно связаны с миграцией наиболее подвижных металлов, таких как Cu и Mn. Так, на примере современных гидротермальных полей и палеозойских колчеданных месторождений было установлено широкое развитие вторичных минералов меди, как в результате инфильтрационно-метасоматических процессов, так и инфильтрационных [Русаков и др., 2015]. При низком парциальном давлении кислорода устойчивыми оказываются ассоциации, включающие барит, пирит, халькопирит и сфалерит. Повышение парциального давления кислорода постепенно приводит к замещению пирита халькопиритом, а затем и халькопирита сульфидами меди (халькозин, ковеллин). В наиболее окислительных условиях в системе появляется атакамит. Согласно нашим данным, в карбонатных осадках он может быть единственным медным минералом. Отсутствие атакамита в околорудных отложениях колчеданных месторождений определяется его чувствительностью, как к температурному режиму, так и активности  $Cl^-$  и  $CO_2$ . Более высокая активность углекислого газа ведет к замещению атакамита малахитом. Если процесс

инфильтрации рудоносных осадков заходит глубоко (это происходит, как правило, в условиях низких скоростей фоновой седиментации), то осадки полностью теряют минералы меди, а оставшиеся сульфиды замещаются сидеритом или гематитом в зависимости от активности CO<sub>2</sub>. В палеозойских колчеданных месторождениях подобные отложения часто представлены кварц-гематитовыми породами, получившими в отечественной литературе название – госсаниты. Единственными минералами, сохраняющимися под воздействием диагенетических, катагенетических и метагенетических трансформаций, являются барит и Fe-хлориты. Последние, как мы отмечали выше, в отложениях подобного типа замещают практически все глинистые минералы.

*Дистальные отложения*, в отличие от проксимальных, формируются в условиях, сходных с фоновым осадконакоплением. Вследствие чего, их отличительной особенностью является отсутствие гидротермальных сульфидных минералов, неустойчивых в окислительной морской воде. В дистальных металлоносных отложениях сульфидные минералы имеют исключительно диагенетическое происхождение. Наиболее подвижным элементом в дистальных гидротермально-осадочных отложениях является Mn. В марганцеворудных отложениях широко представлены вторичные, как диагенетические, так и ката- и метагенетические минералы. Первичные окислы и гидроокислы Mn практически полностью преобразуются, уступая ведущую роль диагенетическим (гаусманит, родохрозит, марганцевый кальцит), а затем катагенетическим (кариопилит) и метагенетическим (тефроит, родонит) минералам [Брусницын, 2013]. Более того, в силу более высокой миграционной способности Mn по сравнению с Fe, дистальные металлоносные осадки могут практически полностью терять марганцевые минералы, преобразуясь в гематит-кварцевые породы (джаспериты). При этом Mn часто формирует самостоятельные отложения в виде марганцеворудных тел на более высоких стратиграфических горизонтах. Таким образом, минеральный состав и облик дистальных отложений, испытавших эти преобразования, меняется фактически полностью. Именно этим можно объяснить сложность в установлении их генезиса, нашедшее свое отражение в широком спектре теоретических моделей.

#### Литература:

Брусницын А. И. Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала. СПб.: С.-Петербург. гос. ун-т, 2013. 160 с.

Дергачев А.Л. Эволюция вулканогенного колчеданообразования в истории Земли. Докторская дисс. Москва, 2010. 262 с.

Русаков В.Ю. Механизмы формирования морских гидротермально-осадочных отложений (на примере четвертичных гидротермальных полей Срединно-Атлантического хребта и гидротермально-осадочных отложений среднего палеозоя Южного Урала). Автореферат на соискание ст-ни доктора геол.-мин. наук. Москва: ОНТИ ГЕОХИ РАН, 2014. 55 с.

Русаков В.Ю., Рыженко Б.Н., Рощина И.А., Кононкова Н.Н., Карпухина В.С. Девонские рудокластические турбидиты на примере медноколчеданного месторождения “Молодежное” (Южный Урал) // Геохимия. 2015. № 7. С. 624-650.

Beard B.L., Johnson C.M., Von Damm K.L., Poulson R.L. Iron isotope constrains on Fe cycling and mass balance in oxygenated Earth ocean // Geology. 2003. V. 31. P. 629-632.

De La Rocha C.L., Brzezinski M.A., De Niro M.J. A first look at the distribution of the stable isotopes of silicon in natural waters // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2000. V. 64. P. 2467-2477.

Ding T., Jiange S., Wan D., Li J., Song H., Liu Z., Yao X. Silicon Isotope Geochemistry. Geological Publishing House. Beijing. 1996.

Frei R., Polat A. Source heterogenic for the major components of ~ 3.7 Ga Banded Iron Formations (Isua Greenstone Belt, Western Greenland): Tracing the nature of interacting water masses in BIF formation // Earth and Planetary Sci. Lett. 2007. V. 253. P. 266-281.

Frost C.D., von Blanckenburg F., Schoenberg R., Frost B.R., Swapp S.M. Preservation of Fe isotope heterogeneities during diagenesis and metamorphism of banded iron formation // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Springer-Verlag, 2006. DOI 10.1007/s00410-006-0141-0.

Haugaard R., Frei R., Stendal H., Konhauser K. Petrology and geochemistry of the ~ 2.9 Ga Itilliarsuk banded iron formation and associated supracrustal rocks, West Greenland: Source characteristics and depositional environment // *Precambrian Research*. 2013. V. 229. P. 150-176.

Pirajno F. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Science + Business Media B.V., 2009. 1250 p.

Rouxel O., Shanks III W.C., Bach W., Edwards K.J. Integrated Fe- and S-isotope study of seafloor hydrothermal vents at East Pacific Rise 9-10°N // *Chemical Geology*. 2008. V. 252. P. 214-227.

Sharma M., Polizzotto M., Anbar A.D. Iron isotopes in hot springs along the Juan de Fuca Ridge // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 2001. V. 194. P. 39-51.

Severmann S., Johnson C.M., Beard B.L., German C.R., Edmonds H.N., Chiba H., Green D.R.H. The effect of plume processes on the Fe isotope composition of hydrothermal derived Fe in the deep ocean as inferred from the Rainbow vent site, Mid-Atlantic Ridge, 36°14N // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 2004. V. 225. P. 63-76.

Slack J.F., Grenne T., Bekker A., Rouxel O.J., Lindberg P.A. Suboxic deep seawater in the late Paleoproterozoic: evidence from hematitic chert and iron formation related to seafloor-hydrothermal sulfide deposits, central Arizona, USA // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 2007. V. 255. P. 243-256.

Steinhefel G., Horn I., von Blanckenburg F. Micro-scale tracing of Fe and Si isotope signatures in banded iron formation using femtosecond laser ablation // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2009. V. 73. P. 5343-5360.

Yu B., Dong H., Widom E., Chen J., Lin Ch. Geochemistry of basal Cambrian black shales and chert from the Northern Tarim Basin, Northwest China: Implication for depositional setting and tectonic history // *Journ. of Asian Earth Sciences*. 2009. V. 34. P. 418-436.

## **АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ КАРЕЛИИ: СТРАТИГРАФИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ**

**Т.С. Шелехова**

*ФГБУН Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск,  
республика Карелия, Россия. [Shelekh@krc.karelia.ru](mailto:Shelekh@krc.karelia.ru)*

### **Введение**

Одна из основных особенностей четвертичного периода - циклическое чередование материковых оледенений и теплых межледниковых эпох, вызванных глобальными изменениями климата. Во время последнего верхневалдайского оледенения территория Карелии находилась в области усиленной экзарации Скандинавского ледникового покрова. Основная часть доверхневалдайских четвертичных отложений была ассимилирована и переотложена ледником, поэтому естественных обнажений четвертичных отложений доверхневалдайского возраста в Карелии нет. Четвертичные отложения различного генезиса в Карелии залегают, как правило, на кристаллических породах докембрия. Мощность их колеблется от первых см до 150 м, при средних значениях 8-12 м.

Карелия является эталонной областью для изучения развития ледниковых покровов в различных геологических и палеогляциологических условиях - в областях распространения кристаллических докембрийских или палеозойских пород, в периферической или центральной части оледенения. На территории республики великолепно выражены все генетические типы ледниковых, водно-ледниковых, озерных отложений и слагаемые ими формы аккумулятивного рельефа последнего оледенения. [Демидов, 1998, 2001, 2003].

Современная поверхность Карелии сформировалась под воздействием различных рельефообразующих факторов: тектоники и доледниковой денудации, аккумулятивной и эрозионной работы льда и талых ледниковых вод, деятельности поздне- и послеледниковых морей, озер и рек, послеледниковых процессов денудации, заболачивания и деятельности ветра. [Бискэ, 1957].

#### **Методы и методика исследований четвертичных отложений**

До настоящего времени при исследовании четвертичных отложений Карелии использовались различные методы.

**Геоморфологический метод.** На основе дешифрирования аэрофотоматериалов масштаба от 1:12 000 до 1: 200 000 выделялись пояса краевых образований, представленных конечно-моренными грядами, холмистыми моренами, камовыми полями, а также древние береговые образования приледниковых водоемов, стадияльные краевые образования на территории Карелии и на отдельных участках положения максимальной стадии поздневалдайского оледенения.

**Стратиграфический метод** применяется при изучении ключевых многослойных разрезов верхнего плейстоцена, разделенных континентальными и морскими межледниковыми и межстадиальными горизонтами. Основным стратиграфическим маркером часто являются морские отложения бореальной трансгрессии микулинского межледниковья, содержащие характерный комплекс малакофауны и микроорганизмов. При изучении отложений позднеледниковья и голоцена этот метод используется вместе с палеонтологическими.

**Текстурно-стратологический метод** применяется при изучении текстурных особенностей отложений, включает замеры и методы изучения слоистости осадков с целью выяснения их генезиса, направления и характера течений древних водоемов; замеры длинных осей галек и шарниров складок в моренах, ледниковых шрамов в обнажениях коренных пород и на плоских валунах в морене; изучение петрографического состава гравийно-галечных фракций с целью выяснения направления движения льда, а также изучение структур, вызванных неотектоническими дислокациями – складки, чешуйчатые надвиги и т.д.

**Палеонтологические методы - спорово-пыльцевой и диатомовый анализы** применяются для определения природных условий водоемов и окружающих их водоразделов и биостратиграфического расчленения осадков.

**Геохронологические методы** - радиоуглеродное датирование органогенных отложений ( $C^{14}$ ), в том числе и методом ускорительной масс спектрометрии (AMS), оптиколлюминесцентный метод (OSL) датирования песчаных межледниковых и надморенных толщ, космогенический метод (SED) датирования ледниковых валунов и обнажений коренных пород ( $Be^{10}$ ).

#### **Достижения в области четвертичной геологии и геоморфологии Карелии**

Одним из важнейших достижений в области четвертичной геологии Карелии является выявление главных особенностей ледниковой морфоскульптуры: радиально-концентрического строения, унаследованного от структуры последнего ледникового покрова, выделение шести поясов краевых образований, выяснение закономерностей развития и деградации последнего Скандинавского ледникового покрова от начальных до заключительных стадий. На основе полученных данных и в рамках работ международного проекта «Завершающий этап плейстоцена» была создана карта «Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации» м-ба 1:1000000 [Ниемеля, Экман, Лукашов, 1993], которая нашла свое применение в различных областях науки и практики.

Строению четвертичного покрова Карелии в целом и отдельных её районов в частности, посвящена обширная литература [Бискэ,1959, Бискэ и др., 1971, Ладожское озеро,1978, Девятова, 1972, 1986, Демидов,1998, 2001, 2003, Лукашов, Демидов,2001, Лукашов, 2003 Ильин, Лукашов, Экман, 1978 и др.]. (В рамках данных материалов нет возможности подробно осветить все достижения, результаты исследований приводятся в

статьях [Лукашов, Демидов, 1996; Лукашов и др., 2001] списки литературы – в книгах Бискэ Галина Сергеевна, 2007; Лукашов Анатолий Дмитриевич, 2010 и др.]. Большой вклад в изучение хронологии памятников первобытной эпохи Карелии внесен Э.И. Девятовой [Девятова, 1972, 1976, 1982 и др.]

Важным этапом явились комплексные исследования донных отложений озер Карелии [Шелехова, Лаврова, 2011] в результате которых были представлены типы разрезов донных осадков, предложена схема районирования по времени образования озер за последние 12-13 тыс. лет, изучены донные осадки Онежского озера и установлено начало их формирования во время интерстадиала бёллинг [Синькевич, Экман, 1995]. Были освещены вопросы генезиса озерных котловин, истории развития озер, геохронологии и вещественного состава донных осадков. Рассмотрены природные факторы, влияющие на формирование осадков разного генезиса. В дальнейшем, в результате комплексных исследований по темам НИР и проектам с иностранными специалистами, изучение донных отложений озер позволило установить несинхронность зарождения малых озер на ранних стадиях деградации ледника в одновозрастных зонах дегляциации. Новая схема озерообразования нашла отражение в ряде статей [Демидов, 2004, 2005, 2006; Демидов, Лаврова 2001; Wohlfarth et al., 2002]. Исследования диатомовых в четвертичных отложениях Карелии, начатые в 30<sup>е</sup> годы были продолжены сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН Г. Ц. Лаком и Т.С.Шелеховой. Итогом различных проектов НИР стала монография «Диатомиты Карелии» [Демидов, Шелехова, 2006]) в которой выделены типы диатомитов, условия их формирования, показаны возможности использования в народном хозяйстве.

В результате работ по изучению геолого-палеоэкологических обстановок позднеледниковья и голоцена бассейна Онежского озера разработана модель развития Онежского озера и прилегающих водоемов на заключительных этапах оледенения и в голоцене, ставшая основой для построения серий палеогеографических схем [Демидов, 2005, 2006, Онежское озеро. Атлас, 2010] и их усовершенствования при проведении работ по современным проектам РНФ в бассейне Онежского озера [Потахин и др., 2016; Субетто и др., 2016].

### **Проблема статуса квартера**

Одной из проблем четвертичной геологии является проблема статуса квартера, так как периодически возникает дискуссия о понижении ранга и возможности включения четвертичной системы в состав неогена. Против такой постановки вопроса решительно возражают геологи-четвертичники многих европейских стран, включая Россию, Беларусь, потому что отложения квартера на многих территориях имеют самое широкое распространение и резко отличаются от неогеновых образований сменой формации.

### **Проблема организационная**

В настоящее время в Карелии отсутствует подразделение, которое могло бы планомерно исследовать четвертичные отложения, работать в области геологии и поисков полезных ископаемых, проводить детальные геоморфологические исследования. Неквалифицированное отношение к четвертичным отложениям как полезным ископаемым и ландшафтам значительно усложнит ситуацию.

### **Проблемы стратиграфии четвертичной системы Карелии**

Требуется уточнение стратиграфической шкалы четвертичных отложений плейстоцена, не отвечающей современным представлениям о геологии и палеогеографии. Они основываются на устаревших данных. Отложения ранневалдайского времени представлены комплексом ледниковых и водно-ледниковых осадков, мощностью до 24 м. Наиболее достоверно выделяются они в разрезах, перекрытых средневалдайскими межледниковыми отложениями. В г.Петрозаводск нижневалдайская морена залегает между морской микулинской и средневалдайской пресноводной толщей (Девятова, 1972, Экман, 1987). Однако вывод о ее залегании между морской микулинской и пресноводной средневалдайской толщами основан только на корреляции скважин, вскрывших на первой и второй террасах Онежского озера или средневалдайские отложения или микулинские осадки.

На территории Петрозаводска нет ни одной скважины, вскрывшей и межледниковые средневалдайские и микулинские слои и разделяющие их нижневалдайские ледниковые отложения. Таким образом, учитывая сложность строения четвертичного покрова в р-не г. Петрозаводска, вопрос о нижневалдайской морене остается открытым. Это наглядно видно из таблицы.

Таблица

Сопоставление Международной стратиграфической шкалы четвертичной системы со стратиграфической шкалой четвертичных отложений Карелии

Международная стратиграфическая шкала четвертичной системы (2009)					Общая стратиграфическая шкала (проект)			Региональные стратиграфические подразделения				
Система	отдел	подотдел	ярус	Возраст, млн. лет	Система	отдел	подотдел	ярус	Надгоризонт, горизонт	Подгоризонт, стадии, пылевые зоны	Возраст, тыс. лет	
Четвертичная	голоцен				Четвертичная	голоцен			голоцен	Субатлантикум	2,8	
										Суббореал	4,8	
	плейстоцен	верхний	тарантский			0,012	плейстоцен	верхний	Валдайский (Олонечский)	верхневалдайский	Атлантикум	7,5
											Бореал	8,8
		Пребореал	10,2									
		Сальпаусселькя II	10,8									
		Межфазиал	10,9									
		Сальпаусселькя I	11,2									
		Аллеред	11,8									
		Невская	12,3									
		Беллинг	13									
		Лужская	14									
Онегозерская	15											
Вепсовская?	25											
средний	ионический		0,126	средний	средний	Среднерусский (Пудожский)		Древлянский	115			
								Кукковский	70			
нижний	калабрийский		0,781	нижний				Нижневалдайский ?	Голиковский?			
								Микулинский	M1-M8	130		
гелазский			1,806					Московский		200		
								Одинцовский	Стешевский			
			2,588					Днепровский	Корбозерский			
								Лихвинский	Колодорецкий			
								Колодозерский	250			
								Оксский	Деснинский	300		
								Свирский ?	L III			
									L II			
									L I	380		
								Прионежский ?		480		
										550		
										610		

Примечание: Стратиграфическая схема четвертичных отложений Карелии (по: Экман, 1987 с изменениями И.Н.Демидова)

Учитывая молодость последнего максимума оледенения и быструю дегляциацию территорий, **необходимо пересмотреть и существовавшие представления о стратиграфии позднеледниковья.** Ранее выделяемые многочисленные интерстадиальные горизонты позднеледниковья на Северо-Западе России не обеспечены достаточным количеством геохронологических данных и не подтверждаются геологическими данными. Например, выделение так называемого **онегозерского (плюсского) межстадиала**, отложения которого занимают якобы огромные территории между краевыми образованиями вепсовско-крестецкой и лужской стадии и достигают мощности 20 и более метров не

подтверждается геологическими данными. Наиболее древние озерные осадки на этой территории имеют аллередский возраст, единичные датировки указывают на начало озерного осадконакопления в бёллинге или в невскую стадию оледенения. Большинство малых водоемов начало формироваться в конце позднего дриаса – пребореале - начале бореала. В значительном количестве подморенных разрезов так называемого онегозерского горизонта спорово-пыльцевые спектры указывают не только на тундровые, но и на лесотундровые и таежные ландшафты. **Более верно относить их к отложениям средневалдайского интерстадиала.** Поэтому, необходимы исследования по уточнению положения и возраста краевых стадияльных образований последнего Скандинавского ледникового покрова, дополненные микропалеонтологическими данными ранних стадий его деградации (беллинг - начало аллереда).

#### **Основные направления исследований в области четвертичной геологии, которые проводятся и могли бы проводиться в Карелии**

##### **Гляциоизостазия и сейсмичность восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита в поздне- и послеледниковье.**

1. Определение градиента перекося различных районов восточной части Фенноскандинавского щита с позднеледникового времени и до наших дней в зависимости от геологического строения и особенностей дегляциации территории (проводится на побережье Белого моря).

2. Определение возраста, характера и интенсивности палеосейсмологических событий позднеледникового и голоцена, их связей со структурно-тектоническим строением Фенноскандинавского щита и историей его развития за последние 12 тысяч лет.

##### **Современные и древние процессы седиментогенеза. Развитие, возраст, пределы распространения и причины быстрой деградации последнего скандинавского покровного оледенения и сопряженных с ним приледниковых бассейнов**

1. Выяснение абсолютного возраста, пределов распространения последнего скандинавского покровного оледенения.

2. Выяснение влияния палеоклиматов, состава и рельефа ледникового ложа на динамику развития и деградации ледникового покрова, пределы его растекания.

3. Роль приледниковых водоемов в развитии и деградации ледникового покрова и формировании современной озерно-речной сети.

##### **Геология, палеоэкология и история развития Онежского озера в позднеледниковье и голоцене**

Создана серия палеогеографических карт-схем, отражающих этапы деградации последнего оледенения, развития Онежского озера в поздне- и послеледниковье, получены новые данные об условиях формирования рыхлых отложений и развитии растительности на его побережьях и водоразделах [Демидов, 2004, 2005, 2006, 2010; Онежское озеро. Атлас, 2010; Филимонова, Лаврова, 2015]. В настоящее время коллектив авторов готовит цифровой вариант карты Онежского озера и его водосбора. [Зобков и др., 2016; Субетто и др., 2016] (См. статью Гурбич, Зобков, Потахин в настоящем сборнике).

##### **Стратиграфия, палеогеография и палеоклиматы позднего и среднего плейстоцена Карелии**

1. Определение возраста, состава и стратиграфического положения ледниковых и межледниковых горизонтов среднего и позднего плейстоцена Карелии на основе комплексных биостратиграфических, геохронологических и литологических исследований кернов скважин.

2. Определение палеоэкологических условий и стратиграфического ранга московско-днепровского межледниковья/мегаинтерстадиала, а также ранневалдайского времени.

3. Создание новой стратиграфической шкалы для среднего и позднего плейстоцена Карелии.

##### **Голоценовые диатомиты Карелии - уникальные природные объекты для нанотехнологий**

1. Изучение нано- и микроструктуры кремнистых створок диатомовых водорослей в связи с их развитием в разных палеоэкологических условиях осадконакопления, выявление связей между видовым составом диатомей и нано- и микроструктурой створок.

2. Определение технологических свойств диатомитов - уникальных природных образований на предмет соответствия современным требованиям различных отраслей промышленности и возможностей их использования в народном хозяйстве.

**Изменения окружающей среды и климата: исследования, мониторинг и прогноз состояния природной среды; природные катастрофы, анализ и оценка природного риска**

1. Неотектоника, палеосейсмичность и гляциоизостазия восточной части Фенноскандинавского щита.

2. Формирование ландшафтов северо-запада Европейской части России в позднеледниковье и голоцене – основы для развития биоты и становления современной окружающей среды.

3. Палеогеография и стратиграфия плейстоцена Севера Европейской части Российской Федерации.

4. Геология и полезные ископаемые четвертичного периода Карелии.

Таким образом, с нашей точки зрения в настоящее время в Институте геологии Карельского научного центра РАН нет возможности проводить полноценные исследования по всем направлениям из-за отсутствия кадров. Необходимо восполнить этот пробел.

**Литература:**

Бискэ Г.С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959. 308с.

Девятова Э.И. Палинологическая характеристика верхнечетвертичных отложений Карелии // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Ленинград. «Наука», 1972. С.59-98.

Девятова Э.И. Природная среда и ее изменения в голоцене (Побережье Севера и Центра Онежского озера). Петрозаводск. 1986. 110 с.

Девятова Э.И. Геология и палинология голоцена и хронология памятников первобытной эпохи в юго-западном Беломорье. Ленинград. 1976. 122с.

Демидов И.Н., Лукашов А.Д. Четвертичные образования Карелии // Путеводитель геологической экскурсии по Карелии. Международный симпозиум «Палеоклиматы и эволюция палеогеографических условий в геологической истории Земли», Петрозаводск 27-31 августа 1998 г. / Ред. П.В. Медведев. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1998 г. С. 3-12.

Демидов И.Н. Четвертичные отложения // Биоразнообразие биоты Карелии: условия формирования, сообщества, виды / ред. А.Н. Громцев, С.П. Китаев, В.И. Крутов, О.Л. Кузнецов, Т. Линдхольм, Е.Б. Яковлев. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С.19-27.

Демидов И.Н. Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позделедниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.7. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. С.207-218.

Демидов И.Н., Кйяер К.Х., Ларсен Э.А., Фундер С., Хоумарк-Ниелсен М. Восточный фланг последнего Скандинавского ледникового покрова: новые данные о возрасте и положении // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт. С.113-115.

Демидов И.Н. Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.8. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2005. С. 134-142.

Демидов И.Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.9. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2006. С.171-182.

Демидов И.Н., Лаврова Н.Б. Строение четвертичного покрова бассейна р.Водлы (Восточная Карелия) и особенности развития растительности в поздне- и послеледниковье // Национальный парк «Водлозерский»: природное разнообразие и культурное наследие. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2001. С.49-60.

Демидов И.Н., Шелехова Т.С. Четвертичные отложения и особенности геологического развития в плейстоцене // Инвентаризация и изучение биологического разнообразия на территории центральной Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2001. С. 24-35.

Демидов И.Н., Шелехова Т.С. Диатомиты Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2006, 89 с.

Зобков М.Б., Субетто Д.А., Тарасов А.Ю., Потахин М.С. Применение ГИС для реконструкции береговой линии Онежского озера в различные климатические периоды // Водные ресурсы: изучение и управление (лимнологическая школа-практика) Материалы V Международной конференции молодых ученых. 2016. С. 190-198.

Ладожское озеро (Развитие рельефа и условия формирования четвертичного покрова котловины) / Отв. ред. Бискэ Г.С. Петрозаводск «Карелия», 1978. 208 с.

Лукашов А.Д. Геоморфологические условия // Биоразнообразие биоты Карелии: условия формирования, сообщества, виды / ред. А.Н. Громцев, С.П. Китаев, В.И. Крутов, О.Л. Кузнецов, Т. Линдхольм, Е.Б. Яковлев. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2003. С.13-19.

Лукашов А.Д., Демидов И.Н. Итоги изучения четвертичного периода Карелии // 50 лет КарНЦ РАН. Юбилейная научная конференция. Петрозаводск, 1996. С.122-124.

Лукашов А.Д., Демидов И.Н. Условия формирования рельефа и четвертичных отложений Карелии в поздне- и послеледниковье как основа становления современной природной среды // Биогеография Карелии. Труды КарНЦ РАН. Сер. Б. «Биология». Вып.2. Петрозаводск, 2001. С. 3-11.

Лукашов А.Д., Демидов И.Н., Экман И.М., Саарнисто М., Лункка Ю-П. Современные российско-финляндские исследования четвертичной геологии и оледенения // 300 лет учреждения приказа рудокопных дел в России. Мат-лы межд. конф. КарНЦ РАН, Петрозаводск, 2001. С.50-54.

Ильин В.А. Лукашов А.Д., Экман И.М. Краевые ледниковые образования Западной Карелии и их корреляция с грядами финских Сальпаусселькя // Краевые образования материковых оледенений. Киев, 1978. С. 96 - 108.

Ниемеля Й., Экман И.М., Лукашов А.Д. Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации и их сырьевые ресурсы. Карта м-ба 1:1 000 000 // Эспоо: Геологический научно-исследовательский институт Финляндии, 1993. (Niemelya J., Ekman I., Lukashov A. (editors) 1993. Quaternary deposits of Finland and North-west part of Russian federation and their mineral resources. Scale 1:1mln. Espoo).

Онежское озеро. Атлас / Отв. ред. Н.Н. Филатов. Петрозаводск, 2010. 151 с.

Потахин М.С., Субетто Д.А., Зобков М.Б., Тарасов А.Ю., Гурбич В.А. Реконструкция развития Онежского озера в позднеледниковье ГИС-методами // Палеолимнология Северной Евразии. Опыт, методология, современное состояние. Proceedings of the International Conference. North-Eastern Federal University, Russian Academy of Sciences. 2016. С. 99-102.

Синькевич Е.И., Экман И.М. Донные отложения озер Восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Петрозаводск, 1995. С. 49-84.

Субетто Д.А., Потахин М.С., Зобков М.Б., Гурбич В.А. Ранние позднеледниковые этапы формирования Онежского озера // Современные проблемы эрозионных, русловых и устьевых процессов. Мат-лы Всерос. науч. конф. с межд. участием и XXXI пленарного межвузовского координационного совещания. 2016. С. 164-165.

Филимонова Л.В., Лаврова Н.Б. Палеогеография Заонежского полуострова в позднеледниковье и голоцене // Тр. КарНЦ РАН. № 4, сер. Биогеография. 2015. С. 30–47.

Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б. Донные отложения озер Карелии: палеоэкологические и палеоклиматические реконструкции // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2011.С. 204-212.

Экман И.М. Четвертичная система // Геология Карелии. Л., «Наука» 1987. С.79-93.

Wohlfarth B., Filimonova L., Bennike O., Bjorkman L., Brunnberg L., Lavrova N., Demidov I., Possnert G.// Late-Glacial and Early Holocene Environmental and Climate Change at Lake Tambichozero, Southeastern Russian Karelia Quaternary Research, 58, 2002. P.261-272.

## **СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНАХ РЕК ВЯЛА И ПАНА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, ЛИСТ Q-36-XI-XII**

**Л. Р. Семенова**

*ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия. [ljudmilasemenova@mail.ru](mailto:ljudmilasemenova@mail.ru)*

Уточнение возраста и генезиса отложений базировались на геоморфологическом анализе, на литологических исследованиях (21-фракционный гранулометрический анализ, макротекстурные исследования), на палинологическом изучении разрезов (спорово-пыльцевой анализ) и геохронологических исследованиях (определение возраста методом оптически стимулированной люминесценции).

В составе четвертичных отложений в бассейне рр. Вяла и Пана выделены отложения среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена и голоцена. Среднее звено представлено ледниковыми образованиями московского горизонта (шестая ступень среднего звена). Верхнее звено – флювиогляциальными отложениями подпорожского горизонта (вторая ступень верхнего звена) и детально расчленёнными комплексами ледниковых образований осташковского горизонта (четвертая ступень верхнего звена). В составе голоцена выделены болотные (палюстринные), морские, озёрные и техногенные отложения. Кроме того, элювиальные и делювиальные, морские и аллювиальные отложения отнесены к нерасчленённым верхнеоплейстоцен-голоценовым образованиям.

Ледниковые образования московского горизонта условно выделены в разрезе на левом берегу р. Пила в месте пересечения ее дорогой Кандалакша-Умба Морена представлена супесями зеленовато-серыми с галькой и валунами. Подошва не вскрыта, морена перекрыта подпорожским флювиогляциалом. Видимая мощность – до 2 м. В настоящее время эта часть разреза засыпана и недоступна для наблюдения.

Флювиогляциальные отложения московского горизонта вскрыты под морскими верхнеоплейстоцен-голоценовыми отложениями. В разрезе Пила – 44 они представлены в нижней части серыми косослоистыми песками (мощность 2.85 м); в верхней – косо переслаивающимися песками, супесями, гравийниками и галечниками (мощность 0.6 м). Из нижних песков отобрана проба на ОСЛ RLOG 2388-105 (У-44-1) - 163±13.0 тыс. лет. Отложения микулинского горизонта (верхнее звено), предположительно, морские, обнаружены впервые (лист Q-36-XI,XII). В разрезе Пана-34, в основании первой надпойменной террасы вскрыты глины, видимой мощностью 0.1 м. Они перекрыты верхнедриасовым аллювием. Морские (?) микулинские отложения охарактеризованы палинологически. По заключению Е. С. Носевич (устное сообщение) формирование отложений происходило, вероятно, в конце микулинского межледниковья, когда на территории были распространены сосновые леса с примесью березы, ели, ольхи, жимолости. В почвенном покрове развивались сообщества из трав, папоротника и сфагновых мхов.

Флювиогляциальные отложения подпорожского горизонта (fШрd?), выделенные условно, вскрыты в разрезе на р. Пиле. Они представлены преимущественно песками, в меньшем объеме – песчано-галечными отложениями, мощностью до 2 м. По данным В. Я.

Евзерова, возраст флювиогляциальных песков на р. Пиле, согласно результатам термолюминесцентного анализа – 75000 л.н. [Евзеров, Кошечкин, 1980]. В разрезе Вяла-14 возраст флювиогляциальных песков, залегающих под гравийно-галечными нижнедриасовыми отложениями –  $65.6 \pm 5.0$  тыс. лет (ОСЛ, RLOG 2281-124).

Осташковский горизонт на суше представлен своей верхней частью – ледниковыми комплексами дриасовых слоёв. Нижнедриасовые слои включают морены основную нормально-пластовую, наледниковую сплывную, краевую (холмисто-западинную) и краевую напорную; флювиогляциальные и ледниково-озерные отложения. Комплекс распространен в восточной части листа, в бассейне р. Пана.

Морена наледниковая сплывная, с характерным «филигранным» рельефом развита в бассейне р. Пана, в понижениях рельефа, представлена валунными супесями, реже – гравийно-галечными отложениями.

Краевая морена отмечена только в долине р. Кичисара, вблизи восточной рамки листа. Краевые образования в плане представляют собой подкову неправильной формы. Рельеф – холмисто-рядовой, холмисто-западинный. Рельеф морены краевой напорной – холмисто-рядовой, рядовой. Краевые морены представлены валунными супесями.

Флювиогляциальные отложения развиты в виде зандров, озов и равнин. Флювиогляциальные отложения, развитые в долине р. Пана, представлены в части, близкой к краю ледника, на продолжении ложбин стока, более грубыми отложениями – галечно-валунными, валунно-галечными, с песком в качестве заполнителя. Вниз по течению, при удалении от вершинной части зандра, размерность обломочной составляющей постепенно уменьшается, в дистальной части – до песков с галькой.

Холмистые и холмисто-западинные флювиогляциальные равнины, сложены песчано-галечно-валунными отложениями, часто ассоциируют с озами, примыкая к ним с обеих сторон. Ледниково-озерные отложения камов представлены разнозернистыми песками. В разрезе Индель-25 они датированы методом ОСЛ –  $13.9 \pm 1.1$  тыс. лет (RLQG 2384-105).

Среднедриасовый ледниковый комплекс распространен незначительно, в северной части листа, в верховьях р. Полисарки. Он представлен основной нормально-пластовой мореной, краевой мореной и флювиогляциальными отложениями в виде озов.

Верхнедриасовый ледниковый комплекс занимает западную часть листа, представлен нормально-пластовой, наледниковой сплывной и краевой моренами, краевой напорной мореной, а также флювиогляциальными отложениями. Необходимо отметить, что часть верхнедриасовых образований после отступления ледника была перекрыта водами моря Портландия.

Морфологически и гранулометрически верхнедриасовые морены не отличаются от нижне- и среднедриасовых. Детально изучена морена наледниковая сплывная. Она представлена валунными супесями с линзами более промытого материала (песков, галечно-гравийных отложений). Заполнение моренным материалом широких трещин, развитых в поле льда, происходило в несколько этапов. Из песчаных отложений наледниковой сплывной морены (разрез Мунозеро-13, центральная часть листа) была получена датировка методом ОСЛ –  $6.5 \pm 0.5$  тыс. лет (RLOG 2280-124). Это свидетельствует о том, что таяние обширных масс мертвых льдов завершилось только в голоцене.

Из линзы песков в краевых моренных образованиях (разрез Ингозеро-40) методом ОСЛ получена датировка –  $5.1 \pm 0.4$  тыс. лет (RLQG 2386-105). Также как и в случае со сплывной мореной, это время завершения таяния мощных скоплений льда, что подтверждает возраст ледникового комплекса – не древнее позднего дриаса.

Флювиогляциальные отложения развиты в долине р. Вяла в виде долинного зандра, а также фрагментов зандроподобных отложений. Ими сложены магистральные озы юго-западной части листа, фрагменты потоковых образований среди основной морены и озы, развитые среди поля наледниково-сплывной морены.

Аллювиальные отложения нерасчлененного верхнего звена неплейстоцена – голоцена развиты повсеместно, но площадь их распространения и мощность незначительны.

В разрезе Пана-34 вскрыты аллювиальные отложения, залегающие на микулинских глинах. Мощность их составляет 1.1 м. В спорово-пыльцевых комплексах отражены три последовательно сменяющихся этапа формирования аллювия. По заключению Е. С. Носевич (устное сообщение), спектры спорово-пыльцевого комплекса I (0.1-0.8 м) свидетельствует о развитии разнотравных и кустарничковых тундр предположительно в позднем дриасе, когда открытые площади были заняты сообществами из трав и папоротника. Происходило улучшение климата, что отразилось в составе растительности.

Спорово-пыльцевой комплекс II (0.8-1.1 м) характеризует распространение ерниковых, кустарничковых тундр, которые вероятно сочетались с лесотундровыми березовыми редколесьями. В составе участвовала в виде примеси сосна, в напочвенном покрове были распространены формации из папоротника, сфагнома и травянистые ассоциации из мезофильного разнотравья. Отложения формировались в пребореальный период.

Основным компонентом в общем составе спорово-пыльцевого комплекса III (1.1-1.17 м) становится пыльца древесных растений – почти 59%. В целом комплекс свидетельствует о том, что на территории развивались сосново-березовые леса с примесью ели. В почвенном покрове развивались болотно-травянистые сообщества. Отложения, вероятно, образовались во время бореального периода.

Таким образом, установлено, что формирование первой надпойменной террасы в пределах поля распространения нижнедриасовых ледниковых образований происходило с позднего дриаса по бореал включительно.

Морские отложения трансгрессий портландия и фолас (mIII-H) распространены по всему побережью Белого моря. Тыловые швы морских террас хорошо читаются (в пределах листа) на абсолютных отметках 95-100 м. Типичным разрезом является разрез Пила-31, пески датированы методом ОСЛ –  $11.1 \pm 0,8$  тыс. лет (RLOG 2282-124). На значительной части площади листа морские слои развиты в виде прерывистого чехла, выполняя западины. Верхняя часть образований, подстилающих морские отложения, подвергались размыву (перлювий), по составу отличаются от материнских пород более высоким содержанием песка. Флювиогляциальные отложения в зоне перемыва содержат повышенное количество валунов, гальки.

Элювиальные и делювиальные отложения приурочены к склонам гор и возвышенностей. В составе голоцена выделяются морские, палюстринные, озерные и техногенные отложения.

Литература:

Евзеров В. Я., Кошечкин Б. И. Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова. Л., Наука, 1980, 104 с.

## **ИЗУЧЕННОСТЬ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА: ИСТОРИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ**

**О.Ю.Носова**

*ФГБУН Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, Россия*

*[Nosova@geoksc.apatity.ru](mailto:Nosova@geoksc.apatity.ru)*

В ходе более чем 130-летнего исследования квартера Кольского полуострова достаточно пристальное внимание уделялось вещественному составу ледниковых отложений. Перекрывая на обширных территориях коренные породы, четверичные аккумуляции служат объектом для изучения ареалов рассеяния кристаллических пород и образующих их минералов. Петрографический, геохимический и минералогический методы изучения морен в комплексе методов исследований пород квартера позволяют довольно

точно определить направление движения ледника, обнаружить источники обломочного материала. При этом вещественный состав разных фракций морен обладает разной степенью информативности.

Моренные отложения (тилл) распространены в Кольском регионе крайне неравномерно. Заполняя понижения и создавая грядовый и холмистый рельеф (особенно в южной, восточной и в северо-западной частях региона), они практически отсутствуют на вершинах Хибинских и Ловозёрских тундр, Горных Кейв и на северном побережье Кольского полуострова. На таких участках ледниковые отложения представлены отдельными эратическими валунами, без вымытого мелкого материала. В то же время, мощность моренных отложений на западе возрастает до 15–30 м и более. Например, близ оз. Плесозеро отмечается морена мощностью почти 40 м, в Сейдозёрской котловине по геофизическим данным фиксируется 170-ти метровая толща четвертичных отложений, из которых 71 м пройден скважиной [Евзеров, 2016]. По литологии морены представлены валунными супесчаными, суглинистыми и щебнистыми разностями [Лаврова, 1960].

Вещественный состав ледниковых отложений Кольского региона исследован неравномерно. На сегодняшний день целенаправленные работы по петрографо-минералогическому изучению состава моренных отложений проводились на северо-западе Кольского полуострова, в Хибинских и Ловозерских тундрах. Исследования велись также на юго-западе полуострова, в районе оз. Ловозера, территории по линии оз. Колмозеро – р.Воронья, в зоне севернее Горных Кейв, в Печенгском районе, а также прибрежной части Горла Белого моря (Терский берег), Терских Кейвах и некоторых других районах. Дополнительные сведения были получены при разнонаправленных геологических работах (съёмочных, инженерных изысканиях и т.д.) по большей части полуострова. Наиболее комплексные результаты приведены такими учёными, как М.А.Лаврова, А.А.Никонов, В.Я.Евзеров и некоторыми другими.

Начиная с исследований В.Рамсея, А.А.Полканова, В.Таннера, Г.Д.Рихтера, а также в работах М.А.Лавровой, А.Д. и Н.Н.Арманд, А.А.Никонова, В.Я.Евзерова и др. было подтверждено растекание Скандинавского ледникового щита на северо-восток и юго-восток и разделение его на два потока – Баренцевоморский и Беломорский. Также В.Рамсей, а позднее М.А.Лаврова, Н.Н.Арманд и другие геологи отмечали отсутствие руководящих нефелиновых сиенитов Хибинских и Ловозёрских тундр на северо-востоке полуострова, что рядом учёных связывается с существованием одновременного малоподвижного Понойского ледникового щита, препятствовавшего распространению льдов с запада [Гинзбург, 1958; Арманд Н.Н., 1960]. Наряду с определением областей сноса и распространения эратического материала, важные результаты были получены при изучении соотношения в составе морен местных пород (подстилающих четвертичные отложения) и пород принесённых. Используя данный подход в горных областях, были определены морены горных ледников, их взаимодействие с покровным Скандинавским ледником, было отмечено проникновение покровных льдов в открытые горные долины и т.д. [Арманд А.Д., 1960; Евзеров, Николаева, 2008; Евзеров, 2010].

Изучению песчаной фракции тилла было уделено сравнительно меньше внимания. Коренной источник породы определить легче, чем коренной источник минерала, если он не является специфическим (как некоторые щелочные минералы Хибинских и Ловозёрских тундр и др.). Было обнаружено, что по минеральному составу морены на обширных территориях Кольского региона очень схожи, имея различия в основном лишь в количественных соотношениях минералов. Кроме того, была установлена тесная связь состава ледниковых отложений с минеральными парагенезисами подстилающих пород. В связи с вышесказанным, геологами предпринимались попытки определить количественные соотношения минералов с целью наметить зоны распространения и преобладания тех или иных минералов и связать их с характером движения ледника. К примеру, на севере от Горных Кейв (район озер Ефимозера – Кальмозера) по результатам статистической обработки шлиховых проб в моренах было выделено 8 сложных ассоциаций минералов

[Евзеров, Рубинраут, 1976]. Они были объединены в 3 группы: чуждые, местные и смешанные. Было отмечено, что местные ассоциации в основном совпадают либо несколько смещены от участков распространения их коренных пород, а чуждые и смешанные (в которых присутствуют как местные, так и дальнопринесенные минералы) довольно четко указывают на характер движения ледника. Также на основе минералогических исследований на севере полуострова (от оз. Колозера до р. Вост. Лица) был продемонстрирован снос материала на северо-восток от выходов коренных пород [Кириченко, 1966].

Стоит отметить, что данные по минералогическому составу песчаной (песчано-алевритовой) фракции уже применялись для стратиграфического расчленения разновозрастных морен и выделения ледниковых потоков в разных странах (в Литве – А.Ю.Климашаускас, Эстонии – А.В.Раукас, в Латвии – В.Г.Ульст и Я.Я.Майоре и др.). Поэтому, в связи с обнаружением среднеплейстоценовых морен в юго-восточной части региона, минералогические исследования ледниковых отложений актуальны и на Кольском полуострове [Лаврова, 1960; Корсакова и др., 2011].

Глинистая фракция четвертичных отложений региона наименее изучена и весьма сложна для каких-либо выводов о переносе и источниках материала. Было установлено, что глинистые минералы в моренах Кольского полуострова в основном представлены иллитом, с примесью вермикулита, хлорита, иногда монтмориллонита. Также было отмечено, что характерной особенностью морен Хибинских и Ловозёрских тундр является присутствие в глинистой фракции аллофана, гиббсита, опала и гидроокислов железа, связанных с разрушением неустойчивых минералов щелочных пород, в частности нефелина [Афанасьев, 1977]. В то же время была выявлена зависимость минералогического состава глинистой фракции от подстилающих пород и высказана возможность использовать данные по её изучению при ледниковых реконструкциях [Евзеров, 1981].

Что касается происхождения глинистых минералов, то они не были в большинстве своём образованы во время оледенений и межледниковий. А.П.Афанасьев показал, что в четвертичное время не происходило существенного образования глинистых минералов [Афанасьев, 1977]. Они скорее являются продуктами длительного переноса и переотложения, по-видимому, неогеновой коры выветривания [Евзеров, 1978].

Кроме вопроса о характере движения ледниковых покровов во время последнего оледенения, важное место в исследованиях геологов Кольского региона занимает изучение вероятных следов присутствия других ледниковых щитов, которые могли проникать на территорию полуострова. Применяя метод петрографического изучения морен, ряд геологов высказывает мнение о распространении на Кольский полуостров Новоземельского ледника [Яковлев, 1956], либо Новоземельско-Карского [Зозуля и др., 2003]; Баренцевоморско-Новоземельского [Никонов, 1964]); Баренцевоморско-Карского [Гросвальд, 1996]. Основными доказательствами этому служат находки карбонатных пород, не встречаемых в Кольском регионе, и ряд находок эрратических валунов, перенесённых от коренных источников в противоположных, относительно общепринятых направлениях движения Скандинавского ледника. Так же не решён вопрос существования Понойского ледникового щита. Недостаточно изучен вещественный состав среднеплейстоценовых морен [Ramsay, 1912; Никонов, 1964]. Также нет сведений об эрратическом материале пород Балтийского щита скандинавских стран. Исключение составляют упомянутые В. Таннером находки гранитов, подобных гранитам Натта из Финляндии [Tanner, 1913].

Рассматривая историю изучения вещественного состава ледниковых отложений, можно наметить несколько основных этапов. Первый охватывает период с конца 19 столетия и до начала 30-х годов 20-го века. Он связан в первую очередь с исследованиями В.Рамсея, составившего первую схему четвертичных отложений Кольского региона. В.Рамсей пристальное внимание уделял распространению эрратических валунов, используя эти данные при палеорекострукциях движения ледника. К этому этапу стоит также отнести ряд исследований, проводившихся В.Таннером, Г.Д. Рихтером, А.А. Полкановым, Б.И.Куплетским и др., предоставивших некоторые данные по распределению эрратических

валунов в отложениях Кольского региона. С 1920-х годов начинают проводиться работы под руководством А.Е.Ферсмана, в которых попутно собирается материал по ледниковым отложениям. В 1931 г. в связи с созданием карты четвертичных образований СССР (1:2500000), на территории Кольского полуострова организуются плановые исследования.

Ко второму этапу, охватывающему период с начала 1930-х гг. до 1960 стоит отнести ряд инженерно-изыскательских, поисково-разведочных работ, проводимых в регионе, которые дали определённые сведения по вещественному составу четвертичных отложений. Также в 1931–1936 гг. Геологическим институтом и Кольской базой Академии наук СССР проводятся исследования четвертичных отложений ряда территорий. Второй этап во многом связан с деятельностью М.А.Лавровой и оканчивается фактически выходом в 1960 году монографии, подытожившей все имевшиеся к тому времени знания о четвертичной толще Кольского полуострова.

Третий этап охватывает период после 1960-го года и до сегодняшних дней и связан с такими геологами, как А.А.Никонов, А.Д. и Н.Н.Арманд, В.Я.Евзеров, А.П.Афанасьев и многими другими. В это время начинает проводиться целенаправленное изучение вещественного состава ледниковых отложений. Под пристальное внимание учёных-геологов попадают кроме валунной и галечной, также песчаная и глинистая фракции. Выходят работы по западной части Кольского полуострова, в которых рассматривается, как петрографический состав валунно-галечной фракции морен, так и минералогический состав песчаной фракций [Никонов, 1964; Евзеров, Кошечкин, 1980]. А.Н. Спицыным, Л.А.Кириченко, В.Я.Евзеровым проводятся специальные исследования минералогии песчаной фракции. Отдельно изучению глинистых минералов ледниковых отложений посвящены работы А.П.Афанасьева, В.Я.Евзерова.

Таким образом, вопрос вещественного состава ледниковых отложений актуален и на сегодняшний день. Темой наших будущих исследований является изучение состава морен краевых комплексов Кольского полуострова. Интерес к этому вопросу не случайный, так как по сравнению с основными моренами, которые питаются материалом, поступающим в основном из пород ложа, морены конечных комплексов в большей мере содержат далекопринесенный материал. Также изучение вещественного состава представляет интерес в пределах ледораздельных зон. Данный метод может позволить обосновать существование (отсутствие) и границы распространения локальных ледниковых покровов Кольского полуострова – Понойского и Хибинского. Кроме того, получение новых данных может посодействовать более точной корреляции краевых комплексов региона.

Благодаря новым данным о геологическом строении, петрографических и минералогических особенностях пород Кольского полуострова, представляется возможным провести более точные исследования вещественного состава морен.

#### Литература:

Арманд А.Д. Очерк формирования рельефа и четвертичных отложений Хибинских тундр // Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Кольский филиал АН СССР. Апатиты. 1960. С. 32–84.

Арманд Н.Н. О последнем оледенении на северо-востоке Кольского полуострова // Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Кольский филиал АН СССР. Апатиты. 1960. С. 136–150.

Афанасьев А.П. Фанерозойская кора выветривания Балтийского щита. Наука. Л. 1977. 243 с.

Евзеров В.Я. Геология четвертичных отложений Кольского региона. МГТУ. Мурманск. 2016. 210 с.

Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова. Наука. Л. 1980. 104 с.

Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Заключительные этапы эволюции покровного и горного оледенения в Хибинах // Доклады РАН. Том 420, №5. Наука. М. 2008. С. 679–682.

Евзеров В.Я. Позднеплейстоценовые и голоценовые оледенения в районе Ловозерских тундр // Известия РГО. Том 142. Вып.4. Наука. Санкт-Петербург. 2010. С. 65–80.

Евзеров В.Я. Роль древних кор выветривания в формировании антропогенных отложений и связанных с ними месторождений северо-восточной части Балтийского щита // Литология и полезные ископаемые. № 1. Наука. М. 1978. С. 50–58.

Евзеров В.Я., Рубинраут Г.С. Механизм формирования морены последнего ледникового покрова Кольского полуострова // Геоморфология и геология четвертичного периода севера европейской части СССР. КФ АН СССР. Петрозаводск. 1976. С. 108–116.

Гинзбург И.В. К вопросу о формировании рельефа северо-восточной части Кольского полуострова // Проблемы Севера. Вып. 2. АН СССР. М. 1958.

Гросвальд М.Г. Последриасовая ( $\leq 10$  тыс. лет назад) трансгрессия льда Баренцева шельфа на северо-восток Европы // Доклады АН. Том 350. №5. Наука. М. 1996. С. 687–691.

Зозуля Д.Р., Чикирев И.В., Корсакова О.П., Гавриленко Б.В. О перемещении обломочного материала Новоземельско-Карскими ледниками в связи с россыпной алмазонасностью Кольского региона // Геология и геоэкология северо-запада России. Материалы 14-й молодежной конференции, посвящённой памяти К.О. Кратца. Петрозаводск, 13-17 октября 2003. Петрозаводск. 2003. С. 41–43.

Кириченко Л.А. Ледниковый снос и местные центры оледенения на Кольском полуострове. // Формирование рельефа и четвертичных отложений Кольского полуострова. Наука. М.-Л. 1966. С. 69–76.

Корсакова О.П., Семенова Л.Р., Колька В.В. Средне- и верхнеплейстоценовые осадки в разрезе обнажения Варзуга (юг Кольского полуострова) // Региональная геология и металлогения. 2011. № 48. С. 19–24.

Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. АН СССР. М.-Л. 1960. 234 с.

Никонов А.А. Развитие рельефа и палеогеография антропогена на западе Кольского полуострова. Наука. М.-Л. 1964. 182с.

Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Тр. ВСЕГЕИ. т.17. Госгеолтехиздат. М. 1956. 314 с.

Ramsay W. Uber die Verbreitung von Nephelinsyenitgeschiben im Nordlichen Russland. Fennia. XXXIII. №1. Helsingfors. 1912.

Tanner V. Nautsijok – Karnijok – Luttojok – Nuorttijarvi. Anteckningar under en snabbtur i Ruska Lappland. Fennia. XXXIII. Helsingfors. 1913

## **ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

**Л.И.Мурашко, О.В.Мурашко**

<sup>1</sup> *Белорусский государственный университет, г. Минск, Республика Беларусь.*  
[laris@tut.by](mailto:laris@tut.by)

<sup>2</sup> *Институт геологии ГП «НПЦ по геологии», г. Минск, Республика Беларусь.*  
[volum@tut.by](mailto:volum@tut.by)

Территория Беларуси – классический район распространения плейстоценовых покровных оледенений, оставивших после себя мощную до 300м толщу разнофациальных аккумулятивных образований ледникового комплекса. Они под воздействием тектоники сформировали рельеф и во многом предопределили характер природной среды. Современные геологические процессы как эндогенные, так и экзогенные участвуют в разрушении, переносе и аккумуляции горных пород, вносят свои коррективы в рельеф поверхности, гидрографическую сеть, почвенный и растительный покровы. Из эндогенных процессов активно проявляются разнонаправленные, дифференцированные по площади вертикальные движения земной коры, скорость которых на пликативных структурах

достигает 3–4 мм/год. Вдоль разломов глубинные тектонические явления могут вызывать кратковременные перемещения до 20–30 мм/год. В зонах разломов периодически отмечаются сейсмические явления интенсивностью до 5, а по историческим данным до 7 баллов [Палеогеография..., 2002]. В одном только Припятском прогибе инструментально фиксируется более 4060 землетрясений в год.

Среди экзогенных процессов по общему геоморфологическому эффекту и объему перемещаемых пород, прежде всего, выделяется деятельность текучих вод (линейная эрозия, плоскостной смыв, склоновая аккумуляция и др.), несколько меньшее значение имеет проявление гравитационного, биогенного, эолового и других, часто техногенно обусловленных факторов.

*Озерно-аллювиальные процессы.* В республике насчитывается около 20.8 тыс. постоянных линейных водотоков и 10.78 тыс. озер. По грандиозности влияния на рельеф и природную среду в целом деятельность белорусских рек не имеет себе равных среди современных геологических процессов. Итогом этой деятельности является густая сеть речных долин, имеющих общую протяженность около 90.6 тыс. км и густоту, превышающую 440 м/км<sup>2</sup>. На протяжении плейстоцена во время деградации ледниковых покровов озерно-аллювиальные ландшафты часто превышали половину территории республики. В течение голоцена общая площадь озерно-аллювиальной аккумуляции перманентно сокращалась и в настоящее время она проявляется лишь на 8% территории Беларуси.

*Проллювиально-делювиальные процессы.* Проллювиальные водотоки образуют промоины, рытвины, овраги и балки. Для образования овражно-балочной сети требуется наклон местности >1. Такой наклон имеет 2/3 площади республики, а значит более 65% территории Беларуси благоприятно для развития овражно-балочной сети. Длина отдельных оврагов достигает 3–5 км, глубина – 40–50 м, скорость роста активных форм в среднем составляет 0.3–3.5 мм/год, достигая на отдельных участках 100 мм/год. Плоскостной смыв – один из наиболее активных современных рельефообразующих процессов отмечается более чем на 70% территории. Максимальные среднегодовые значения в основном характерны для краевых ледниковых возвышенностей, где они могут достигать 1.4–4.0, а в некоторых случаях 8 мм/год и более. Так, на Гродненской возвышенности значения плоскостного сноса составляют в среднем 4.8 мм/год, Волковысской – 6.0, Новогрудской – 5.6, Минской – 11.2, Ошмянской – 4.5, Оршанской – 8.8 мм/год. Согласно статистическим данным, смыв со склонов в среднем по республике составляет 0.42 мм/год. Наиболее интенсивно проллювиально-делювиальная дестабилизация позднеплейстоценового рельефа протекала в начале голоцена, до появления сдерживающего ее растительного покрова. Однако в настоящее время проллювиально-делювиальные процессы усиливаются под воздействием антропогенного фактора (сведение лесов, распашка склонов и др.). Площадь эродированных и подверженных эрозии земель превышает 4 млн. га, с них ежегодно сносится около 30 млн. т гумусированных почвогрунтов [Матвеев и др., 2001].

*Карстово-суффозионные процессы* развиты на площади около 1200 км<sup>2</sup>. Карстовые процессы, в основном закрытого типа, образуют карстово-суффозионные мульды проседания, блюдца, западины, котловины глубиной от 1–2 м до 10–15 м, диаметром от нескольких до десятков метров. Соляной карст развит в Припятском прогибе, где образует мульды проседания над соляными куполами (галокинез в Припятском прогибе длится, начиная с позднего девона). Карбонатный карст отмечается на востоке Беларуси в Могилевской области, где близко к поверхности подходят карбонатные породы верхнего мела. В этом регионе отмечаются участки сотоподобного рельефа, на которых насчитывается до 40 западин на 1 км<sup>2</sup>.

*Гравитационные процессы*, для образования которых требуются уклоны местности >15°, происходят на обрывистых берегах рек, оврагов, балок, в карьерах. Они приводят к образованию просадок, осыпей, оползней, обвалов, селеподобных потоков и чаще всего отмечаются на склонах Новогрудской возвышенности, Мозырской гряде, Могилевской равнине. Известен случай, когда на одну из деревень в Чаусском районе Могилевской

области после сильного ливня со склонов относительно невысокого холма сполз селеподобный поток, и для очистки улиц пришлось применять бульдозер [Матвеев, 1990]. Последствия катастрофических обрушений стенок карьеров неоднократно приходилось наблюдать во время полевых работ и проведения учебных полевых геологических практик со студентами географического факультета БГУ [Мурашко, 2015]. В составе коллювия оказывались огромные деревья, валуны, благоразумно ранее заброшенные постройки. На крутых правобережных склонах Днепра в Лоевском районе Гомельской области авторы наблюдали горизонтально растущие в результате недавних оползней деревья. И все это происходит в пределах достаточно равнинной территории Русской плиты.

*Эоловые процессы* распространены на 1,5% территории Беларуси и 3% площади Полесья. Активно они протекали в позднем плейстоцене и в начале голоцена, еще до формирования сомкнутого растительного покрова. В настоящее время наблюдаются в долинах рек бассейнов Припяти, Немана, З. Двины, где образуют холмисто-грядовый и дюнный рельеф. На местности эоловые формы легко диагностируются визуально по возвышениям в рельефе и ксерофитной растительности (обилие лишайников, редкие чахлые сосны и можжевельник, угнетенный облик трав, либо их отсутствие). Для них характерно морфологическое разнообразие и особенности вещественного состава, позволяющие восстановить историю и палеогеографические условия образования [Кухарчик, Мурашко, 2013]. Высота эоловых форм 5–15 м, длина 1–2 км. Отдельные дюны часто выстраиваются в цепи протяженностью до 10–12 км. Современная активизация эоловых процессов на территории Белорусского Полесья произошла под влиянием осушительной мелиорации. Она обусловила ветровую эрозию почв, при которой во время пыльных бурь с пашен сносится десятки тонн почвенного покрова.

*Биогенные процессы* формируют органогенные осадочные отложения (сапропели в озерах, торф на болотах). Заторфованность территории Беларуси составляет 12%. В настоящее время накопление торфа происходит лишь на 6–8% площади республики. Сокращение площадей торфонакопления происходит в основном из-за тектонического подъема территории, частично связано и с мелиоративными работами, хотя началось задолго до мелиорации в самом начале голоцена. *Элювиальные процессы* преобразуют поверхностные породы, не нарушая их положение в рельефе. Под воздействием разнообразных физико-химических и биологических факторов формируется уникальный вид коры выветривания, имеющий определяющее значение для многих компонентов природной среды – почвы. Почвы Беларуси формировались на протяжении всего голоцена повсеместно, исключая участки седиментации. Мощность почвенных разрезов изменяется от нескольких метров до нескольких сантиметров. Наименее развит почвенный покров на эоловых песках. Еще один вид современных экзогенных геологических процессов проявляется на территории республики. Это *криогенные процессы* – криогенная десерпция (крип) и солифлюкция. Они ограничены по времени проявления (начало весны) и площади распространения (районы с холмистым рельефом), поэтому существенного влияния на изменение природы не оказывают.

Значительной дестабилизации природной среды особенно в последние 100 лет способствовал человек. *Техногенные процессы* прямого и косвенного воздействия вызваны его производственной деятельностью (вырубка лесов, строительство и промышленность, сельскохозяйственная деятельность, мелиорация, добыча полезных ископаемых). Прямое влияние хозяйственной деятельности испытывает 5,4% всей поверхности Беларуси. Максимальный уровень техногенной нагрузки (объем перемещенных человеком грунтов на единицу площади) 400 тыс. м<sup>3</sup>/км<sup>2</sup> отмечается в районе Старобинского месторождения калийных солей, а в пределах отдельных карьеров увеличивается до 1–3 млн. м<sup>3</sup>/км<sup>2</sup>. Самый крупный в Беларуси карьер в настоящее время расположен на Микашевичском месторождении строительного камня (глубина более 100 м, диаметр более 2 км, площадь 800 га). Самые высокие отвалы достигают 100 м высоты (у Солигорска на месторождении калийных солей). В местах расположения нефтяных скважин в Речицком районе и откачки

подземных вод в разных районах республики образуются техногенные мульды проседания. Ширина таких мульд 100–300 м, глубина превышает 3,5 м, средняя скорость просадки 10 мм/год [Матвеев и др., 2001]. Косвенное влияние хозяйственной деятельности на геологические процессы установлены на 30% территории. При этом усиливается скорость всех экзогенных процессов: плоскостного смыва, образования оврагов, ветровой эрозии, суффозии, карста, гравитационных явлений.

Следует отметить, что почти все перечисленные экзогенные геологические процессы можно наблюдать во время геологических практик на удачно выбранном полигоне Учебной географической станции «Западная Березина» Белорусского государственного университета, что важно при профессиональной подготовке молодых специалистов, будущих географов и геологов [Мурашко и др., 2009].

Таким образом, современные геологические процессы на территории Беларуси достаточно разнообразны. Они непрерывно преобразуют природную среду, должны исследоваться и учитываться при хозяйственной деятельности.

Литература:

Кухарчик Ю.В., Мурашко Л.И. Эоловые отложения учебного полигона геостанции «Западная Березина». Вестник БГУ, №2, 2013. С.65-70.

Матвеев А. В. История формирования рельефа Белоруссии. Минск, Институт геохимии и геофизики АН БССР. 1990. 186 с.

Матвеев А.В., Кудельский А.В., Аношко Я.И. и др. Проблемы экологии и охраны геологической среды // Геология Беларуси. Минск. ИГН НАН Беларуси. 2001. С.697-703.

Мурашко Л.И., Мурашко О.В. Голоценовые отложения учебного полигона геостанции «Западная Березина» // «Актуальные вопросы инженерной геологии, гидрогеологии и рационального недропользования». Материалы IX Университетских геологических чтений. Минск, Беларусь, 3 апреля 2015 г. Изд-во БГУ. С.104-107

Мурашко Л.И., Кухарчик Ю.В., Гладкая Т.Н. Современные геологические процессы на территории учебного полигона УГС «Западная Березина» // Международная научно-практическая конференция «Эрозионные и русловые процессы на равнинных территориях». Минск, 14-18 сентября 2009. Изд-во БГУ. С.57-60.

Палеогеография кайнозоя Беларуси / Под ред. А.В.Матвеева. Минск. Институт геологических наук НАН Беларуси, 2002. 164 с.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЛЯЦИОМОРФОЛОГИЯ ДОЛЖАНСКОЙ ВОДНО-ЛЕДНИКОВОЙ РАВНИНЫ

А. А. Вашков<sup>1</sup>, Ю. И. Заяц<sup>2</sup>, А. П. Жолнерович<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ФГБУН Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, Россия

<sup>2</sup>Белорусский государственный университет, г. Минск, Республика Беларусь  
[vashkov@geoksc.apatity.ru](mailto:vashkov@geoksc.apatity.ru)

В настоящих материалах рассмотрены геологическое строение и особенности ледникового морфогенеза Должанской водно-ледниковой равнины. Она размещена у населенных пунктов Руба, Лужесно, Должа Витебского района, между Витебской краевой ледниковой возвышенностью и Городокской островной цокольно-аккумулятивной возвышенностью. Фактический материал для данного исследования был собран в 2012–2016 гг. в ходе учебных практик географического факультета БГУ по геологической съемке и картографированию.

Детальность изучения исследуемого района весьма неравномерная. С одной стороны, здесь подробно обследованы опорные разрезы межледниковых отложений Гралево, Руба,

Кашино, Пушкари [Санько, 1987]. С другой стороны, не производилось комплексное изучение ледникового рельефа и его связи с геологическим строением региона. Это привело к различным трактовкам геоморфологической принадлежности рассматриваемой территории [Дементьев, 1948, 1960; Вазнячук, 1975; Санько, 1987; Матвеев и др., 1990; Геология Беларуси, 2001].

В исследовании применялся комплекс методов. Новые результаты были получены с применением литолого-фациальных, литолого-петрографических методов и методов структурно-геологического анализа. Изучение геологического строения и рельефа выполнялось в масштабе 1:100 000, было проанализировано около 150 колонок буровых скважин, около 200 разрезов, вскрытых шурфами, закопушками, скважинами ручного бурения. В 114 пробах был проанализирован литолого-петрографический состав грубообломочного моренного материала. На более чем 60 точках наблюдения производились структурные замеры элементов залегания ледниковых и флювиогляциальных отложений.

Район исследований расположен севернее комплекса краевых образований витебской фазы оледенения, вблизи ледораздельной зоны Чудского и Ладожского ледниковых потоков (Рисунок).

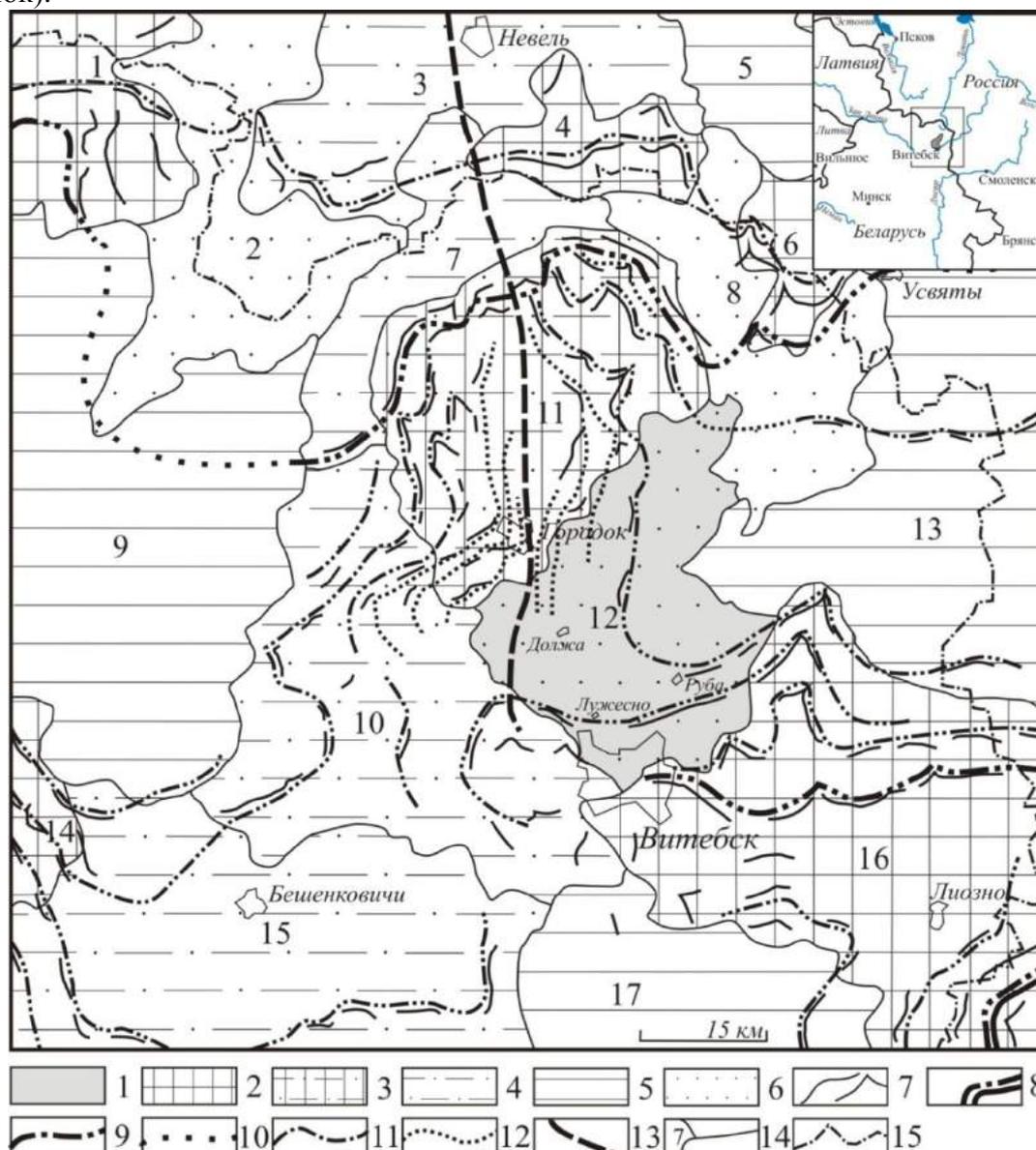


Рисунок - Положение Должанской равнины в структуре краевых образований востока Белорусского Поозерья.

1 – Должанская равнина, 2 – краевые возвышенности и гряды, 3 – моренные островные возвышенности, 4 – моренные равнины, 5 – озерно-ледниковые равнины, 6 – водно-ледниковые равнины, 7 – простирающие цепочки краевых образований, 8 – граница максимального распространения поозерского ледника, 9 – стадильные границы, 10 – предполагаемые стадильные границы, 11 – фазильные границы, 12 – осцилляторные границы, 13 – ледораздельная зона, 14 – границы геологических районов, 15 – административная граница. Цифрами обозначены: 1 – Нещердовская краевая возвышенность, 2 – Клястицкая водно-ледниковая равнина, 3 – Невельская моренная равнина, 4 – Западно-Усвяцкая краевая гряда, 5 – Верхне-Ловатская озерно-ледниковая низина, 6 – Усвяцкий пояс краевых образований, 7 – Холомерская моренная равнина, 8 – Межинская водно-ледниковая равнина, 9 – Полоцкая озерно-ледниковая низина, 10 – Шумилинская моренная равнина, 11 – Городокская моренная островная возвышенность, 12 – Должанская водно-ледниковая равнина, 13 – Суражская озерно-ледниковая равнина, 14 – Ушачская краевая возвышенность, 15 – Чашникская моренная низина, 16 – Витебская краевая возвышенность, 17 – Лучосинская озерно-ледниковая равнина.

Должанская равнина занимает крупное тектоно-эрозионное Рубское поднятие дочетвертичной поверхности, которое находится на водораздельной части Восточно-Белорусской погребенной равнины [Нечипоренко, 1989].

Поднятие имеет абсолютные отметки 120–140 м, платообразную поверхность, осложненную выступами-останцами. Относительная высота поднятия 20–40 м.

Четвертичные отложения Должанской равнины перекрывают неровности поверхности коренных пород практически сплошным покровом. Их мощность составляет от 1–10 до 50–80 м на, отложения отсутствуют в долине р. Западная Двина у п. Руба. В строении четвертичной толщи принимают участие три ледниковых (березинский, припятский и поозерский), два межледниковых (александрыйский и муравинский) горизонта и судобльский горизонт голоцена.

Аккумуляции александрыйского и муравинского горизонтов на изучаемой территории являются главнейшими маркерами ледниковых отложений. Они хорошо изучены комплексом биостратиграфических методов на опорных разрезах «Гралево», «Руба», «Кашино», а также вскрыты рядом скважин [Санько, 1987]. Отложения березинского ледникового горизонта, мощностью 3–10 м, развиты фрагментарно в пределах понижений Рубского поднятия. Они представлены пестрыми и реже желто-бурыми суглинками и супесями. Состав грубообломочной фракции березинской морены характеризуется максимальной насыщенностью обломками местных пород – доломитами и известняками.

Припятский ледниковый горизонт состоит из днепровского и сожского подгоризонтов, присутствуют практически на всей территории района, за исключением северных, северо-западных и западных склонов Рубского поднятия. Его мощность изменяется от 1–5 м до 20–25 м, кровля находится на отметках 130–147 м. Моренные отложения построены массивными монолитными суглинками и супесями бледно-бурыми, красновато-бурыми, могут содержать мелкие отторженцы песков, песчано-гравийных смесей и глин. Морены нередко дислоцированы, смяты в небольшие складки. В грубообломочной фракции обнаруживается несколько меньшая, чем у березинской морены, насыщенность местными и транзитными осадочными породами, а также характерный для них коэффициент (2.5) соотношения гранитов розовых к серым. Флювиогляциальные и лимногляциальные отложения припятского горизонта фиксируют его кровлю и подошву, а также разделяют моренные слои. Они представлены песками тонко- мелкозернистыми, разнозернистыми, алевролитами и реже ленточными глинами мощностью от 1–2 до 10 м.

Поозерский ледниковый горизонт построен моренами, флювиогляциальными и лимногляциальными отложениями, которые распространены на территории равнины практически повсеместно. Их мощность варьирует от 1–2 м до 25–30 м, в пределах современных речных долин они могут отсутствовать. Наибольшие мощности характерны для ледниковых ложбин, осцилляторных моренных гряд, угловых массивов. В структуре поозерского горизонта Должанской равнины преобладают монолитные, массивные, плитчатые основные морены, построенные красно-бурыми, бурыми суглинками и супесями. Широко представлены чешуйчатые морены, которые построены блоками из моренных суглинков или супесей с прослоями озерно-ледниковых и флювиогляциальных отложений.

Для таких морен часто характерны гляциодинамические структуры в виде разнообразных складок. Анализ структурных элементов основной морены указывает на падение плитчатости и длинных осей галек на юго-востоке равнины в северо-восточном направлении, а на юге и западе равнины – в северном и северо-западном направлении. Конечно-моренные образования развиты локально в пределах наиболее высоких частей цепей фазисальных и осциляторных гряд. Они построены сочетанием прослоев песков мелко- среднезернистых с гравием и галькой, песчано-гравийных смесей, алевроитов с линзами моренных супесей и суглинков. Пачки этих отложений дислоцированы в виде наклонных складок и надвиговых чешуй, плоскости надвигов фиксируются по прослоям моренных супесей и суглинков.

Петрографический состав грубообломочной фракции поозерской морены в сравнении с березинской и припятской моренами характеризуется максимальной насыщенностью доломитами, аргиллитами, гранитами розовыми и наибольшим коэффициентом соотношения гранитов розовых к серым.

Флювиогляциальные отложения поозерского возраста широко развиты в северо-западной, северной, северо-восточной и центральной частях исследуемой равнины, а также вдоль ледниковых ложбин и речных долин. Они построены песками тонко-мелкозернистыми, перекрестно-, волнисто-, линзовидно-слоистыми, иногда с гравием и галькой. Их мощность составляет обычно от 1 до 30–35 м. Эти осадки часто перекрывают ледниковые отложения, определяя облик современного рельефа равнины. Флювиогляциальные аккумуляции представлены отложениями при- и надледниковых дельт, конусов выноса, камами, озами. Наибольшую площадь занимают покровы флювиогляциальных зандровых отложений – покровных и долинных. Последние имеют спорный генезис и относятся или к аллювию второй надпойменной террасы [Матвеев и др., 1988; Геология Беларуси, 2001], или к отложениям долинного зандра [Павловский и др., 2009].

Лимногляциальные аккумуляции локализованы на трех участках. Первый – к западу от дд. Должа и Буяны Витебского района. Второй участок вытянут вдоль современной долины р. Западная Двина узкой полосой (до 0.7–1.5 км). Третий участок – озерно-ледниковый водоём Витьбовской ложбины.

Ледниковый рельеф рассматриваемой территории построен сочетанием, флювиогляциальных, моренных и озерно-ледниковых форм. Их своеобразная взаимосвязь определяет облик современного рельефа равнины, который значительно отличается от соседних с ней равнинных и возвышенных макроформ. В структуре рельефа можно выделить две основные особенности – общее понижение территории с северо-запада на юго-восток и выраженную ярусность.

На наиболее высоком ярусе (до 184–196 м) расположен рельеф флювиогляциальных дельт и конусов выноса, который представляет собой всхолмленные массивы и отдельные крупные холмы диаметром до 2–2.5 км. Ниже, на абсолютных отметках до 185–191 м в северо-западной и до 180–183 м в юго-восточной части равнины, расположен ярус моренного рельефа. Холмистые массивы и гряды-увалы равнины выстраиваются в две выраженные цепочки, соответствующие осцилляциям суражской лопасти ледника во время витебской фазы оледенения (рисунок). На абсолютных отметках 168–178 м располагается ярус рельефа покровных зандров. Зандры строят всхолмленную равнину, с отдельными мелкими и реже средними холмами высотой до 5–7 м. На абсолютных отметках 165–175 м расположен ярус рельефа камовых террас и холмов, а также озовых гряд. Лимногляциальный рельеф образует три локальных площадки на абсолютных отметках 166–170 м (в районе д. Должа), 163–164 м (вдоль долины Западной Двины) и 161–162 (в Витьбовской ложбине). Рельеф долинных зандров приурочен к низкому ярусу ледникового рельефа и находится в подчинении площадкам озерно-ледникового рельефа. Самый низкий ярус рельефа занят аквальными формами рельефа – речными террасами, поймами и озерными котловинами.

В результате проведенного исследования установлено геологическое строение и морфология ледникового рельефа Должанской водно-ледниковой равнины. Полученный

материал надежно обосновывает выделение этой территории как самостоятельного геологического и геоморфологического района. К геологическим свидетельствам в пользу выделения Должанской равнины можно отнести: приуроченность территории к выраженному тектоно-эрозионному поднятию дочетвертичной поверхности; слабо эродированную, высоко приподнятую среднеплейстоценовую толщу, в которой присутствуют два межледниковых и три ледниковых горизонта; значительную роль флювиогляциальных отложений различных фаций в структуре ледниковых отложений поозерского горизонта; ярусное расположение ледникового рельефа; ограниченное распространение озерно-ледниковых отложений; особенности литолого-петрографического состава поозерской морены.

Литература:

Вазнячук Л.М. Геомарфалагічнае раянаванне// Бел.СЭ. Т.12. 1975. С. 24–27.

Геология Беларуси/ под. ред. Махнач А.С., Гарецкого Р.Г., Матвеева А.В. и др. Минск: ИГН НАН Беларуси. 2001. 815 с.

Дементьев В.А. Геоморфологическое районирование БССР // Уч. зап. БГУ. Сер.геогр. Вып. 8. 1948. С. 3–31.

Дементьев В.А. Основные черты рельефа и геоморфологические районы Белоруссии // Вопросы географии Белоруссии. Вып. 1. 1960. С. 5–17.

Матвеев А.В., Гурский Б.Н., Левицкая Р.И. Рельеф Белоруссии. Минск: Университетское. 1988. 317 с.

Нечипоренко Л.А. Условия залегания и тектоническая предопределенность антропогенного покрова Белоруссии. Минск: Наука и техника. 1989. 114 с.

Павловский А.И., Галкин А.Н., Красовская И.А., Тимошкова А.Д., Галкин П.А. Геоморфология территории Витебска // Літасфера. № 1(30). 2009. С. 81–85.

Санько А.Ф. Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск: Наука и техника. 1987. 187 с.

## СЛЕДЫ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПАРКЕ МОНРЕПО ВЫБОРГА

<sup>1</sup>Н. Н. Верзилин, <sup>2</sup>Н. С. Окнова

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия.  
[Verzilinn@mail.ru](mailto:Verzilinn@mail.ru)

<sup>2</sup>Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт,  
г. Санкт-Петербург, Россия. [Oknovan@mail.ru](mailto:Oknovan@mail.ru)

Летом 2015 года авторами статьи было выявлено широкое распространение следов древних землетрясений в скальном пейзажном парке Монрепо и его окрестностях под г. Выборгом, то есть в районе легко доступном сейчас из Санкт-Петербурга и привлекающем многочисленных посетителей как природный музей-заповедник. Это и явилось причиной для написания настоящей статьи. Следует отметить, что присутствие следов землетрясений в этом парке предполагалось нами и ранее, на основании существования гряды обрывов, идущей параллельно берегу бухты Защитная в центральной части парка, или выходящей к берегу в северо-западном его окончании. Результатом значительных вертикальных подвижек при землетрясениях представлялся скалистый остров-некрополь Людвигштайн. Этот небольшой островок с крутыми, вплоть до вертикальных берегами, вряд ли мог существовать до оледенения. Ледник здесь был достаточно мощным, чтобы его уничтожить. Однако следов какого-либо воздействия льда на крутые склоны островка нет. Несомненно, этот возвышенный остров с крутыми, иногда субвертикальными склонами, сложенными гранитами, возник уже в послеледниковье, вследствие достаточно интенсивных

вертикальных тектонических подвижек. Такие подвижки не могли не сопровождаться землетрясениями. Значительные вертикальные смещения пород не могли происходить без сопровождения толчками при землетрясениях. Образование в крепких породах протяженных трещин и смещений по ним энергоемкий процесс и для него требовалось громадное количество энергии. Возникновение таких трещин и смещений не могло не сопровождаться толчками землетрясений. Важно, что разрывы со сдвигами в крепких породах, и землетрясения - процессы одновременные. Поэтому, наблюдая следы таких разрывов важно оценить возможный их возраст, который должен отвечать возрасту соответствующих древних землетрясений. Как правило, этот возраст точно определить не удастся. Для большинства рассматриваемых объектов он может быть оценен как послеледниковый и до времени начала регистрации человеком древних землетрясений. Одними из основных показателей послеледникового возраста землетрясений является смещение возникшими при них трещинами и разрывами выровненных ледником поверхностей, и отсутствие, как следов механического воздействия ледника на склоны трещин, так и заноса ледникового материала в зияющие трещины.

Следы древних землетрясений весьма разнообразны. По нашему мнению они могут быть подразделены на два основных типа, о чем мы уже писали [Верзилин, Ассиновская и др., 2010; Верзилин, Бобков и др., 2013; Верзилин, Окнова, 2006]. Было сделано предположение, что проявление одного из них определялось тем, происходили ли землетрясения, вызывавшие их образование, в обстановке достаточно постоянного водного осадконакопления (первый тип), или в пределах обширной, устойчивой области сноса (второй тип). В настоящей статье мы рассматриваем, на примере парка Монрепо, второй тип, отчетливо проявившийся в докембрийских толщах. Первый тип древних землетрясений нами уже рассматривался для разных регионов и возрастов. В Ленинградской области он проявлялся непосредственно в голоценовых или плейстоцен-голоценовых отложениях, без какой-либо заметной связи с подстилающими их более древними отложениями. При толчках землетрясений насыщенные водой, а потому рыхлые, пластичные, поверхностные донные осадки водоемов могли испытывать разнообразные подводно-оползневые деформации. Они проявлялись в геологических разрезах в виде пачек причудливо деформированных осадков, мощностью обычно от первых десятков сантиметров до двух метров, залегающих среди пород с ненарушенным залеганием. Характерно, что в Ленинградской области упомянутые следы землетрясений обычно сочетаются с находящимися вблизи по разрезу прослоями, линзочками, а иногда пластами гиттии или торфа, позволяющими судить о радиоуглеродном возрасте осадков [Верзилин, Севастьянов, 2001; Верзилин, Бобков и др., 2013; Верзилин, Окнова, 2006].

В последние годы у жителей Санкт-Петербурга и его гостей возрос интерес к посещению и ознакомлению с достопримечательностями «Государственного историко-архитектурного и природного музея-заповедника “Парка Монрепо”». Добраться от Санкт-Петербурга общественным транспортом до парка и обратно не сложно и интересно. Парк и его окрестности представляют большой интерес и как территория, на которой широко распространены послеледниковые следы землетрясений. Следует отметить, что из всех рассматривавшихся нами ранее представительных объектов таких следов, парк Монрепо и его окрестности представляют минимальный по размерам участок – всего около 3 км в длину. При этом существенно, что большая часть следов землетрясений находится или на территории парка, или вблизи его в легкодоступных местах. Монрепо часто оценивается как единственный в России скальный пейзажный парк [Бадалов, Киселев, 2015]. Однако, по мнению авторов, он является не менее уникальным и по широкому развитию в нем и его окрестностях следов послеледниковых землетрясений [Верзилин, Бобков, 2016]. В указанной работе приводится и 8 фотографий из района Монрепо. Рассмотрим, как выглядят следы землетрясений в упомянутом районе, и как они сочетаются с признаками деятельности ледника.

Важным событием для рассматриваемой здесь проблемы было издание в 2013 г. иллюстрированной топографической карты «Парк Монрепо и его окрестности» масштаба 1:4000 [Иллюстрированная..., 2013]. Закартированная площадь небольшая: в длину около 3 км, в ширину до 900 м. Карта содержит очень важную разнообразную информацию. Большой интерес представляет детальное изображение на ней рельефа изолиниями через 5 м. Высота его иногда превосходит 35 м. Показано и местонахождение «камней» высотой более 5 м - принесенных ледником. Важнейшей особенностью карты являются изображенные на ней многочисленные скальные обрывы высотой более 3 м. Фактически из карты и непосредственных наблюдений следует, что эта высота иногда превосходит 15 м. Изучение обрывов показало, что они обычно близки к вертикальным, сложены гранитами, как коренные породы, так и глыбы и валуны на рассматриваемой территории. Местами обрывы представлены ступенчатыми уступами, образовавшимися преимущественно вследствие частичного обрушения почти вертикальных стенок. В пользу такого заключения указывают лежащие иногда внизу обрывов свалившиеся глыбы. Еще более определенно относительная молодость подобных обрушений проявляется при задержке глыб на самих склонах. Рассматриваемые обрывы скальных пород обычно отчетливо трещиноваты. Причем крупные трещины, часто частично зияющие, имеют расположение близкое к вертикальному или горизонтальному. Вертикальные трещины часто образуют две примерно перпендикулярные друг другу отчетливо представленные системы. Не исключено, что хорошо выраженная трещиноватость гранитных пород способствовала их сохранности – человек, по крайней мере, широко не использовал эти граниты на строительные нужды.

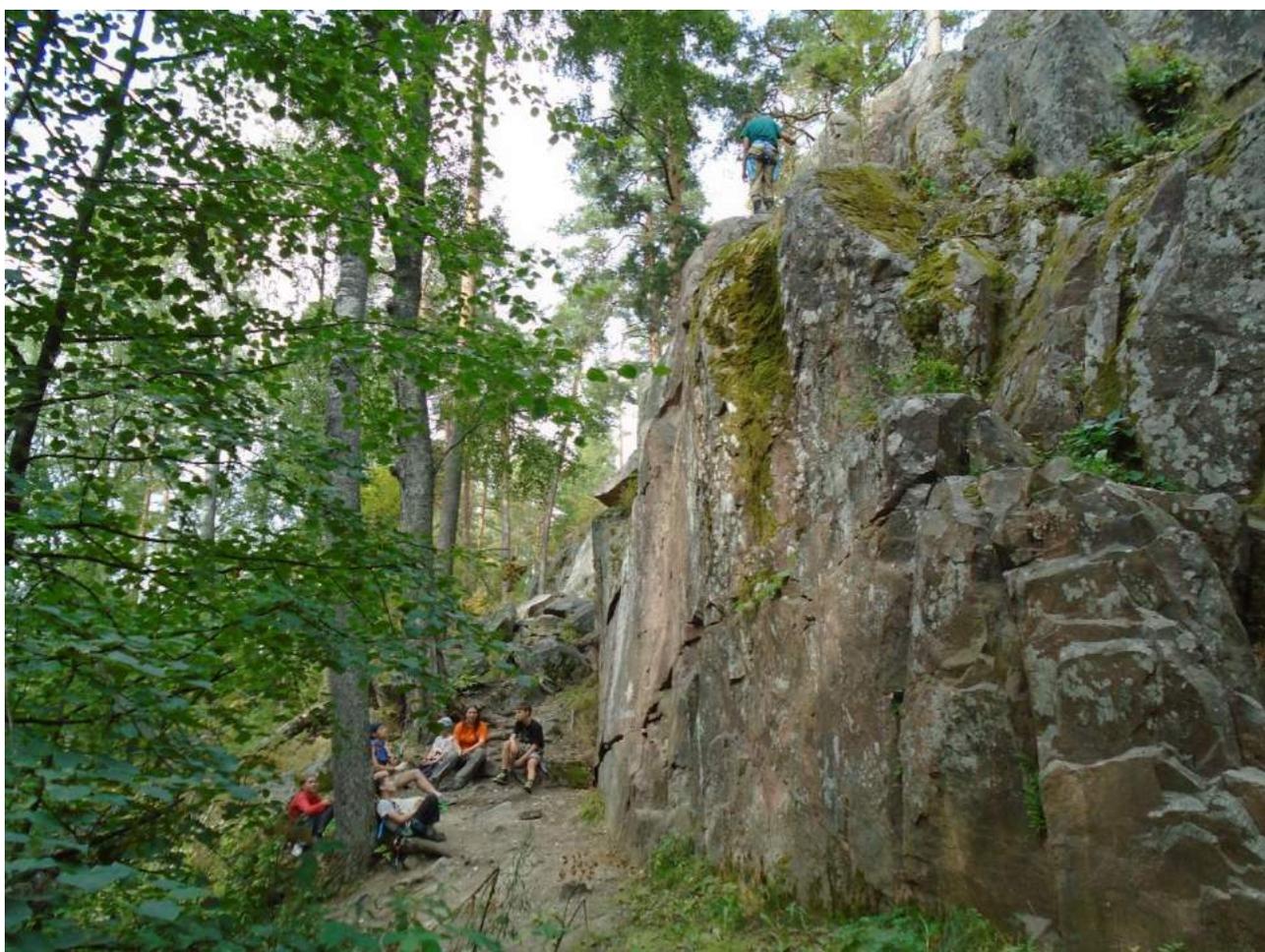
Хотя в настоящее время, особенно в участках Монрепо вне территории зоны парка, крутые скальные стенки гранитов прикрыты в значительной мере растительностью и осыпями, иногда видимая их часть несколько превосходит высоту в 15 м. Это, в частности, наблюдается на значительном расстоянии в береговой зоне рассматриваемого о. Твердыш, напротив южной части о. Былинный. Живописные, четко выраженные крутые и вертикальные обрывы высотой около 15 м, наблюдаются и в парковой части Монрепо на о. Людвигштайн. Этот небольшой островок размером всего около 140 м на 60 м с усыпальницей на вершине – капеллой Людвигсбург, живописно выступает из воды в виде сочетания крутых голых гранитных склонов и также нередко крутых, но густо покрытых растительностью. При этом деревья на острове так разрослись, что часто их вершины с той или иной стороны полностью закрывают капеллу.

Скальные обрывы и уступы, показанные на карте, особенно при их значительной высоте, имеют преимущественное расположение близ бухты Защитная. Это проявляется и на северо-восточном ограничении рассматриваемой территории, как на мысе к западу от о. Любви и в обрывах у северо-западного окончания современного парка (в месте скульптуры Вайнямейнена и расположенных рядом обрывах, близ воды бухты, названных «конец света») [Бадалов, Киселев, 2015; Иллюстрированная..., 2013]. Наиболее эффектные стенки гранитных пород, часто имеющие близкую к вертикальной ориентировку, либо уходят под воду бухты Защитная, либо образуют четкие уступы вблизи береговой линии. Во втором случае, иногда растущие на пляже деревья указывают, что уступы не могут быть очень молодыми. Можно полагать, что формирование пляжей после образования крутых гранитных уступов происходило и в некоторых других местах по берегу бухты.

Основные ярко выраженные скальные обрывы, отраженные на карте [Иллюстрированная..., 2013], тяготеют в основном к побережью о. Твердыш. При этом они образуют преимущественно кулисообразную в плане цепочку обрывов, вытянутую в общем с северо-запада на юго-восток. Общее простираие основных обрывов имеет несколько более приближенную к меридиональной ориентировку, чем направление вблизи от них берега. В связи с этим можно предполагать, что основная для Монрепо «гравийная дорога», идущая от главного усадебного дома до источника «Нарцисс» ограничивает с северо-востока ярко выраженную полосу почти вертикальных обрывов гранитных пород. Простираие этих обрывов, сложенных гранитами, вряд ли было существенно нарушено разработками. Можно

предполагать, что пониженное пространство (ниже 5 м), располагающееся северо-восточнее рассматриваемых выходов гранитов, представляет в основном древние заболоченные участки и пляжевую зону в значительной степени измененные человеком. Далее, уже в прибрежной зоне, и особенно на о. Людвигштайн, высоты несколько возрастают и присутствуют выходы гранитов.

Во всех местах обнажений скальных обрывов гранитов, вне связи с их высотой, отсутствуют какие либо признаки влияния на них ледника. Можно утверждать, что это является общей закономерностью как для скальных обрывов в районе Монрепо, так и для аналогичных образований, развитых не только на гранитах, но и на других по составу докембрийских породах. Они были описаны и на о. Гогланд, и на севере Кольского полуострова [Верзилин, Бобков и др., 2016]. Однако подобные образования были встречены и ближе от Монрепо. Например, сходные обрывы отмечаются в легко доступном районе так называемых «Малых скал» близ платформы «148 км» Приозерского направления Октябрьской железной дороги (рис. 1, 2) или на севере Карельского перешейка восточнее г. Светогорска у оз. Ворошиловское. Территориально все эти места отчетливо связаны с оледенением, но оно нигде не влияло на рассматриваемые тектонические нарушения. Оледенение было моложе нарушений.



*Рисунок 1.- «Малые скалы» близ платформы «148 км».*

В парке Монрепо, особенно в пологих местах, показанных на карте [Иллюстрированная..., 2013], как выходы скальных пород, наблюдаются четкие свидетельства существования оледенения: наличие выровненных и сглаженных ледником поверхностей гранитных пород, часто с ледниковыми глыбами более 5 м размером и валунами, и иногда с ледниковыми царапинами и шрамами. Глыбы и валуны часто

присутствуют и в лесных массивах, в местах в которых обнажений коренных пород не было видно. В том и другом случаях наблюдается обычно очень неравномерное распределение грубообломочного материала, как по концентрации, так и по его размеру.

Как объяснить совпадение отчетливых и несомненных следов оледенения в парке Монрепо с обилием на той же территории, особенно по берегам бухты Защитная, часто существенных по размеру многочисленных вертикальных смещений докембрийских пород? Представляется, что эти смещения, четко проявляющиеся на местности и наличие которых наглядно показано на карте [Иллюстративная., 2013], могли возникнуть лишь при достаточно сильных землетрясениях, притом происшедших уже после оледенения. Особенно ярко они проявились в районе современной границы парка Монрепо и бухты Защитная. Эти землетрясения, очевидно, нередко должны были приводить к значительному увеличению дифференцированности рельефа. Конечно, если бы такой рельеф возник до оледенения, он не мог бы сохраниться под воздействием мощного ледника. Ледник, переносивший громадные глыбы и валуны должен был выравнять и сглаживать рельеф. Следы такого сглаживания гранитных пород нередко имеются.



*Рисунок 2. Тренировка скалолазов на «Малых скалах».*

Несомненно, что рассмотренные, часто протяженные вертикальные и почти вертикальные стенки и уступы гранитных пород могли возникнуть без следов воздействия ледника лишь в послеледниковье. Нередкая существенная высота таких гранитных уступов указывает на то, что амплитуда вертикальных и субвертикальных смещений была, как и их распространенность и протяженность, значительной, что является отчетливым показателем сейсмической активности рассмотренной территории в послеледниковье.

Литература:

Бадалов А.А., Киселев С.И. Путеводитель по Монрепо. Выборг: ГИАПМЗ «Парк Монрепо», 2015. 64 с.

Верзилин Н.Н., Ассиновская Б.А., Бобков А.А., Окнова Н.С., Севастьянов Д.В. Свидетельства послеледниковых землетрясений в российском обрамлении Балтийского щита // XIV съезд Русского географического общества. Сборник научных работ. СПб. 2010. С. 465-469.

Верзилин Н.Н., Бобков А.А., Окнова Н.С. Следы голоценовых землетрясений в докембрийских толщах Российского обрамления Балтийского щита // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Мат-лы VII Всероссийского литологического совещания 28-31 октября 2013 г. Т. I. 2013. С. 146-150.

Верзилин Н.Н., Бобков А.А., Окнова Н.С. Следы послеледниковых землетрясений в докембрийских толщах Российского обрамления Балтийского щита // Вестник ВГУ. Серия: геология. 2016. № 2. С. 5-12.

Верзилин Н.Н., Окнова Н.С. Палеосейсмичность о-ва Гогланд в поздне-, послеледниковье // Известия РГО. 2006. Т.138. Вып.5. С. 57-69

Верзилин Н.Н., Севастьянов Д.В. Следы голоценовых землетрясений в Приладожье // Доклады АН, 2001. Том 381, № 2. С. 255-258.

Иллюстрированная топографическая карта Монрепо. Парк Монрепо и его окрестности. Масштаб 1:4000 (Над изданием работали А. Михайлов, Ю. Султанова, Е. Карамашева). Калейдоскоп. Издание 1. Выборг. 2013.

## **ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В РАЗРЕЗАХ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА: НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЙ**

**С.Б. Николаева**

*ФГБУН Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, Россия, [nikolaeva@geoksc.apatity.ru](mailto:nikolaeva@geoksc.apatity.ru)*

В последние десятилетия на территории восточной части Балтийского кристаллического щита, особенно в районах размещения горнодобывающих предприятий, объектов атомной энергетики, ГЭС и крупных городов с развитой инфраструктурой активно развиваются палеосейсмические исследования, направленные на оценку сейсмических рисков. Результаты этих исследований свидетельствуют о возникновении здесь сильных землетрясений прошлого [Авенариус, 1989; Lukashov, 1995; Николаева, 2001; Лукашов, 2004; Никонов, 2003; Шевченко и др., 2007; Сыстра и др., 2009; Верзилин, 2013 и др.]. При проведении оценки сейсмической опасности в пределах любого региона, в том числе и слабоактивного, к которым относят Балтийский щит, самыми важными являются вопросы определения уровня максимальной магнитуды ожидаемых землетрясений и период повторяемости разрушительных сейсмических событий. Имеющиеся сведения о возрасте палеоземлетрясений к настоящему времени немногочисленны и явно недостаточны.

Новые материалы о возрасте сейсмодетформаций в рыхлых отложениях получены в результате целенаправленных полевых работ 2013-2016 г.г., проводившихся в Кольском регионе в районе западной Имандры, в 20-ти километровой зоне от Кольской АЭС. Работы сопровождались проходкой шурфов, канав и бурением скважин для изучения кернов донных осадков озер в зонах новейших разломов и участков развития палеосейсмодислокаций в скальном субстрате. Возраст деформаций определялся методом радиоуглеродного датирования ( $^{14}\text{C}$ ) в сочетании с другими методами (региональной стратиграфией, палеогеографией, микропалеонтологическими методами).

Участок Западная Имандра находится на Беломорском геоблоке, сложенном позднеархейскими гнейсами и амфиболитами. Он примыкает к южной части Имандровской неотектонической впадины, блоковый характер которой определяется сопряжением активизированных разломов преимущественно запад-северо-западного простираний. К этой тектонической депрессии приурочено несколько разновозрастных палеоземлетрясений, следы которых обнаружены не только в скальных породах, но и разрезах четвертичных отложений.

Сейсмодетформации выявлены в озерных и озерно-ледниковых террасовых комплексах, развитых на западном побережье южной, Бабинской части Имандры. Разрезы террас изучены в нескольких шурфах и расчистках. В осадках присутствуют следы разжижения песков и частичное стирание их первоначальной слоистости; текстуры перемешивания различных по гранулометрическому составу слоев с их взаимным проникновением друг в друга, текстуры брекчирования и будинажа, с «плавающими» фрагментами деформированного слоя; микроразломы различной кинематики и инъекционные дайки (рис.). Нарушения обладают всеми признаками спонтанного разжижения песков, как это часто случается при сильных сейсмических сотрясениях в сейсмоактивных областях [Obermeier et al, 2005]. Для определения возраста отложений привлекались палеографические данные о времени формирования аккумулятивных частей террас, результаты радиоуглеродных анализов континентальных отложений (торфяно-болотных и донных осадков озер), сформированных уже после выведения площадки террасы на дневную поверхность. Образование деформаций соотносится с самым концом пребореала - началом бореального периода: 9.1-9.5  $^{14}\text{C}$  тысяч лет назад (тыс.л.н.).

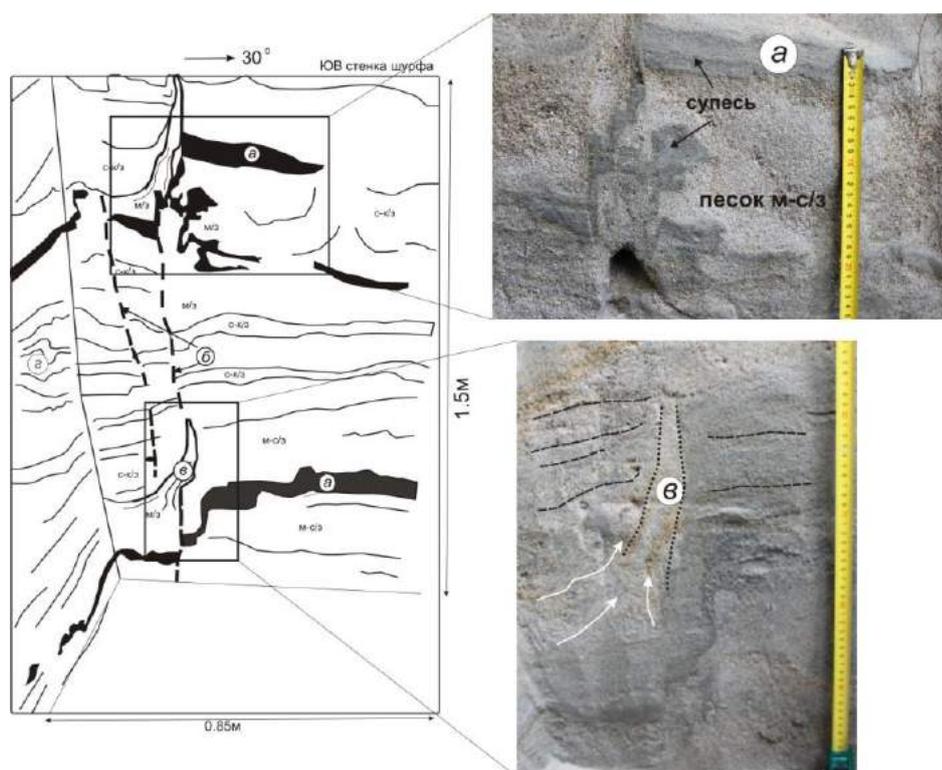


Рисунок.- Сейсмодетформации в рыхлых отложениях раннеголоценовой террасы озера Бабинская Имандра.

*а – деформированные прослои супеси, б – сбросы и взбросы, амплитудой 5 и 10см; в - инъекционные песчаные микродайки, мощностью от 2 до 5см, г – изгиб слойков и нарушение первоначальной слоистости.*

Следы среднеголоценового землетрясения выявлены и при изучении донных осадков озер этого же участка. Здесь, в осадочных разрезах нескольких озерных котловин выделен горизонт, резко отличающийся от подстилающих и перекрывающих его отложений. Этот

горизонт состоит из фрагментов (кусочков) алеврита, гиттии и торфа, с примесью песка и включениями древесины, заключенными в сапропелевую матрицу и имеющими вид брекчии. Вероятный механизм его образования – одновременный катастрофический сброс отложений с бортов нескольких котловин в результате сильного встряхивания, обусловленного сейсмическим импульсом с востока, со стороны озера Имандра и Хибин. По данным радиоуглеродных анализов время неизвестного ранее сейсмического события –  $5.6 \pm 0.3^{14}\text{C}$  тыс.л.н. Более полные данные приведены в работе [Николаева, Лаврова, Денисов и др., 2016].

Исследования на западном борту Экостровской Имандры позволили выделить элемент крупной сейсмотектонической зоны (аз. прост.  $10-25^\circ$ ) взбросо-сдвиговой кинематики, активизация которой происходила на протяжении всего поздне- и послеледникового времени, что выразилось в трех землетрясениях силой более VII–IX баллов, сопровождавшихся сейсмодеформациями разных типов [Николаева, Никонов, Шварев и др., 2016]. Выразительны сейсмодеформации не только в скальных породах, но и в осадочном чехле. Так, в зоне сейсмогенного разлома, на его восточном борту, шурфом вскрыты залегающие на морене пески и супеси. В средней части песков и супесей обнаружены различные деформации, в том числе и проявления вертикально направленных воздействий. Результаты диатомового, спорово-пыльцевого и OSL-датирования указывают на образование толщи, а, следовательно, и деформаций, в самом конце позднеледниковья. Здесь же, в керне озерной котловины, приуроченной к зоне оперяющего разлома (аз. прост.  $65^\circ$ ) в толще гиттии обнаружены два отчетливых горизонта, на 90% состоящих из макро- и микро остатков растений и торфа. Не исключается вероятность их возникновения в результате, как минимум, двух землетрясений среднего и позднего голоцена: в суббореальное время и в первой половине атлантического периода. По комплексу признаков установлены следующие периоды активизации этой зоны: 13.5; 7.1-10; 2.5 тыс. л. н.

Многочисленные сейсмодислокации в скальных породах известны в Хибинском горном массиве, расположенном в 80-90 км к северо-востоку от изученных участков, так и в других районах Имандровской депрессии [Авенариус, 1995; Николаева, 2001].

Тектоническая активность Имандровской впадины проявлялась с позднего плейстоцена и на протяжении почти всего голоцена. Здесь выделяется четыре разновозрастных сейсмотектонических импульса: ~13.5, в интервале 9.1-9.5; 5.6 и 2.5-4.2 тыс.л.н. (радиоуглеродных). Полученные данные позволяют рассматривать эту территорию как одну из эпицентральных областей сильных землетрясений прошлого в Кольском регионе.

Сейсмодеформации в рыхлых отложениях Кольского региона и Карелии тяготеют к зонам активных разломов, разноранговым разрывам со смещениями, указывающими на реактивацию или возникновение их в позднем плейстоцене-голоцене, а также к отдельным микро- и макроблокам. Полученная информация существенно меняет представления о геодинамической активности Балтийского щита в последние 10 тысяч лет и свидетельствует о более значительной роли тектонической компоненты, чем принято было считать ранее. Обнаружение сейсмодеформаций в четвертичных осадках позволяет рассматривать их как индикаторы для выявления участков потенциального усиления сейсмических эффектов (например, зон разломов и узлов их пересечения и пр.), а также существенно пополнить каталоги землетрясений с углублением на несколько сот - тысяч лет назад.

Дальнейшие исследования должны быть направлены на уточнение возраста сейсмических событий, а также их интенсивности, обнаружение новых следов палеоземлетрясений, особенно на территориях размещения особо ответственных объектов. Наиболее перспективным является поиск и изучение сейсмодеформаций в разрезах рыхлых отложений, расположенных близ береговых линий Баренцева и Белого морей, а также в районах развития сейсмодислокаций в кристаллических породах.

#### Литература:

Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ зоны новейших дислокаций на южном склоне Хибин // Геоморфология. 1989. №2. С. 52-56.

Верзилин Н.Н., Бобков А.А., Кулькова М.А., Нестеров Е.М., Нестерова Л.А., Мадянова Н.П. О возрасте и образовании современного расчлененного рельефа севера Кольского полуострова // Вестник СПбГУ. Сер. 7: геология, география. 2013. Т. 2. С. 79-93.

Лукашов А.Д. Геодинамика новейшего времени. В кн. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления/ Под.ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. С.150-178.

Николаева С.Б. Палеосейсмические проявления в северо-восточной части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция //Геоморфология. 2001. №4. С.66-74.

Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Денисов Д.Б., Толстобров Д.С. Следы катастрофических процессов в донных осадках озер западного побережья озера Бабинская Имандра (Кольский регион)//Изв. РГО. Т.148. Вып.4. 2016. С.38-52.

Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. Комплексные палеосейсмогеологические исследования на ключевом участке в юго-западной части Кольского полуострова (северо-восток Фенноскандинавского щита) //ДАН. 2016.Т.469. №2. С.199-203.

Никонов А.А. Фенноскандия - недооцененная сейсмогенерирующая провинция // Геофизика XXI столетия, 2002 год. Сб. тр. IV геофиз. чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир. 2003. С. 207-214.

Сыстра Ю.Й., Спунгин В.Г., Сыстра И.Ю. Сейсмичность Фенноскандинавского щита и изучение новейших движений по палеосейсмодислокациям// Геологические опасности: Материалы XV Всероссийской конференции с международным участием /Отв. ред. чл.-кор. РАН Ф.Н. Юдахин. Архангельск, Институт экологических проблем Севера АНЦ УрО РАН, 2009. С. 433-437.

Шевченко Н.В., Кузнецов Д.Е., Ермолов А.А. Сеймотектонические проявления в рельефе берегов Белого моря // Вест. Моск. Ун-та. Сер.5. География. 2007. №3. С.44-48.

Lukashov A.D. Paleoseismotectonics in the northern part of Lake Onega (Zaonezhskij peninsula, Russian Karelia). Geol. Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Research Report YST-90. Espoo. 1995. 36 p.

Obermeier S.F., Olson S.M., Green R.A. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking //Engineering Geology, 2005. V. 76. P. 209–234.

### **К ИСТОРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЕ ИЗУЧЕНИЯ МОЛОДЫХ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ В ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЕ БАЛТИЙСКОГО (ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО) ЩИТА**

**А.А. Никонов<sup>1</sup>, А.В. Полещук<sup>2</sup>, Д.С. Зыков<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУН Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, [nikonov@ifz.ru](mailto:nikonov@ifz.ru)

<sup>2</sup>ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, [anton302@mail.ru](mailto:anton302@mail.ru)

Геоморфологические и геологические особенности Онежской структуры (ОС) обратили на себя внимание русских исследователей издавна [Озерецковский, 1812; Тимофеев, 1919; и др.]. В.М. Тимофеев обратил внимание на чередование прямолинейных скалистых кряжей (полуостровов) с узкими заливами и озерами, тянущимися на десятки верст, признав связь рельефа с тектоникой как ландшафтную особенность Заонежья. Он писал о трещинах раскола, по которым «в некоторых случаях происходили перемещения участков земной коры» [Тимофеев, 1919]. Однако о возрасте этих перемещений и их кинематике в то время сведений еще не было.

На основе маршрутных наблюдений первое геологическое обобщение по ОС выполнено А.А. Иностранцевым [Иностранцев, 1877], который привел обширный фактический материал, как по геологии, так и по геоморфологии ОС. В публикациях по новейшей тектонике и геоморфологии в 20-м веке исследование А.А. Иностранцева не упоминается. Между тем, в этой работе содержатся сведения о нарушениях рельефа и горных пород, в которых распознаются не только древние тектонические разрывы и деформации, но и следы молодых разрывов и смещений, ныне интерпретируемых как сейсмодислокации. В XIX веке такого понятия еще не существовало и специальному изучению подвергаться они не могли. Обнаруживать геологические следы крупных землетрясений прошлого стали лишь к началу 60-х гг. XX века, что положило начало научному направлению «палеосейсмогеология» [Солоненко, 1989 и др.], успешно развивающемуся, как у нас в стране, так и за рубежом. В отношении палеосейсмодислокаций в работе А.А. Иностранцева важны, в частности, сведения относительно объектов под названием «каменные сельги». Например, в р-не д. Койкары в крутом борту р. Суна А.А. Иностранцев исследовал кряж светло-серого сланца, западный склон которого (СЗЗ простирания) осложнен крутыми (до вертикальных) обрывами, в которых нижележащие слои вывалены, а части вышележащих пород выдаются друг над другом в виде опрокинутой лестницы [Иностранцев, 1877]. Подобная морфология обрывистых склонов позднее была установлена А.Д. Лукашовым [Lukashov, 1995] и на Заонежском п-ове, где выдвигание (боковые выколы) блоков составляют 0,97-2,75 величины общей высоты уступа, что указывает на их сейсμοдинамический характер. Наблюдения А.А. Иностранцева в долине р. Кумса, к востоку от оз. Кумчезеро, прямо свидетельствуют о проявлении здесь новейшей разрывной тектоники. По его сведениям, на этом участке выходы эпидот-хлоритовых диоритов, разбитых вертикальными трещинами, образуют гряды СЗЗ простирания с отвесными стенами, подножия которых покрыты россыпями обломков той же породы, а река, прорезая три таких гряды, образует водопад Бугма, высотой до 5 м.

Без малого через столетие после пионерных наблюдений А.А. Иностранцева группа геологов Карелии под руководством Г.С. Бискэ [Бискэ и др., 1966 а, б; Бискэ, Лак, 1967] без опоры на сведения А.А. Иностранцева выявила на целом ряде участков ОС сильную раздробленность кристаллического фундамента и, соответственно, контрастный характер современного рельефа. Были выделены блоковые структуры, расколы с вертикальными смещениями амплитудой в десятки метров, сформировавшиеся в поздне- и послеледниковое время. Хотя детальных описаний не приводилось, а о сейсмодислокациях речь тогда не шла, фактически именно этими исследованиями [Бискэ и др., 1966 а, б] заложена основа палеосейсмогеологического подхода при изучении соответствующих объектов на Фенноскандинавском (Балтийском) щите.

Принципиальной с точки зрения обнаружения и доказательства существования дифференцированных разрывных (независимых от гляциоизостатических) тектонических движений в ОС стали наблюдения **в долине р. Кумсы** на Онего-Сегозерском водоразделе (Рис. ).

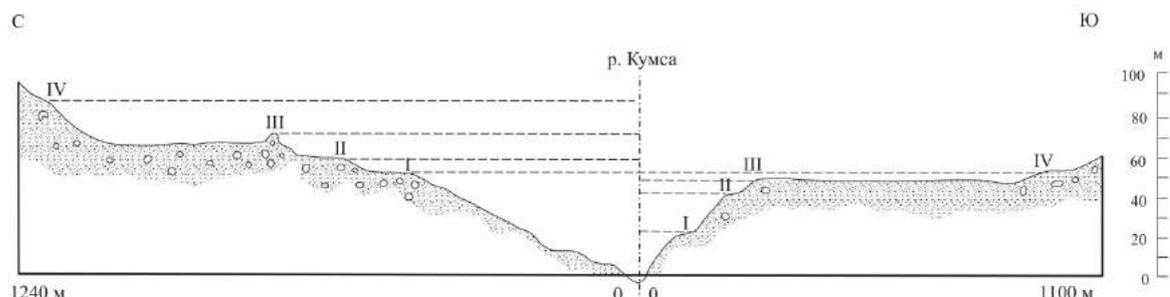


Рисунок - Схематический поперечный профиль через долину р. Кумса по [Бискэ и др., 1966]. Штрих-пунктиром показана осевая часть речной долины, маркирующая позицию разрывного нарушения. Горизонтальным пунктиром отражены уровни террас на разных бортах долины. Кружками показано положение окатанных валунов, точечным крапом – песчаные отложения.

Долина р. Кумсы, как и впадина оз. Остер и одноименной реки с простираем СЗ–ЮВ с дальнейшим изменением простираем на широтное, подходят с запада к котловине Онежского озера в западной части Повенецкого залива. Именно в долине р. Кумса и в линейной впадине оз. Остер развиты озовые гряды, причем именно здесь (редкий случай) они обнаруживаются сдвоенными и строенными параллельными в единой полосе [Биске и др., 1966 а]. Поскольку озовые гряды, как правило, возникали вдоль разрывов в краевой зоне отступающего ледникового покрова (и в подстилающем кристаллическом фундаменте), логично принимать возникновение на этом участке нескольких, последовательных разрывов в период позднеледниковья. Следовательно, не случайно, что они располагались вдоль крупной, унаследованной с палеопротерозоя, зоны СЗ простираем. И также не случайно именно на этом участке русло реки дважды смещалось, реагируя на возникновение крупных параллельных трещин-расколов.

О Кумсинской глубинной зоне разломов архейского возраста и возможности ее активизации одновременно с возникновением в третичном периоде Онежского новейшего грабена, а затем и в ледниковое время, сообщали сотрудники группы Г.С. Бискэ, Г.Ц. Лак и А.Д. Лукашов [Лак, Лукашов, 1967]. Они же определили залегание позднеледниковых озерных глин к югу от Кумсинского разлома на абс. высоте 190 м, тогда как обычно в районе такие глины находятся на высоте 125-150 м, и объяснили это расхождение дифференцированными блоковыми перемещениями с амплитудой 30-50 м в конце последнего оледенения. Эти исследователи привели также доводы в пользу подобных смещений в более северной Сегозерско-Остерской зоне и сделали вывод об унаследованном обновлении разломов архейско-протерозойского возраста. Позднее при подробных палеосейсмогеологических исследованиях в ОС были установлены три крупных сейсмических события в течение позднеледниковья [Лукашов, 1993].

На восточном, широтном участке протяжения Кумсинской структуры геологи группы Г.С. Бискэ [Бискэ и др., 1966 а, б; Лак, Лукашов, 1967] установили резкое, на величину 15-35 м, несоответствие высоты поздне- и послеледниковых террас на противоположных бортах долины р. Кумса на участке протяжением всего 150 м (Рис.). Объяснить такое различие иначе, чем, признав возникновение смещений по разлому (к которому приурочена долина реки) после дегляциации района, невозможно. Косвенное подтверждение активизации разломов Кумсинской структуры (которое произошло, вероятно, еще в позднеледниковье), видится в том, что абсолютная высота наивысшей береговой линии Онежского озера (это арктическая, субарктическая климатическая фаза дегляциации) у г. Повенца на 10 м (!) ниже, чем у г. Медвежьегорска, т.е. береговая линия имеет высоту соответственно 88 и 98-97 м [Бискэ и др., 1966 а, б]. Еще одно, не привлекавшее ранее внимания, обстоятельство состоит в том, что поднятым является северное крыло Кумсинской структуры (Рис.). Разница в высотах террас от низких террас к высоким на разных бортах долины р. Кумса нарастает неравномерно. Отсюда логично заключить, что активизация разлома и вертикальное перемещение блоков по нему происходило не постепенно, но «рывками», импульсно. Если так, то смещения, скорее всего, проявлялись как сейсмотектонические, вследствие мощных землетрясений.

В 60-х гг. прошлого века, в ходе дальнейших исследований, в **северном Заонежье** были выявлены разрывы со смещениями в рыхлых, озерных и флювиогляциальных, отложениях позднеледникового возраста, что указывало на тектоническое раздробление территории разрывами в этот период [Венус и др., 1966; Бискэ и др., 1971]. Позднее, в основном в работах Г.Ц. Лака и А.Д. Лукашова, публиковались конкретные характеристики голоценовых разрывных и пликативных нарушений в пределах ОС, уже с указаниями их сейсмического происхождения и с определениями возраста по радиоуглеродным и археологическим данным [Лукашов, 1993; Лукашов, Журавлев, 1996]. Там же, опять-таки впервые, указывалось на существование на Заонежском п-ове деформаций смятия и на иные нарушения в рыхлых отложениях послеледникового времени.

На двух участках Заонежского п-ова (в губе Святуха и в южной части впадины Путкозеро) помимо наземных палеосейсмологических исследований осуществлены профилирование методом звуковой геолокации и бурение донных отложений вкrest простирания основных разрывных структур [Lukashov, 1995]. По эхограмме, совмещенной с геологическим разрезом общей длиной около 1 км, следующим вкrest юго-восточной части котловины Путкозеро, выделены литологические типы донных отложений, их положение в разрезе и вертикальные зоны нарушения корреляции, идентифицируемые с молодыми разрывами. Величина вертикальных смещений по кровле среднеголоценовых алевритов оценена в 1-2 м, тогда как вероятное смещение по главному разлому у юго-западного борта – до 5 м (возможно, суммарно за два импульса в позднем голоцене). Здесь, таким образом, не только по геоморфологическим и геологическим признакам в скальных породах (как это фиксировалось на суше в пределах всего участка [Lukashov, 1995; Сыстра, Спунгин, 2008], но и по деформациям и разрывам в стратифицированных поздне- и послеледниковых водных накоплениях, устанавливаются сейсмотектонические подвижки (признаки палеоземлетрясений), причем неоднократно, самая молодая из которых возникла, возможно, сотни лет назад. Интенсивность событий по совокупности вышеуказанных признаков определяется как  $I \geq VIII$ , частично  $I \geq IX$  баллов. Сбросы в пределах линейных депрессий могли происходить в условиях регионального растяжения ЮЗ–СВ ориентировки.

Во впадине оз. Путкозеро выявлено 4-5 разрывов, секущих моренные отложения и перекрывающие их ленточные глины мощностью до 6-10 м, 4 разрыва, захватывающие, как алевриты толщиной до 2-2,5 м, так и 2-3 разрыва, выходящие к поверхности дна сквозь самые молодые на дне сапропели мощностью 1-3 м. Иными словами, здесь выделяется не менее трех разновозрастных сейсмотектонических импульсов за последние 13-10 тыс. лет.

В дальнейшем А.Д. Лукашов успешно продолжал изучение палеосейсмодислокаций в Карельском регионе [Глубинное..., 2004]. В результате Карелия оказалась на передовом рубеже разработки направления в Европейской (платформенной) части страны, обогнав (в то время) такого рода исследования в скандинавских странах. Основные достижения касались именно района Онежской структуры [Lukashov, 1995; Лукашов, 2004].

Развивая исследования по неотектонике и палеосейсмичности Карелии, авторы настоящей публикации установили еще на нескольких участках ОС наличие в скальных породах морфоструктур с признаками палеосейсмодислокаций поздне- и послеледникового возраста. На них выявлены, во-первых, разломы с обновлением в поздне- и послеледниковое время и, во-вторых, эпицентральные и/или приэпицентральные области сильных землетрясений прошлого. Выявленные сейсмодислокации соотносятся, как с купольными, так и с синклинальными палеопротерозойскими геологическими структурами, осложненными крупными разломами докембрийского заложения и зонами складчато-разрывных дислокаций с признаками активизации в новейшее время. Первые результаты публикуются [Никонов и др., 2017]. Таким образом, подтверждается унаследованное, длительное тектоническое развитие древних разломных структур и их активизация в поздне- и послеледниковое время в виде мощных землетрясений. Исследования продолжаются, как с целью обнаружения дополнительно объектов подобного рода, так и для уточнения параметров уже выявленных сейсмических событий, что откроет возможность более реалистичных оценок сейсмической опасности в регионе в долговременном аспекте.

Так продолжают и развиваются пионерные разработки группы под руководством Г.С. Бискэ и ее сподвижников по неотектонике и по палеосейсмичности Карелии.

*Работа выполняется в рамках программы государственного задания (№ темы 01201459182), при поддержке грантов РФФИ № 16-05-00727а, а также программы ОНЗ № 10.*

#### Литература:

Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д., Горюнова Н.Н., Ильин В.А. Строеение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск, 1971. 73 с.

Бискэ Г.С., Горюнова Н.Н., Лак Г.Ц. Новые данные о четвертичных отложениях и неотектонике Онего-Сегозерского водораздела / Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. 1966. Петрозаводск. С. 375–382.

Бискэ Г.С., Лак Г.Ц. О причинах послеледниковых колебаний береговых уровней на юго-восточной окраине Балтийского щита / Baltica. 1967. Т. 3. Вильнюс, 1967. С. 203–213.

Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. Береговые образования Онежского озера и их связь с неотектоникой / Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. 1966. Таллин. С. 178–182.

Венус Б.Г., Линьков А.Г., Тырин А.К. Геолого-геоморфологическое строение дна Онежского озера по данным геоакустического зондирования // Вестн. Ленингр. Универ. Сер. геол. и геогр. 1966. № 24. Вып. 4. С. 110–116.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 2004. 353 с.

Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений / Матер. по геол. России. 1877. Т. VII. СПб. 728 с.

Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. Неотектоника в зоне докембрийских разломов Южной Карелии. В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра. 1967. С. 198–201.

Лукашов А.Д. Палеосейсмодислокации Заонежья // Кижский вестник. Заонежье. 1993. № 2. Петрозаводск. С. 35–42.

Лукашов А.Д., Журавлев А.П. Древнее Пегремское землетрясение. Петрозаводск, 1996. 39 с.

Никонов А.А., Полещук А.В., Зыков Д.С. О новейших разрывах и палеосейсмодислокациях в Онежской палеопротерозойской структуре Балтийского щита (Восточно-Европейская платформа). Тр. Кар.НЦ РАН. 2017 (в печати).

Озерцковский Н.Я. Путешествие академика Н. Озерцковского по озерам Ладожскому и Онежскому и вокруг Ильменя. С-Пб., 2-е изд., 1812. 561 с.

Солоненко В.П. Инженерно-сейсмологические последствия сильных землетрясений (в Байкальской рифтовой зоне) // Инженерная геодинамика и геологическая среда: сб. науч. тр. / АН СССР. СО. Ин-т земной коры. Новосибирск, 1989. С. 66–72.

Сыстра Ю.Й., Спунгин А.В. Некоторые типы послеледниковых сейсмодислокаций Республики Карелия (Россия) и Эстонии / Связь поверхностных структур с глубинными. Петрозаводск, 2008. С. 245–249.

Тимофеев В.М. Отчет о работах вдоль линии Мурманской железной дороги на участке Петрозаводск – Масельская // Изв. Геол. ком. Т. XXXIII, № 3, 1919. С. 279–288.

Lukashov A.D. Paleoseismotectonics in the northern part of lake Onega. (Zaonezhsky peninsula, Russian Karelia) / Geol. Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Research Report Yst-90. ESPOO, 1995. 36 p.

## **НОВЫЙ ОБЪЕКТ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОСЕЙСМОДЕФОРМАЦИЙ В КАРЕЛИИ – УЧАСТОК ГИРВАС НА Р. СУНА**

**А.А.Никонов, Л.Д.Флейфель, А.О.Королева**

*Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, [nikonov@ifz.ru](mailto:nikonov@ifz.ru)*

Участок Гирвас давно известен геологам Карелии, и не только им, как яркий пример древнего, архейского, вулканического аппарата в глубоком срезе. Этот уникальный объект привлекает множество специалистов, экскурсантов и служит учебным пунктом для студентов. Теперь выяснено, что участок весьма представительен и как объект палеосейсмогеологии, актуального, успешно развиваемого в Карелии направления. Хотя местность несет выразительные черты тектонических нарушений в протерозойских породах

[Иностранцев, 1877], настоящее видение и правдоподобная интерпретация нарушений как имеющих сейсмическое происхождение стали возможны только после разработки в 60-70 гг. XX в. палеосейсмогеологического метода. На участке Гирвас условия для изучения сейсмодетформаций стали благоприятными после строительства на р. Суна в 50-х гг. гидроэнергетического узла и осушения бывшего русла реки на значительном по протяжении, где оно целиком проходило по кристаллическим породам [Светов, Голубев, 1967] Авторам удалось обследовать участок в 2014 г, с учетом старых описаний А.А. Иностранцева и наблюдений поблизости на отдельных объектах вертикального выбивания блоков на гладкой поверхности экзарации [Сыстра, Спунгин, 2008].

Река Суна на изученном участке использовала «готовые» впадины и понижения рельефа, не выработав собственной долины. На западе это крупная меридиональная ложбина с цепочкой озер (с севера на юг) Викшозеро, Сухое, Коданлампи, а на востоке, хотя там также преобладают гряды и ложбины меридионального протяжения, река следовала, явно секущей ложбине, не иначе как приуроченной к разлому в кристаллических породах. На его геологически совсем молодое обновление указывают узость ложбины, резкие, местами обрывистые борта с перепадами высот 5-10 м, изредка до 15-18 м и полная неразработанность русла, с падением на 40 м на протяжении 1.5 км. Ниже вкратце очерчены характерные молодые разрывные нарушения в отдельных секциях участка (рисунок).

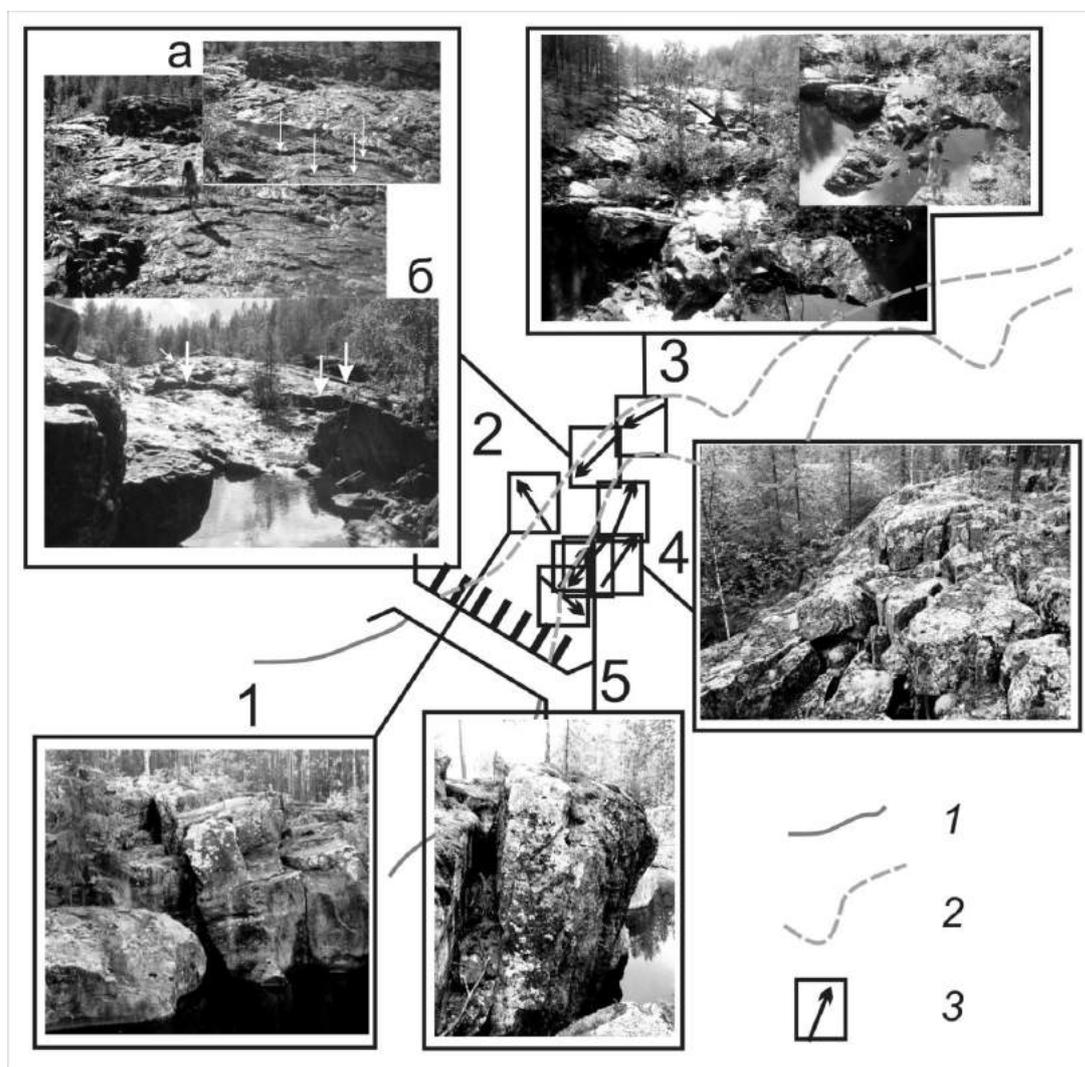


Рисунок - Схема изученного участка прежнего русла р. Суна к юго-востоку от пос. Гирвас ниже плотины гидроэнергетического узла.

1 – водохранилище, 2 – осушенное русло, 3 – пункты обследования, стрелками показано направление фотосъемки. Пункты 2 и 3: белыми стрелками обозначены свежие расколы в кристаллических породах.

В начале участка СВ простираения, и ниже по бывшему руслу реки, на борту определенно выделяются признаки двух генераций разрывов со смещениями (рис. 1, пункт 1). При ранней из них левый борт был расколот в нескольких местах поперечными трещинами СЗ-330° простираения на глубину не менее нескольких метров с расщелением по ним на 0.3-0.7 м. Эти расколы секут оглаженные воздействием ледникового покрова поверхности. Трещины и расколы другой генерации (в том числе идущие вблизи древних расколов и параллельно им) меньше по размерам, ширина их около 0.1 м. Они везде имеют резкие края, а обвалившиеся с бортов глыбы и обломки пород обладают острыми ребрами. Поэтому отколы могут быть отнесены к последней тысяче лет, и их возраст вряд ли выходит за пределы первых тысяч лет.

В левой части обнажения плоскости отдельности залегают почти горизонтально, а в правой они наклонены на 10°. Граница между блоками с разным наклоном – это падающий под углом 80° раскол, расширяющийся книзу от 0.2-0.3 до 0.7-0.8 м. Этот блок надо признать отсевающим примерно в ССЗ направлении и слегка запрокинутым. Внутри правого блока имеется еще одна трещина на глубину  $\geq 3$  м, практически вертикальная, узкая, 0.1-0.2 м, одинаковой на всю ширины. Она не несет признаков заглаженности краев, т.е. гораздо более молодая, чем главный раскол. Поскольку наклон плоскостей отдельностей по обе стороны этой трещины совершенно одинаков, понятно, что при этом, относительно молодом, расколе запрокидывания и отодвигания внутреннего блока не произошло. Нарушения имеют признаки сейсмотектонических (сейсмодислокаций), ранние динамические воздействия отвечают интенсивности VIII-IX баллов, а поздней – не выходят за VIII баллов.

Иной тип нарушений обнаружен в пределах бывшего русла р. Суна. На фото (рис., пункт 2а) на среднем плане обнаружен разрыв бывшей оглаженной (ледниковой) поверхности в виде уступа в сторону зрителя. Простираение уступа СЗ-ЮВ, видимая длина около 5 м, высота 0.3-0.7 м. Верхний край поднятого борта слабо оглажен. Сходный уступ просматривается и далее, правее. На заднем плане, на поднятом крыле первого из выделенных уступов, видны одна-две узкие, по несколько см, поперечные трещины, не продолжающиеся на опущенном крыле. Они свежие, протягиваются в СВ направлении, принадлежат более молодой генерации нарушений. Обе генерации резонно считать сейсмотектоническими. Сила воздействий при раннем событии оценивается ориентировочно в VIII баллов, позднего – меньше.

На рис.1, пункт 2б на переднем плане по дну бывшего русла тянется свежий, с резкими бортами разрыв СЗ-ЮВ простираения с расщелением на 3-10 см на глубину  $\geq 0.5$  м. Ближе на той же поверхности параллельно идет небольшая трещина. Видимая длина широкой трещины  $\sim 7$  м, а узкой на переднем плане – 3.5 м, действительные значения длин, можно не сомневаться, больше. Явно, что эти разрывы, не затронутые эрозией, очень молодые.

Другая система разрывных нарушений скального ложа выявлена в самом бывшем русле р. Суна (рис., пункт 3) В СВ части участка русло загромождено крупными угловатыми блоками-плитами и обломками скальных пород с разным наклоном. Развал вытянут к ЮВ, с борта ложбины в русло, на расстояние  $\geq 5-6$  м. Такой сейсмывал соответствует силе бокового удара VIII-IX баллов. Судя по сохранности граней в виде острых краев обломков и глыб в русле, возраст нарушения оценивается в пределах сотен лет. Подобный же вывал виден и на среднем плане фотографии (рис., пункт 3, врезка).

Не менее выразительны разрывы-трещины и на других крутых и обрывистых скальных бортах ложбины. На правом берегу полосой в несколько метров шириной тянется уступ высотой до 15-18 м (рис., пункт 4). В сторону от русла он переходит в близгоризонтальную или слегка волнистую голую скальную поверхность. В полосе вдоль обрыва породы раздроблены на мелкие, разной формы и размера, трапециевидные в плане угловатые блоки. Трещины между ними вертикальны, их видимая глубина не менее 0.5-1 м, ширина щелей наверху 0.05-0.15 м, редко 0.3-0.5 м. Вертикальное смещение блоков по бортам трещин не фиксируется. Расщеления вблизи бровки уступа сходны со рвами за счет

гравитационного отседания склонов, но без признаков продолженного расширения, поэтому они определяются как сейсмоструктурные рвы. Косое рассечение и раздробление внешнего (дальнего от зрителя) длинного блока, а также заваливание в этом месте расколотых блоков в соседний ров указывают на сейсмическое происхождение нарушения. Показательно, что рассечение массива произошло не по плоскостям отдельности в массиве, а наискосок к ней. Общая длина участка с расколами несколько десятков метров, глубина их проникновения в массив несколько метров. Размерность отдельных блоков у поверхности от 0.1 x 0.15 м до 0.3 x 0.5 м. Такие показатели позволяют оценить интенсивность породившего нарушения землетрясения в VIII баллов. Прилежащая платообразная поверхность разбита гораздо реже, причем трещинами поперечного простирания шириной по верху до 0.2-0.4 м, так что зона дробления вдоль уступа занимает, в общем, полосу в несколько метров шириной. Эти разрывы можно принимать также за сейсмодислокации, в данном случае под воздействием горизонтально направленных импульсов.

На правом борту р. Суна, в сужении бывшего русла обнаружена крупная расселина ЮЗ-СВ простирания, глубиной >3 м, шириной около 0.25 м (рис., пункт 5). Сглаженная горизонтальная поверхность отделенного от массива прируслового блока приподнята на 0.15-0.2 м над внутренним береговым массивом. Такая, анти-гравитационная, к тому же у самого края скального массива, позиция прируслового блока определяется как его выбивание вверх. Такое могло возникнуть только в результате сильного вертикального толчка силой VII-VIII или VIII баллов. Вверху расселины видно зияние на указанную ширину, а внутри полости просматривается блок, вертикальная пластина размером ~0.8x1x0.25 м с признаками выдвижения латерально к СВ. Сама расселина может быть древней, позднеледниковой. Но отчетливо видимый вверху остроугольный обломок, выбитый латерально в полость до упора в ее противоположный борт, т.е. к СВ, – это явное свидетельство позднего, более слабого толчка.

При обобщении собранных сведений выделяются следующие позиции.

1. На обследованном участке обнаружена очень плотная сеть разрывных нарушений сейсмоструктурного характера, по облику и конкретным чертам относящихся к типичным сейсмодислокациям.
2. По направленности, размерам и по возрасту отчетливо выделяются две генерации нарушений СЗ и СВ разной ориентировки.
3. Столь значительные сейсмоструктурные разрывы в скальных породах, с оценкой интенсивности раннего события IX баллов, позволяют наметить здесь эпицентральною зону с высоким потенциалом.

Подтверждением такой интенсивности сейсмических воздействий здесь может служить сейсмодислокация в виде выкола-выбивания двух блоков на 0.5 м выше сглаженной ледниковой поверхности ятулийских диабазов в пределах пос. Гирвас [Сыстра, Спунгин, 2008]. Нарушения позднеголоценовой генерации могли стать отражением несколько удаленного от изученной площадки, также очень сильного сейсмического события, вероятно, в Заонежье, где таковые хорошо исследованы ранее [Лукашов, 1993; Lukashov, 1995; Глубинное..., 2004]. Исследования на участке продолжаются.

*Работа выполняется при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00727а.*

#### Литература:

Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений // Матер. по геол. России. Т. VII. СПб, 1877. 728 с.

Лукашов А.Д. Палеосейсмодислокации Заонежья // Кижский вестник. № 2. Заонежье. Петрозаводск. 1993. С. 35-42.

Светов А.П., Голубев А.И. Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса Центральной Карелии // ДАН СССР, 1967, т.171, № 1. С. 171-174

Сыстра Ю.Й, Спунгин В.Г. Некоторые типы послеледниковых сейсмодислокаций Республики Карелия (Россия) и Эстонии / Связь поверхностных структур с глубинными. Петрозаводск. 2008. С. 245-249.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск. 2004. 352 с.

Lukashov A.D. Paleoseismotectonics in the northern part of lake Onega. (Zaonezhsky peninsula, Russian Karelia) // Geol. Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Research Report Yst-90. ESPOO, 1995. 36 p.

## ДЕГЛЯЦИАЦИЯ ОБЛАСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА: УТОЧНЕНИЕ ВРЕМЕНИ И ХОДА ПРОЦЕССА

**А.А.Никонов**

<sup>1</sup>ФГБУН Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, [nikonov@ifz.ru](mailto:nikonov@ifz.ru)

Процесс дегляциации на юго-восточном фланге Фенноскандинавского ледникового щита изучался в 30-е годы XX-го в. К.К. Марковым с использованием варвометрического метода, в то время единственного в хроностратиграфических исследованиях [Марков, 1931], а позднее, на более широкой основе, рядом российских и эстонских ученых. Вблизи южного побережья Финского залива, в его восточной части, на территории Эстонии, морфологически отчетливо выделялась краевая зона (остановка края отступающего льда) пандивере, которая соотносилась (без четких признаков!) с невской стадией на территории России. Ныне, с учетом позднейших комплексных исследований и с учетом <sup>14</sup>C датировок, появилась возможность существенно уточнить прежние решения.

Материалы по территории Эстонии. Первые радиоуглеродные датировки по северо-востоку Эстонии получены были Я.-М. Пуннингом по разрезу озерно-ледниковых отложений близ г. Кунда – 11 и 13. тыс. л. н. <sup>14</sup>C – по наземным зеленым мхам, заведомо произрастающим вокруг в безледных условиях. Тогда датировки посчитали удревненными за счет загрязнения углеродом из подстилающих ордовикских известняков. Однако по исследованиям того же автора нескольких других разрезов в средне-голоценовое время в Северной Эстонии озерные осадки с большим содержанием извести (гажа, образовавшаяся за счет размыва тех же известняков) охарактеризованы серией (!) датировок с нормальным убыванием возраста вверх по разрезу. Поэтому исключать из рассмотрения датировки отложений древнего озера Кунда неоправданно. Время 14-13 тыс. л.н. кал. охватывает хронозоны аллерёд, бёллинг и, возможно, более ранние, когда, в свете наших нынешних знаний (в отличие от знаний 20-10 летней давности) о ходе климатической кривой в Северной Атлантике с 17-16 тыс. л. н., ранняя дегляциация территории вполне допустима. Близкие даты ныне имеются по соседству и по другим разрезам и иному датированному материалу (дерево, кость). Важно при этом, что древние до 15.5 тыс. л. н. <sup>14</sup>C датировки получены из отложений на территориях, которые ни теперь, ни в позднеледниковье не имеют подстилающих карбонатных отложений Pz.

Согласно публикации [Raukas, 2009], время возникновения краевых образований стадии пандивере в Северной Эстонии – 12.3 тыс. л.н. (14 тыс. л.н. кал.), а последовавшей стадии паливере, когда территорию северо-восточной Эстонии материковый лед уже освободил, – 11.5 тыс. л.н. <sup>14</sup>C (около 13 тыс. л.н. кал.). Это соответствует самому окончанию потепления беллинг и вплоть до конца фазы потепления аллеред. Согласно [Hang, 2003] дегляциация северного побережья Чудского озера началась ~13.5 тыс.л.н. варволет, и закончилась на 370 лет позже. В варво-шкале ноль твердо не установлен, поэтому предпочтительно использовать <sup>14</sup>C даты там, где они не единичны. В публикации [Raukas, Punning, Tavast, 2008] по-прежнему принято время отступления края ледникового покрова от краевой полосы пандивере 12.5 тыс. л.н.

Материалы по территории России. Для прояснения характера и времени дегляциации восточной части области Финского залива можно опираться, в меньшей степени на черты рельефа, а в основном на изменения палеогеографической обстановки. В работе [Марков, 1931] к югу от берега Финского залива «конечно-моренные образования отмечались фрагментарно и стадиальные пояса не протягивались. Таковых здесь не обнаруживалось и позднее (на суше!). Но появились хроностратиграфические данные для прояснения вопроса. Так, в районе г. Петергоф у пос. Низино к западу от погребенной озовой гряды, на высоких бортах крупной заболоченной впадины установлены два уровня позднеледниковых бассейнов, а на дне этой и более восточной котловин бурением была вскрыта поверхность морены последнего оледенения толща бассейновых, в том числе озерно-ледниковых, осадков. Это осадки Иольдиевого моря и Балтийского ледникового озера (БЛО), бассейнов, которые занимали впадину Финского залива на значительно большем пространстве, чем современная акватория залива. Давно и надежно установлено, что резкий спуск БЛО, произошел 11.5-11.3 тыс. л.н. кал. Еще раньше осушилась площадь карьера у пос. Низино, и в субаэральных условиях здесь начал формироваться почвенный профиль, фрагменты которого подробно изучены [Никонов и др., 2005; Никонов и др., 2005].

Раннее освобождение ото льда прилегающей полосы бывшего бассейна к югу от современного Финского залива подтверждается и в соседней к востоку впадине с долиной р. Черная Лиговка. Здесь, в береговом, погребенном под торфом набросе с крупными древесными остатками, еще полвека назад была получена дата 12.12 тыс. л.н. <sup>14</sup>C (Л.Р. Серебрянный, Я.-М. Пуннинг), т.е. около 13.6 тыс. кал. л.н., что свидетельствует о раннем освобождении территории из-под вод приледникового бассейна. Этот факт вполне согласуется с публиковавшимися гораздо раньше материалами спорово-пыльцевого анализа по колонкам донных отложений озер на севере Карельского перешейка [Малясова, Спиридонова, 1965; Ладышкина и др., 1977 и др.], и с полученными позднее результатами радиоуглеродных определений и ТЛ датировками на суше [Никонов и др., 2005; Никонов, Шлюков, 2002; Поспелова и др., 2003; Субетто, 2009].

О корреляции краевых образований на востоке Финского залива. Корреляция краевых образований в пограничье Эстония – Россия вблизи Нарвского залива, начиная с 60-70 гг. XX в, осуществлялась многократно разными исследователями и в сильно различающемся виде (см. [Псковско..., 2012, стр. 47]). В большинстве вариантов краевая зона пандивере коррелировалась с невской, т.е. самой молодой на территории России фазой стагнации («пандиверско-невский пояс»), что вытекало из представлений об относительной молодости самой зоны пандивере. Теперь, после удреждения возраста краевых образований пандивере, такая корреляция теряет обоснование, во всяком случае, для южного побережья Финского залива. Да и протяжение по территории России выявляется иначе. Согласно авторской реконструкции продолжение краевого пояса пандивере от восточного берега Нарвского залива, проходит по западному склону Кургаловского п-ова, уходит под воды Финского залива к северу, через острова и в сторону вершины Выборгского залива. Из этого следует, что освобождение ото льда всей восточной части южного побережья Финского залива происходило ранее, до стадии пандивере в Эстонии, т.е. ранее 14 тыс. л.н. кал. Ныне лужская стадия дегляциации на юго-восточном фланге последнего ледникового покрова Фенноскандии датируется временем 14.25 тыс. л.н. кал. [Сырых и др., 2015].

#### Литература:

Ладышкина Т.Е., Салтыкова В.Ф., Усикова Т.В. Поздне- и послеледниковые отложения на севере Карельского перешейка. // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера Европейской части СССР. Петрозаводск. 1977. С. 97-103.

Малясова Е.С., Спиридонова, Е.А. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии голоцена Карельского перешейка // Baltica. Вильнюс. 1965. 2. С.115-124.

Марков К.К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. //Тр. Главного геолого-разведочного управления ВСНХ СССР. Вып 117. М.-Л. 1931.

Никонов А.А., Русаков А.В. Уникальная находка раннеголоценовой погребенной почвы на южном побережье Финского залива: условия нахождения, залегание, возраст // Почвоведение. 2010. № 1. С. 1–12.

Никонов А.А., Русаков А.В., Коркка М.А., Спиридонова Е.А. Находка реликтовой раннеголоценовой почвы на южном побережье Финского залива и ее палеогеографическое значение // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 1. С. 106-111.

Никонов А.А., Шлюков А.И. О времени дегляциации Карельского перешейка (по данным физических методов) // Докл. РАН. 2002. Т. 387, № 3. С. 393-396.

Никонов А.А., Арсланов Х.Ф., Савельева Л.А., Сергеев А.П., Шлюков А.И. Опорный разрез позднеледниковых отложений «Бурная» на Карельском перешейке // / Квартер-2005. Матер. IV Всеросс. совещ. по изучению четвертичного периода. Сыктывкар. 2005. С. 301-302.

Поспелова Г.А., Никонов А.А., Семенов В.В., Шлюков А.И. Палеомагнитные вековые вариации и их возраст в послеледниковых отложениях опорного разреза Бурная (Карельский перешеек) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Теория, практика, эксперимент: Матер. семинара. М.: ГЕОС, 2003. С. 73-76.

Псковско-Чудское озеро. Тарту: Изд-во «Eesti Loodusfoto». 2012. 490 с.

Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена. 2009. 344 с.

Сырых Л.С., Назарова Л.Б., Субетто Д.А. Предварительные данные о развитии климата на территории Карельского перешейка в голоцене по результатам хирономидного и литологического анализов // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 5. С. 53-59.

Hang T. A local clay-varve chronology and proglacial sedimentary environment in glacial Lake Peipsi // Boreas. 2003. 32. 2. Pp. 416-426.

Raukas A. When and how did the continental ice retreat from Estonia? // Quaternary International. 2009. V. 207. Pp. 50-57.

Raukas A., Punning J.-M., Tavast E. On the formation of the bottom deposits of Lake Peipsi, in North-Eastern Europe // Publ. Inst. Geography Tartu University. 107. Geographical Studies. 10. Tartu, 2008. Pp. 121-132.

## **ПРИЗНАКИ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ В СКАЛЬНЫХ ПОРОДАХ И РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА**

<sup>1,2</sup>**С.В. Шварев**

<sup>1</sup>ФГБУН Институт географии РАН, г. Москва, s.v.shvarev@gmail.com, shvarev@ifz.ru

<sup>2</sup>ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

Участие новейших тектонических процессов в формировании, в целом, рельефа Фенноскандинавского щита, и, в частности, образовании крупнейших грабенов-впадин, унаследованных с рифея и занятых современными котловинами озер – Ладожского, Онежского мало кем оспаривается. Однако послеледниковая активная тектоника в регионе, дифференцированные движения с сейсмическими эффектами, интенсивность землетрясений, пространственные и временные тренды, роль сейсмического фактора в развитии рельефа и ландшафта в целом является предметом острой дискуссии.

Юго-западное побережье Онежского озера принадлежит к периферической части Фенноскандинавского щита и отличается менее дифференцированным рельефом, чем развитым к северу и северо-востоку, сглаженным, в значительной мере, за счет обширных пространств, занятых рыхлыми послеледниковыми отложениями. Для юго-западного обрамления котловины Онежского озера характерно развитие прерывистой гряды (Шокшинской) с абсолютными высотами 150-205 м, тянущейся с юго-востока на северо-

запад от мыса Чейनावолок до пос. Деревянка на расстояние около 80 км. Структурно-денудационная гряда обусловлена развитием мощной дайки габбро-диабазов, прорывающей протерозойские кварцито-песчаники. В пределах отдельных массивов, составляющих гряду на её юго-восточном замыкании, развиты весьма выразительные, почти вертикальные уступы, высотой в несколько десятков метров, обращенные к котловине Онежского озера (рис.1, рис.2, фрагмент 1).

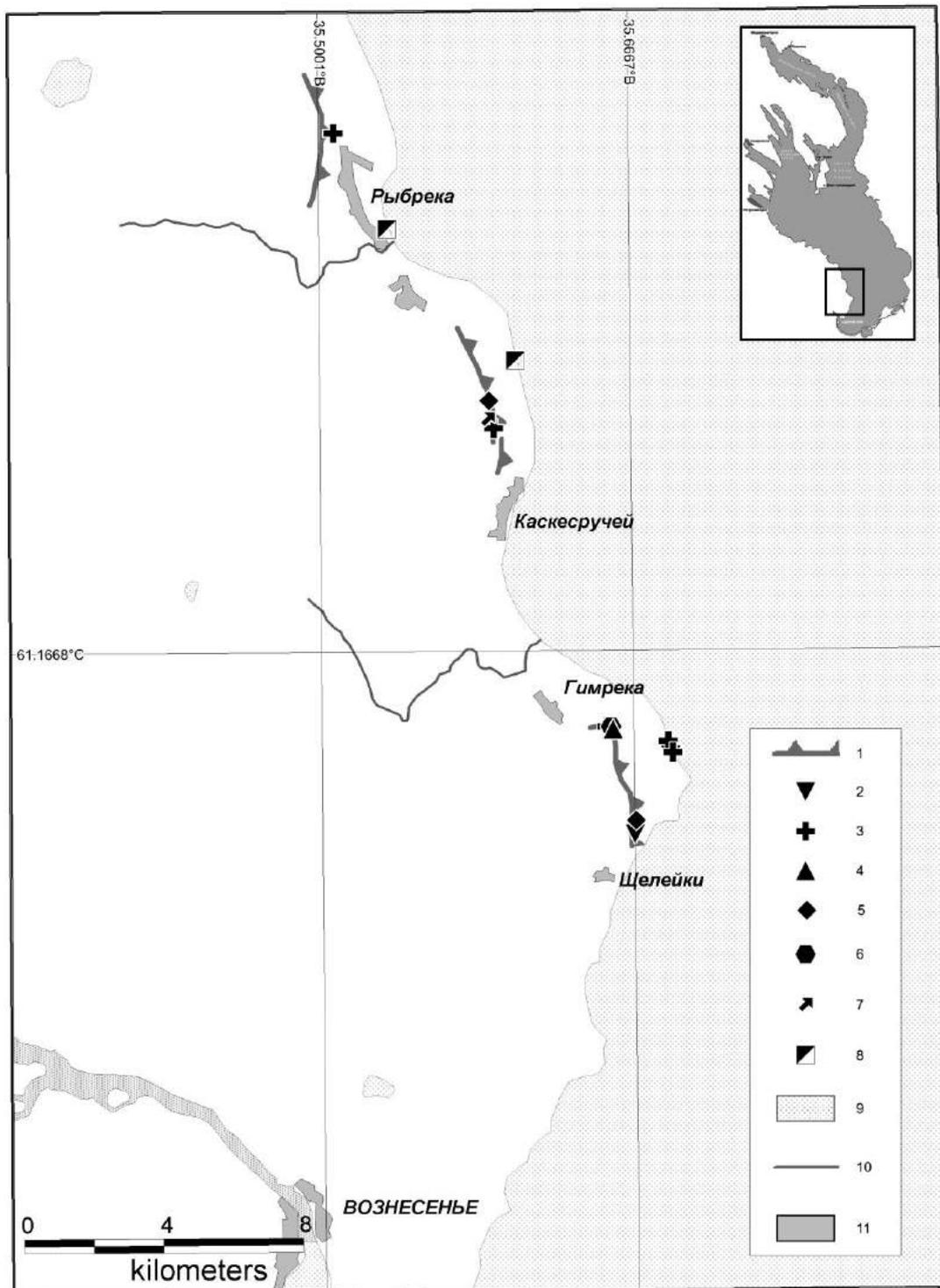


Рисунок 1 - Неотектонические и молодые сейсмогенные деформации на ЮЗ обрамлении котловины Онежского озера: 1 – неотектонические уступы; 2 – сейсмогенные рвы; 3 – трещинообразование («расщеление»); 4 – выбивание блоков из массива («выколы»); 5 – смещения блоков по латерали; 6 – обвалы единичных крупных глыб; 7 – направленные обвальные шлейфы; 8 – флюидизация в рыхлых отложениях; 9 – озера и крупные реки; 10 – реки и ручьи; 11 – населенные пункты.

Протяженность непрерывно тянущихся участков уступов в пределах массивов составляет 3.5-4.5 км. Происхождение их еще более 50 лет назад было интерпретировано как неотектоническое [Бискэ, 1961] и с этим трудно не согласиться. Повсеместная оглаженность уступов, наличие ледниковой штриховки на них свидетельствует о преимущественно доледниковом их развитии. Под уступами встречаются такие специфические формы рельефа как сейсмогенные рвы в коренных породах, один из которых обнаружен в районе пос. Щелейки и протягивающийся вдоль уступа по его подножью (Рис.2). Гляциальная обработка его бортов подтверждает доледниковое развитие основных деформаций.

Однако, характерные признаки послеледниковоегo сейсмического обновления, как в скальных породах, так и в рыхлых отложениях, свидетельствуют о молодых, послеледниковых движениях импульсного характера. Встреченные в исследованном районе сейсмогенные деформации (в соответствии с терминологией и классификацией А.А. Никонова) в скальных породах включают: 1) трещинообразование или «расщеление» при котором массив горных пород разбивается трещинами растяжения, ориентировка и параметры раскрытия которых соотносятся как с трещиноватостью массива, так и с направлением прохождения сейсмических волн; 2) смещение оторванных от массива блоков по латерали; 3) выбивание скальных фрагментов из массива по латерали (с заклиниванием блоков в массиве после прохождения сейсмического импульса); 4) обвалы единичных крупных глыб с отбросом их от массива; 5) направленные под углом к нормали обвальныe шлейфы. В большинстве случаев деформации представляют собой парагенетически связанные ряды.

Наиболее характерные деформации представлены на условном профиле (рис.2), отражающем типовые соотношения деформаций (фрагменты), неотектонического уступа, наклонных и выровненных скальных поверхностей, аккумулятивных озерных отложений.

Вертикальные неотектонические уступы (рис.2, фрагмент 1) представляют собой вытянутые в субмеридиональном направлении крутые (до 70-80°) стенки высотой от 20 до 50 м. В некоторых случаях уступы ступенчатые за счет отсевших блоков, длиной по 5-10 м и высотой до 2-3 м. Характерный сейсмогенный ров (рис.2, фрагмент 3) пересекает пологий (3-5°) склон, развитый у подножья уступа и ориентирован вдоль него. Глубина рва 3-5 м при ширине 5-8 м и протяженности 30-50 м. Весьма интересной деформационной структурой является «отщеленная» от массива колонна, состоящая из нескольких, стоящих друг на друге блоков, каждый из которых смещен относительно друг друга (рис.2, фрагмент 2). В вертикальных щелях заклинены остроугольные обломки. Высота «колонны» достигает 5 м, а смещение её основания от массива (по субгоризонтальному скальному основанию) – 0.5 м.

Следует отметить, что смещение перекрывающих «колонну» плит направлено по азимуту 20°, т.е. вдоль стенки. Происхождение такой структуры можно объяснить встряхиванием при землетрясении. Вблизи «колонны» наблюдаются блоки, отодвинутые по основанию от стенки в ССВ (20°) и СВ (50°) и заваленные на неё верхней частью. Северо-восточное направление (30-60°) характерно для отброшенных крупных блоков (до 3-4 м в поперечнике) и направленных обвальных шлейфов (50°). В то же время, наблюдаются и явные признаки северных смещений, как у отдельных блоков (до 4 м в поперечнике), выбитых из основания уступа и свободно перемещавшихся по субгоризонтальной поверхности, так и пачки плит высотой около 2.5 м, выколотой из массива на 20-30 см и оставшейся в заклиненном состоянии (рис.2, фрагмент 4). Кроме «свежей» (постледниковой) раздробленности на уступах и вблизи них обнаружены протяженные открытые трещины в береговой зоне Онежского озера (Рис.2, фрагмент 5). Одна из трещин ССЗ простирания (350-355°), протяженностью около 100 м и состоящая из нескольких субпараллельных ветвей шириной по 10-20 см, отсекает блоки шириной 0.5-1 м и длиной до 2 м. Для блоков заметно систематическое смещение с Аз 50-60° до 25-30 см. Направленность смещений в СВ и С направлениях однозначно противоречит возможному ледниковому или гравитационному механизму переноса и может свидетельствовать как о двух последовательных импульсах, так и о сдвиговой кинематике смещений, поскольку они направлены вдоль обновленных

меридиональных уступов. Для определения точного возраста изученных деформаций данных пока недостаточно, однако, по-видимому, сейсмическая активность в районе отмечалась не только в позднеледниковье, в период активной релаксации после таяния ледника, но и продолжалась в голоцене.

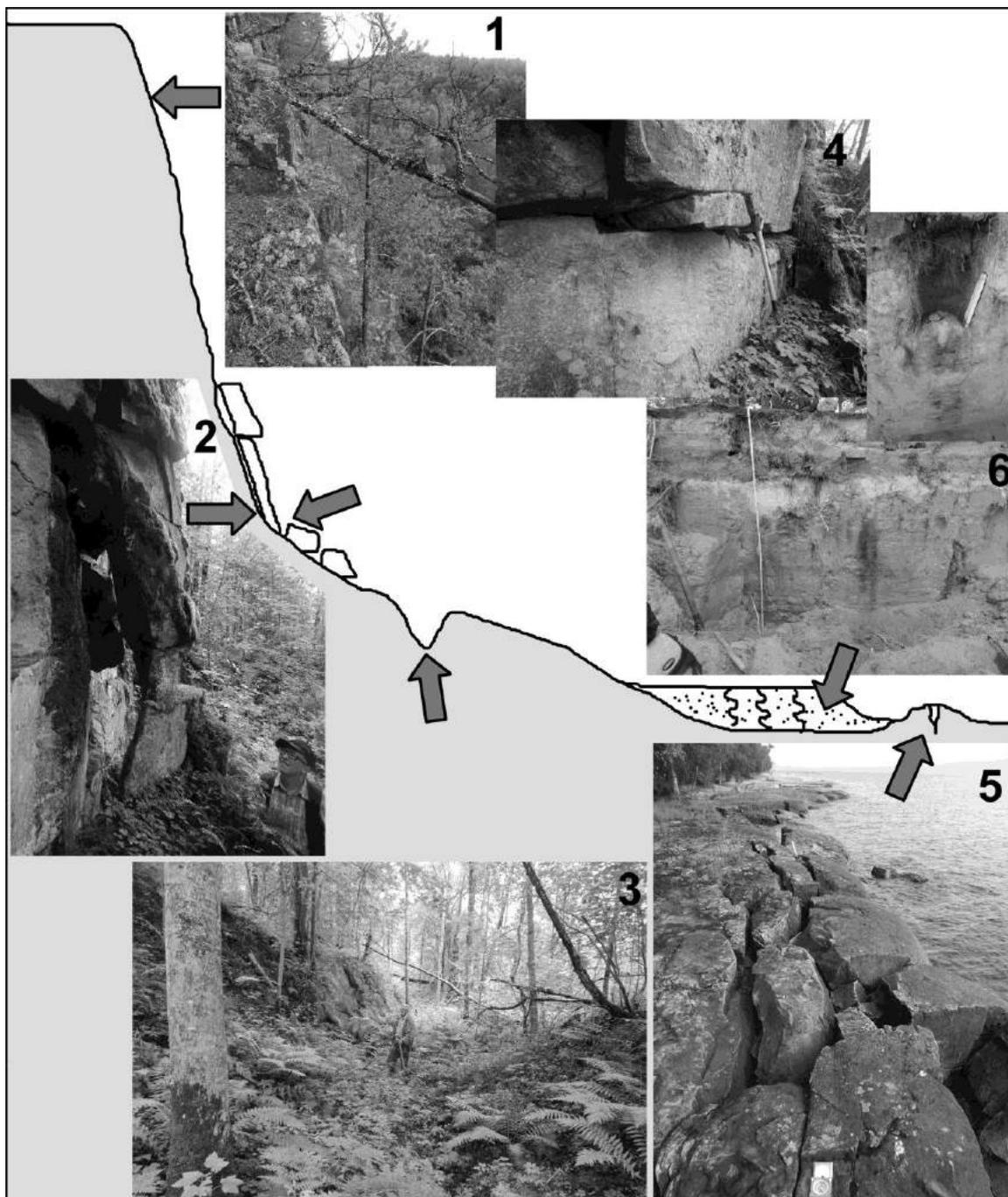


Рисунок 2 - Условный типовой профиль неотектонического уступа с расположением основных деформаций

Об этом свидетельствуют данные Д.С. Зыкова [Зыков, 1997], обнаружившего в отложениях 2.5 метровой террасы гидролакколит, прорывающий толщу песков, характерный для структур liquefaction, свойственных землетрясениям. Нами обнаружены следы активной флюидизации в отложениях той же террасы, развитых на большом протяжении и свидетельствующих о голоценовой тектонической активности. Возраст перекрывающих с размывом отложений около 720 $\pm$ 70 лет ( $^{14}\text{C}$ ) (ИГАН 5118), что определяет верхний предел обнаруженных текстур в рыхлых отложениях.

Литература:

Бискэ Г.С. Роль тектоники в геоморфологии Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Мурманское книжное издательство. 1961. С.32-42.

Зыков Д.С. Об активных структурах и вероятных палеосейсмодеформациях в Карелии // Геоморфология. 1997. №3. С.58-62.

## НОВЕЙШИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИЛАДОЖЬЯ: ВЗГЛЯД СО СТОРОНЫ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

М.В. Шитов,<sup>1</sup> Ю.С. Бискэ,<sup>1</sup> Э.С. Плешивцева,<sup>2</sup> И.В. Сумарева<sup>3</sup>

<sup>1,2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия.  
*envigeo@yandex.ru*, <sup>2</sup> *gbiskeh@yandex.ru*

<sup>2</sup> г. Санкт-Петербург, Россия. *elza-1934@yandex.ru*

<sup>3</sup> ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия. *isumareva@yandex.ru*

Пятьдесят один год назад, при интерпретации разреза Жабинецкого болота в южном Прионежье, Г.С. Бискэ с коллегами [Бискэ, Лак, Лукашов, 1966] столкнулись с противоречием между фактическим материалом и представлениями К.К. Маркова (1934) об одной голоценовой трансгрессии Онежского озера, которая началась, по его мнению, во второй половине суббореала и продолжается на южном побережье до настоящего времени. Оказалось, что изученный разрез сформировался в условиях чередования трансгрессивно-регрессивных фаз в течение почти всего голоцена. Этот и ряд других фактов привели Г.С. Бискэ с соавторами к выводу о влиянии «...молодых дифференциальных глыбовых подвижек послеледникового возраста» [Бискэ, Лак, Лукашов, 1966, с. 181] на характер осадконакопления и высотные отметки древних береговых линий. Год спустя Г.С. Бискэ и Г.Ц. Лак [Бискэ, Лак, 1967] отметили, что так называемый гляциоизостатический перекося крупных внутренних озер в «...значительной степени представляет собою результат перемещения отдельных ... (глыб) земной коры, которые произошли... в самое позднее геологическое время» (с. 210). Эти выводы о новейших дифференцированных движениях как основной причине деформаций береговых линий озер петрозаводские исследователи распространили на северо-восточное побережье Ладожского озера (Лукашов, 1974; Лак, 1974), а затем, в известной монографии [Ладожское озеро, 1978] и на большую часть территории Приладожья. В пределах этой территории они выделили 5 морфоструктур, отличающихся интенсивностью, дифференцированностью, а также направлением новейших движений и, как следствие, характером строения четвертичной толщи. При этом Г.С. Бискэ с соавторами отметили, что влияние «... молодых блоковых движений... прослеживается по деформации такого надежного маркирующего уровня, как микулинская морская межледниковая толща» (с. 64).

Эти представления вступили в кажущееся противоречие с имевшимися на то время данными о скоростях современных вертикальных движений земной поверхности (СВДЗП) Приладожья по данным повторного нивелирования (рис. 1) [Карта..., 1972]. Как видно на рисунке, изолинии современных скоростей имеют северо-восточное простирание и субпараллельный ход, причем нулевая изолиния проходит по створу г. Салми–о. Коневец. Северное Приладожье характеризуется слабыми поднятиями со скоростью около +1.0 мм/г, южное – опусканиями (-2 мм/г), а данные повторного нивелирования хорошо согласуются с уровнемерными наблюдениями на водомерных постах. Современные данные, полученные в результате высокоточного повторного нивелирования в период 1966–1989 гг. в ходе работ треста «Аэрогеодезия» и ПГО «Севзапгеология» (завершены в 1991 г.) опубликованы Ю.

Каккури [Kakkuri, 1997] и С.В.Энман [Энман, 2006]. При некоторых отличиях в рисовке изолиний, на картах указанных авторов в северном Приладожье (рис. 1) отчетливо фиксируется область дифференцированных поднятий со скоростью +4 мм/г, причем на карте Ю. Каккури зона максимальных горизонтальных градиентов (сгущение изолиний) приходится на узкую 20-километровую полосу северо-восточного побережья Ладожского озера в районе Сатули–Ууксу–Питкяранта. Этот район соответствует месту сочленения Приладожской, Салминской и Ладожской морфоструктур, характеризующихся разнонаправленными движениями [Ладожское озеро..., 1978]. На карте С.В. Энман отмечается стабильная область с нулевой скоростью в районе г.Приозерска и сложный, не субпараллельный, ход изолиний; юго-восточное Приладожье (Олонецкая морфоструктура) характеризуется слабыми опусканиями. На первых картах, построенных с использованием GPS/GNNS-технологий [Прилепин и др., 2002] указанные особенности хода изолиний менее заметны, хотя область дифференцированного поднятия Северного Приладожья распознается вполне надежно; фиксируемое, якобы, аномальное поднятие о. Валаам со скоростью +7 мм/г является, видимо, недостоверным. Таким образом, последние данные о СВДЗП Приладожья подтверждают существование дифференцированных движений, общий план которых, в целом, совпадает с очертаниями морфоструктур по Г.С. Бискэ с соавторами. Деформации микулинской морской (мгинской) межледниковой толщи были установлены Г.С. Бискэ с соавторами по данным геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 (И.С.Недригайлова, 1976) на площади Олонецкого листа по изменениям абсолютных отметок подошвы толщи. Были выявлены две области проявления разнонаправленных четвертичных движений. Отрицательных – в пределах Олонецкой морфоструктуры и положительных – в районе пос. Погранкондуши, причем амплитуда колебаний отметок подошвы мгинской толщи составила 85 м. Следует отметить, что мгинская толща часто компенсирует домикулинский палеорельеф за счет резких изменений мощности (иногда в 2–3 раза) при сохранении полноты разреза, а отметки подошвы отражают расчлененность палеорельефа. Кроме того, отложения начальных и конечных фаз развития микулинских палеобассейнов часто представлены не морскими (лагунными), а озерными фациями. Поэтому для реконструкции пост-микулинских деформаций (рис. 2) нами использовались 19 полных разрезов мгинских морских отложений, обеспеченных надежными данными спорово-пыльцевого и диатомового анализов, в которых представлены верхние зоны микулинского межледниковья (M<sub>7</sub>–M<sub>8</sub> согласно В.П. Гричуку, 1961). Последнее условие доказывает отсутствие сколько-нибудь существенной послемиккулинской эрозии. В таком случае можно предполагать, что высотные отметки кровли толщи отражают изохронный уровень палеобассейна, а их изменения – последующие деформации, но не эрозионные врезы в ранневалдайское время. Один разрез – Ладожское озеро, мыс. Осиновец – не соответствует указанным критериям. Ряд из этих разрезов был изучен в палеофитологической лаборатории Ленинградской комплексной геологической экспедиции (ПКГЭ) [Плешивцева и др., 1984; Плешивцева и др., 2002]. Материалы по этим разрезам были нами ревизованы, спорово-пыльцевые диаграммы перестроены и уточнены абсолютные отметки устьев скважин (см. примечание к рис.2).

Как видно на рисунке 2, отметки кровли мгинских отложений в пределах южной части Карельского перешейка к югу от линии г. Выборг–устье р. Бурной изменяются в незначительных пределах: от +10 – (+12) (разрез № 16, № 14) до +13 – (+14) м абс. высоты на северном побережье Финского залива (№ 20, 21, № 22), причем эти разрезы находятся на различных изобазах литориновых береговых линий – от +6 в районе г. Санкт-Петербурга до + 15 м у г. Приморск (рис. 2). Близкие высотные отметки имеет кровля мгинских отложений к юго-востоку от Приневской низменности в стратотипическом разрезе на р. Мга (+11,5 м). На этом фоне выделяется субпараллельная руслу р. Нева ложбина, в которой отметки уменьшаются от (-)3 м абс. высоты на юго-восточной окраине г. Санкт-Петербурга (Рыбацкое, № 28) до (-)10–(-)11 м у юго-западной оконечности Ладожского озера, где указанная ложбина расширяется (г. Петрокрепость – № 24, пос. Синявино – № 25).

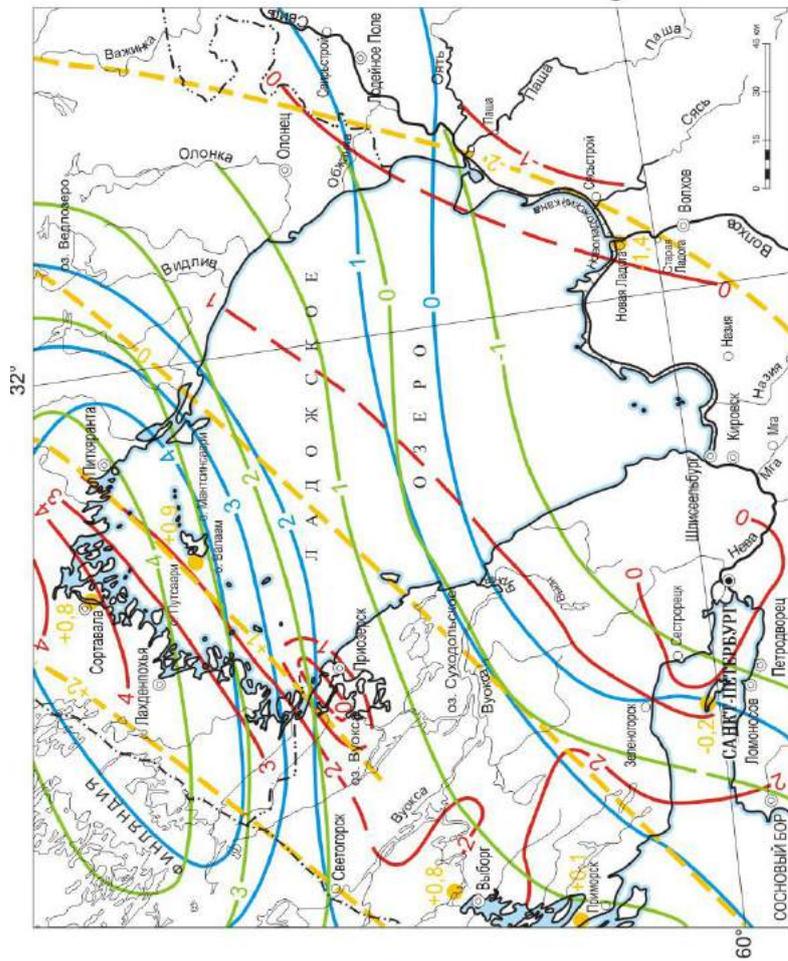


Рис. 1. Изолинии вертикальных скоростей современных движений земной поверхности в представлении различных авторов, мм/год: — согласно [Карта..., 1972]; — J. Kakkuri (1997); — М.Т. Прилепин (2002); — С.В. Энман (2006).

Примечание к рис. 2. Данные об абсолютных отметках кровли морских межледниковых (лгинских) отложений приведены согласно следующим авторам: [Плешивцева и др., 1984; Плешивцева и др., 2002]; дер. Верхняя Видлица (№ 6 на рис. 2), оз. Кавер (№ 8), дер. Васильевский Бор (№ 7), пос. Пески (№ 20), оз. Тохолодское (№ 22), правый берег р. Нева, завод им. Свердлова (№ 23), г. Петрокрепость (№ 24), г. Колпино, Ижорский завод (№ 30), р. Мга (№ 34); (Недригайлова, 1971, 1976); дер. Тигвера (№ 2), оз. Кархунлампи (№ 3), 4 — пос. Погранкондули (№ 4), оз. Ирizarьви (№ 5), дер. Сосновы Бор (№ 7); (Соколова и др., 1972) — пос. Красносельское (№ 14); (Лаврова, 1962) — пос. Денисово (№ 16); (Краснов, Рейнке, 1936) — Ладожское озеро у маяка Осинцев (№ 19); (Вишневская и др., 1973) — пос. Южки (№ 21); (Геоморфология и четвертичные..., 1969) — дер. Синяино (№ 25); (Лаврова, Гричук, 1960) — Рыбацкое (№ 28); (Абакуменко и др., 1977) — г. Приозерск (№ 42).

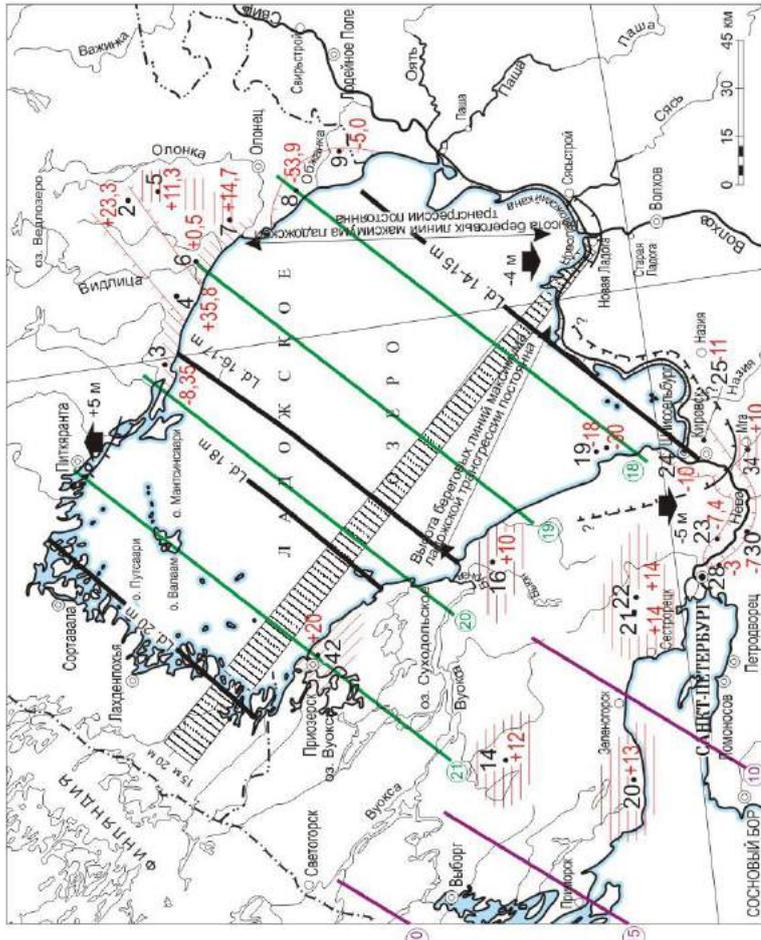


Рис. 2. Пост-микулинские и позднеголоценовые тектонические движения Приладожья и сопредельных районов в представлениях различных авторов. Условные обозначения: 20•+13 — местоположение, номер опорных разрезов и абсолютная отметка кровли мгинских отложений; области пост-микулинских движений: — — относительно стабильные; // — умеренные опускания; / — умеренные поднятия; — — интенсивные опускания; — — интенсивные поднятия; (15) — изобазы (м) береговых линий максимума литориновой трансгрессии (Mietinen, 2004); — — Лд. 18 м — изобазы (м) береговых линий максимума ладожской трансгрессии (Нуурра, 1942); (21) — изобазы (м) береговых линий максимума ладожской трансгрессии (Saarnisto, 1970); — — границы областей позднеголоценовых дифференцированных движений, их знак и амплитуды; — — наклон береговых линий максимума ладожской трансгрессии (Saarnisto, Siirainen, 1970).

То есть, по сравнению с типичными высотными отметками, здесь кровля мгинской толщи понижается на 20–25 м, что нельзя объяснить только неполной компенсированностью домгинского палеорельефа и следует связывать с пост-микулинскими нисходящими движениями. Положительные движения фиксируются в районе г. Приозерска, где кровля мгинских отложений лежит на +20 м абс. высоты (№ 42). Не ясно, с чем связано аномально низкое (до -30) залегание маломощной мгинской толщи в акватории Ладожского озера у мыса Осиневец (№ 19); вероятно, оно отражает рельеф дна мгинского моря, на который наложились позднейшие опускания.

На восточном побережье Ладожского озера реконструированные пост-микулинские движения находятся в полном соответствии с представлениями Г.С. Бискэ с соавторами [1978]. К западу от среднего течения р. Олонка расположена относительно стабильная область с отметками кровли мгинской толщи +11–(+16) абс. высоты (№ 5, №7), к северо-западу от которой фиксируется узкая зона контрастных поднятий северо-восточного простирания (№ 4 – Погранкондуши, № 2 – дер. Тигвера) с отметками +35.8 – (+)23.3 м. Эта зона с северо-запада и юго-востока обрамлена областями умеренных опусканий (№ 3, Кархуналампи – (-) 8.35 м; № 6, верхняя Видлица – (+)0.5 м). Для Олонецкой морфоструктуры характерны интенсивные опускания, которые фиксируются залеганием кровли мгинской толщи на отметках от -54 м (№ 8, оз. Кавер) до -5 м абс. высоты (№ 9, Васильевский бор).

Позднеголоценовые дифференцированные движения Г.С. Бискэ с соавторами [1978] удалось выявить при сравнении абсолютных отметок кровли одновозрастных торфяников (3.3–2.8 тыс. <sup>14</sup>С л.н.), погребенных под отложениями максимума позднеголоценовой ладожской трансгрессии на отметках около 18 м абс. высоты в северо-восточном Приладожье в районе городов Питкяранта–Салми и южного Приладожья на отметках 11.5–13.0 м абс. высоты. Отсюда следует, что максимум трансгрессии имеет близкий возраст в южном и северо-восточном Приладожье, а поднятия амплитудой не менее 5 м – произошли за последние 3000 лет. Судя по современным данным, эти поднятия имеют контрастный дифференцированный характер, а известные схемы изобаз береговых линий не соответствуют действительности (рис. 2). В указанной работе были выявлены и признаки синседиментационных позднеголоценовых нисходящих движений в пределах Олонецкой морфоструктуры, подтвержденные современными данными. Вероятно, именно позднеголоценовыми синседиментационными опусканиями следует объяснять и феномен затопления Приладожских стоянок А.А. Иностранцева в южном Приладожье, культурный слой которых находится на 3.5 м ниже современного уровня воды Ладожского озера. Одним из самых впечатляющих свидетельств позднеголоценовых дифференцированных движений являются разрезы в верховьях Невы на Невском Пятачке, где на отметках 6–8 м абс. высоты накопление торфа началось в пребореальное и закончилось в середине суббореального времени, тогда как в других разрезах Приладожья на тех же отметках наблюдается чередование водных и субаэральных отложений, фиксирующее трансгрессивно-регрессивные фазы на протяжении почти всего голоцена. Столь низкое гипсометрическое положение субаэральных образований на Невском Пятачке является следствием опусканий амплитудой около 5 м в истоках Невы и в юго-западном секторе ладожского побережья на протяжении последних 3500 <sup>14</sup>С-лет (рис. 2).

История четвертичных палеобассейнов Приладожья покрыта ощутимой и вместе с тем трудноуловимой на практике «тектонической вуалью» – влиянием молодых дифференцированных движений, которые, как отметили более полувека назад Г.С. Бискэ с соавторами, затрудняют корреляцию разрезов и усложняют «...интерпретацию геологических данных о геологическом развитии водоема» [Бискэ, Лак, Лукашов, 1966, с. 182].

#### Литература:

Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д. Береговые образования Онежского озера и их связь с неотектоникой / Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, 1966. с. 178–182.

Бискэ Г.С., Лак Г.Ц. О причинах послеледниковых колебаний береговых уровней на юго-восточной окраине Балтийского щита // *Baltica*. Vol. 3. Вильнюс, 1967. С. 203–213.

Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Масштаб 1:10 000 000. Под ред. Ю.А. Мещерякова. ГУГК при СовМине СССР, М., 1972.

Ладожское озеро (развитие рельефа и условия формирования четвертичного покрова котловины). Под ред. Г.С. Бискэ. Петрозаводск, 1978. 208 с.

Плешивцева Э.С., Абакуменко Г.С. Горшкова С.С. Отчет по изучению опорных разрезов четвертичных отложений окрестностей г. Ленинграда. Л., 1984. СЗРФГИ, Инв. № 24556.

Плешивцева Э.С., Ауслендер В.Г., Сенкевич М.А., Гей В.П., Матвеевская И.Н., Науменко А.В. Информационный отчет о результатах работ по «Созданию банка микропалеонтологических данных и уточнению микропалеонтологического обоснования стратиграфии четвертичных отложений Севера и Северо-Запада Русской плиты». Отв. Исп. Э.С. Плешивцева. СПб, 2002. Фонды ФГУП ПКГЭ, № 27290.

Прилепин М.Т., Мишин А.В., Кабан М.К., Баранова С.М. GPS изучение геодинамики Балтийского щита // *Физика Земли*, 2002, № 9, с. 49–58.

Энман С.В. Современные вертикальные движения земной поверхности на Карельском перешейке и близлежащих территориях // *Бюлл. МОИП, отд. Геол.* 2006. Т. 81, вып. 6. С 23–32.

Kakkuri J. Postglacial Deformation of the Fennoscandian Crust // *Geophysica* (1997), 33 (1), p. 99–109.

## ИЗУЧЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА И ЕГО БАССЕЙНА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Н. Б. Лаврова<sup>1</sup>, Л. В. Филимонова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ФГБУН Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, [lavrova@krc.karelia.ru](mailto:lavrova@krc.karelia.ru)

<sup>2</sup> ФГБУН Институт биологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, [filimovaluda@mail.ru](mailto:filimovaluda@mail.ru)

Онежское озеро и его бассейн – уникальная модельная территория (МТ), изучение которой позволило проследить особенности дегляциации, формирования и развития крупного водоема, гляциоизостатического поднятия территории и ее заселения растительностью практически с начальных стадий деградации последнего Скандинавского ледникового покрова. Палеогеографические исследования этого региона имеют более чем 150-летнюю историю. Большой вклад в изучении палеогеографии Онежского озера и его бассейна внесли сотрудники лаборатории четвертичной геологии и геоморфологии Института геологии и лаборатории болотных экосистем Института биологии КарНЦ РАН, в том числе при их совместном сотрудничестве и в содружестве с другими российскими и зарубежными коллегами из Швеции, Финляндии, Чехии и Белоруссии. Получены данные по истории формирования рельефа и четвертичных отложений, а также пространственно-временной динамике растительности на фоне изменения климата, дегляциации территории и трансгрессивно-регрессивной деятельности Онежского озера в позднеледниковье и голоцене. Реконструкции растительности выполнены со среднего дриаса (DR<sub>2</sub> ~ 12000 л.н.) до современности с учетом геоморфологии территории и антропогенного воздействия. Они опираются на 35 спорово-пыльцевых диаграмм (СПД) озерных и озерно-болотных отложений, результаты карпологического анализа (4 разреза) и определения макроостатков

растений (82 разреза). Возраст отложений установлен с применением радиоуглеродного (в том числе AMS датирования), варвометрического и биостратиграфических методов.

Построены уточненные палеоклиматические кривые  $t_{cp}$  января,  $t_{cp}$  июля,  $t_{cp}$  года и среднегодового количества осадков за последние 11000 лет по 4 СПД из заповедника «Кивач» (62°18' с.ш., 33°55' в.д.); проведено их сопоставление с реконструкциями, имевшимися ранее для 4-х других МТ, расположенных в среднетаежной подзоне Карелии, в бассейне Онежского озера. Установлено, что от позднего дриаса ( $DR_3$ ) к оптимуму голоцена (АТ-3) происходило ритмично направленное потепление, а от него к настоящему времени – в целом похолодание. По сравнению с позднеледниковым похолоданием 10500 л.н. в максимум тепла 5500 л.н.  $t_{cp}$  июля увеличилась на 8,5°, января – на 18°,  $t_{cp}$  года – на 12,5°, количество осадков – на 325 мм/год. Осадков в целом выпадало несколько меньше, чем в потепление 6000 л.н. Снижение их количества в это время на фоне максимальных, а затем достаточно высоких температур в интервале 4200–2600 л.н. обусловило установление теплого, но более «сухого» климата в районе исследования [Филимонова, Климанов, 2005].

Проведенное сопоставление реконструкций динамики растительности с палеоклиматическими кривыми [Филимонова, Климанов, 2005], неотектоникой территории [Лукашов, по: Елина и др., 1994], изменением уровня воды в Онежском озере [Девятова, 1986; Демидов, 2005, 2006] и других палеоводоемах [Филимонова, 2010 и др.] позволило получить более полную картину палеогеографической обстановки в районе исследований в позднеледниковье и голоцене.

Анализ полученных и литературных данных свидетельствует о том, что территория южной и восточной Карелии освободилась от материкового льда 13000–14000 л.н. вследствие глобального потепления в интерстадиале бёллинг. Дегляциация котловины Онежского озера проходила довольно быстро (1–1,5 км/год). Она началась ~ 12400 л.н. и закончилась ~ 11600 л.н. [Демидов, 2005, 2006]. В результате в котловине водоема и на прилегающих низменностях сформировалось крупное приледниковое озеро, площадь и уровень которого менялись в зависимости от положения края ледника, гляциоизостатических движений земной коры и эрозионной деятельности в районах порогов стока.

По мере снижения уровня Онежского приледникового озера происходило увеличение площади суходолов, отделение и обособление в депрессиях малых и средних палеоводоемов. В Южном Прионежье некоторые малые озера начали развиваться как самостоятельные уже в среднем дриасе (~ 12 000 л.н.) [Демидов, 2005; Лаврова, Субетто, 2016], а образование озер на Заонежском п-ове происходило на протяжении голоцена [Филимонова, Лаврова, 2015].

Вне акватории Онежского приледникового водоема малые озера в разновозрастных зонах дегляциации возникали гетерохронно и их образование существенно запаздывало относительно убывания ледникового края. Хотя освобождение территории юго-восточной Карелии от ледника произошло 13000-14000 л. н., формирование большинства исследованных водоемов началось только в раннем голоцене, после 10000 л.н. Такое запаздывание было обусловлено ареальным типом дегляциации, при котором обширные площади льда в периферийной части оледенения теряли связь с отступающим ледником. Таяние массивов мертвого льда, погребенного под абляционной мореной, продолжалось в условиях многолетней мерзлоты тысячи лет. Первые малые озера начали образовываться в аллерёде и позднем дриасе. В восточной Карелии наиболее древние датировки донных отложений малых озер, указывающие на время локального таяния массивов мертвого льда, получены в бассейне р. Водла (11365±95 л.н., Ua-12391), озер Тамбичозеро (11635±225 л.н., Ua-14013) и Пичозеро (10500±125 л.н., Ua-14805) [Wohlfarth et al, 1999, 2002, 2004], в южной Карелии – в озерах Гурвич (11500±220 л.н., ТА-1584), Малое Безымянное (11500±150 л.н., ТА-1674) и Суярлампи (11200±200 л.н., ТА-1827) [Демидов, 2005; Лаврова, 2006]. В центральной Карелии, где ледниковое ложе сложено кристаллическими породами докембрия, практически не перекрытыми рыхлыми осадками, не возникало условий для формирования мощного супрагляциального наледникового комплекса отложений, и относительно чистый лед таял быстро, без образования обширных полей мертвого льда.

Озера зарождались здесь практически сразу же после освобождения территории от ледника в депрессиях ледникового и денудационно-ледникового рельефа [Демидов, Лаврова, 2001; Лаврова, Демидов, 2003].

Улучшение климатических условий в голоцене и обмеление малых водоемов вызвало интенсивное развитие в них планктона, бентоса, гигро- и гидрофитов, что способствовало отложению сапропеля. Так, в оз. Малое Безымянное (61°31' с.ш., 33°39' в.д., 280 м н.у.м.) его накопление отмечено с начала пребореального периода (РВ: 10200±150 л.н., ТА-1675), а в озерах Гурвич (61°38' с.ш., 34°17' в.д., 198 м н.у.м.) и Суярлампи (61°30' с.ш., 33°28' в.д., 147 м н.у.м.) с меньшими гипсометрическими отметками – несколько позже (9600±200 л.н., ТА-1583 и 9700±200 л.н., ТА-1687, соответственно) [Лаврова, 2006].

Дальнейшее снижение уровня воды в некоторых водоемах способствовало их зарастанию водно-болотной растительностью, а также последующему их заторфовыванию. В неглубоких депрессиях эти процессы имели место уже в пребореальном периоде. Это подтверждено датированием лежащих на маломощном сапропеле базальных слоев торфа (9950±70 л.н., SU-3585; 9890±70 л.н., SU-3587), отобранных под болотными лесами на территории заповедника «Кивач». Здесь же отложение сапропеля в палеоводоемах Чечкино (62°18' с.ш., 33°59' в.д., 54 м н.у.м.) и Мошкарное (62°17' с.ш., 33°55' в.д., 57 м н.у.м.) началось только в бореале (ВО: 8680±60 л.н., ТА-1506; 8570±130 л.н., ЛУ-2228). В разрезах Пичозеро (67°47' с.ш., 37°25' в.д., 118 м н.у.м.) и Толвосуо (62°16' с.ш., 31°27' в.д., 185 м н.у.м.) с более высокими гипсометрическими отметками базальные слои сапропеля сформировались значительно раньше (9640±205 л.н., Уа-14807 и 9260±170 л.н., ГИН-12150, соответственно) [Филимонова, 2015 и др.].

Торфонакопление в прибрежной части некоторых палеоводоемов началось с ВО-3 (8250±80 л.н., ТА-890; 8130±120 л.н., ТА-1942) [Филимонова, 2010, 2015 и др.]. Для этого времени характерны похолодание климата и уменьшение среднегодового количества осадков, неотектонические подвижки кристаллического фундамента, снижение уровня воды в Онежском озере и других палеоводоемах, а также максимальное распространение среднетаежных сосновых лесов.

В начале атлантического периода (АТ) отмечен подъем уровня воды во всех изученных озерах. Некоторое его уменьшение зафиксировано ~ 6500 и 5900–5800 л.н., увеличение – 6200 и 5750 л.н. Существенное его снижение в АТ-3 (после 5600 л.н.) и в суббореале (SB: 4700–2500 л.н.) вызвало дальнейшее обмеление и окончательное заторфовывание палеоводоемов. Полученные реконструкции сукцессий водно-болотной растительности и пространственно-временной динамики роста ряда болот опубликованы [Филимонова, 2010 и др.].

На исследованных МТ из бассейна Онежского озера выполнены также детальные реконструкции динамики суходольной растительности со среднего дриаса (DR<sub>2</sub>) до современности. Установлено, что расселение растений происходило по мере освобождения территории от ледникового покрова, причем раньше на МТ, удаленных от приледниковых водоемов, образовавшихся при его таянии. На ряде МТ (например, в Заонежье), залитых водами пра-Онежского озера, отмечено запаздывание развития растительного покрова, который изначально мог формироваться только на отдельных островах, поднимавшихся над водной поверхностью. Появление новых участков суши по мере снижения уровня воды в нем способствовало продолжительному существованию здесь палеосообществ, характерных для несформированных почв [Филимонова, Лаврова, 2015]. Кроме того, развитие растительности по отношению ко времени дегляциации задерживалось и на территориях с длительным сохранением массивов погребенного мертвого льда, главным образом в южной и юго-восточной Карелии: МТ Пичозеро [Wohlfarth et al., 2004], Тамбичозеро [Wohlfarth et al., 2002] и ряд МТ на Онежско-Ладожском водоразделе [Лаврова, 2006]. В центральной и западной частях района исследований оно начиналось в основном сразу же после отступления ледника. Распространение и развитие растительности контролировалось как климатическими, так и геолого-геоморфологическими факторами. Первые определили

состав и развитие зональной растительности, а вторые обусловили специфичность растительного покрова изученных МТ.

Согласно данным глобальное потепление в голоцене вызвало постепенную смену перигляциально-степных и тундровых сообществ позднеледниковья лесотундровым березовым редколесьем. Березовые и сосново-березовые редкостойные северотаежные леса появились примерно 9600 л.н. Среднетаежные сосновые леса достигли максимального распространения 8900-8000 л.н. Потепление и увеличение влажности климата в атлантическое время благоприятствовали расселению *Ulmus*, *Quercus*, *Tilia*, *Corylus* и *Alnus glutinosa*, особенно в интервале 7000-6000 л.н. (6580±80 л.н., ЛУ-3422). Растительность приобрела южнотаежный облик. Наряду с сосновыми и сосново-березовыми лесами распространились ельники, которые стали играть доминирующую роль, особенно во второй половине суббореала. В субатлантическое время их доля в составе лесов уменьшилась. Максимальное участие ели в растительном покрове отмечено на МТ Пичозеро. Здесь, а также в отложениях разреза Тамбичозеро, начиная с позднеледниковья до современности, встречались пыльца и устьица лиственницы, произрастающей на юго-востоке Карелии и в настоящее время. В результате суббореального похолодания участие термофильных пород в составе лесов несколько сократилось. До настоящего времени *Tilia cordata* и *Ulmus laevis* в незначительном количестве сохранились в Пудожском флористическом районе. В заповеднике «Кивач» местами произрастают *Tilia cordata* и *Ulmus scabra*. Все три вида еще более представлены в Заонежье, что в значительной степени обусловлено наличием карбонатных и шунгитовых пород. Для последних двух МТ характерны также елово-черноольховые топи. Разнообразны также производные леса, возникшие в результате активной хозяйственной деятельности человека. На основе полученных данных сделаны предположения о возможном существовании поселений в те или иные периоды голоцена. Установлено, что земледелие в Заонежье началось около 1100-900 л.н. (1140±50 л.н., ЛЕ-6531; 950±110 л.н., ЛЕ-6796) [Лаврова и др., 2007; Филимонова, Лаврова, 2015].

*Работа выполнена в рамках ГЗ темы № 0221-2014-0035 и проекта РНФ № 14-17-00766.*

#### Литература:

Девятова Э.И. Природная среда и ее изменения в голоцене (побережье севера и центра Онежского озера). Петрозаводск: Карелия, 1986. 110 с.

Демидов И.Н. Деградация последнего оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 134–142.

Демидов И.Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 171–180.

Демидов И.Н., Лаврова Н.Б. Строение четвертичного покрова бассейна р. Водла (Восточная Карелия) и особенности развития растительности в поздне- и послеледниковье // Национальный парк Водлозерский: природное разнообразие и культурное наследие. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 49–60.

Елина Г.А., Филимонова Л.В., Кузнецов О.Л., Лукашов А.Д., Стойкина Н.В., Арсланов Х.А., Тертичная Т.В. Влияние палеогидрологических факторов на динамику растительности болот и аккумуляцию торфа // Ботан. журн. 1994. Т. 79. № 1. С. 53–69.

Лаврова Н.Б. Некоторые особенности состава спорово-пыльцевых спектров позднеледниковых отложений Олонецкого плато // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 183–188.

Лаврова Н.Б. Демидов И.Н. Особенности зарождения малых озер юго-восточной окраины Фенноскандии в позднеледниковье и раннем голоцене // Теоретические и прикладные проблемы современной лимнологии. Минск, 2003. С. 166–168.

Лаврова Н.Б., Субетто Д.А. Палинологическая характеристика ленточных глин Онежского приледникового озера (новые данные) // Тр. междунар. конф. «Палеолимнология Северной Евразии. Опыт, методология, современное состояние». Якутск, 2016. С. 119–122.

Лаврова Н.Б., Демидов И.Н., Спиридонов А.М., Герман К.Э., Мельников И.В. К вопросу о начале земледелия на севере Онежского озера по палинологическим данным // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск; КарНЦ РАН. 2007. С. 194–206.

Филимонова Л.В. Динамика уровневого режима, зарастания и заторфовывания палеоводоемов заповедника «Кивач» на фоне изменений природной среды за последние 11500 лет // Направления исследований в современном болотоведении России / Ред. Т. К. Юрковская. Санкт-Петербург – Тула, 2010. С. 113–126.

Филимонова Л.В. Изменения климата, гидрологии и растительности в позднеледниковье-голоцене в бассейне Онежского озера // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Всерос. конф. «Марковские чтения 2015 года». М.: Географический факультет МГУ, 2015. С. 216–218.

Филимонова Л.В., Климанов В.А. Изменение количественных показателей палеоклимата в среднетаежной подзоне Карелии за последние 11000 лет // Тр. КарНЦ РАН. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 112–120.

Филимонова Л.В., Лаврова Н.Б. Палеогеография Заонежского полуострова в позднеледниковье и голоцене // Тр. КарНЦ РАН. № 4, сер. Биогеография. 2015. С. 30–47. doi: 10.17076/bg22.

Wohlfarth B., Bennike O., Brunberg L., Demidov I., Possnert G., Vyahirev S. AMS <sup>14</sup>C measurements and macrofossil analyses of a varved sequence near Pudozh, eastern Karelia, NW Russia // *Boreas*. Vol. 29. Oslo, 1999. P. 575–586.

Wohlfarth B., Filimonova L., Bennike O., Björkman L., Lavrova N., Demidov I., Possnert G. Late-Glacial and Early Holocene Environmental and Climatic Change at Lake Tambichozero, Southeastern Russian Karelia // *Quaternary Research*. N 58. P. 2002. P. 261–272.

Wohlfarth B., Schwark L., Bennike O., Filimonova L., Tarasov P., Björkman L., Brunberg L., Demidov I., Possnert G. Unstable early-Holocene climatic and environmental conditions in northwestern Russia derived from a multidisciplinary study of a lake-sediment sequence from Pichozero, southeastern Russian Karelia. // *The Holocene*. Vol. 14. N 5. 2004. P. 732–746.

## **ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МАЛЫХ ОЗЕР ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ КАК ИНДИКАТОР РАЗВИТИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ–ГОЛОЦЕНЕ**

**А.В. Воробьева<sup>1</sup>, А.А. Потапович<sup>2</sup>, А.Г. Рюмин<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург, Россия. [Vorobeva.Alexandra.V@yandex.ru](mailto:Vorobeva.Alexandra.V@yandex.ru)

<sup>2</sup>Петербургская комплексная геологическая экспедиция, г. Санкт-Петербург, Россия. [potapowitch.aleksei@yandex.ru](mailto:potapowitch.aleksei@yandex.ru)

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, г. Санкт-Петербург, Россия. [a.rumin@spbu.ru](mailto:a.rumin@spbu.ru)

**Введение.** Среднее течение реки Свирь в районе г. Лодейное Поле является областью распространения поздне- и послеледниковых отложений, а также древних береговых линий, связанных с различными палеобассейнами и ключевыми палеогидрологическими событиями Онежско-Ладожского перешейка за последние 12 тыс. лет. Такими событиями являются снижение уровня воды ладожского плеса Балтийского ледникового озера, прорыв вод Онежского приледникового озера (ОПО) с образованием р. Свирь и трансгрессивно-регрессивные фазы развития ладожских палеобассейнов в голоцене. Современные

представления о времени возникновения р. Свирь и эволюции позднеледниковых палеобассейнов района основаны на общих представлениях о характере дегляциации Онежско-Ладожского перешейка, а также на данных об изменениях условий осадконакопления донных отложений ОПО и малых озер на его побережье, имевших с ним в прошлом связь и расположенных на различных высотных отметках («изоляционные контакты») [Демидов, 2005, 2006]. Прямых указаний на время формирования р. Свирь – важнейшего элемента современной гидрографической сети северо-запада России – до сих пор не имеется. Среди палеогидрологических событий голоцена выделяются ранне- и позднеголоценовая (так называемая ладожская) трансгрессии Ладожского озера, следы которых в районе наших работ были подробно описаны еще К.К. Марковым [Марков, 1949], а стратиграфия и геохронология изучены недавно М.В. Шитовым [Шитов, 2007]. Как отмечал еще К.К. Марков [Марков, 1949], в среднем течении р. Свирь береговые линии позднеледниковых и голоценовых палеобассейнов имеют одинаковые высотные отметки, что затрудняет реконструкцию изменений уровня воды. Поэтому целью настоящей работы является установление времени возникновения р. Свирь и реконструкция изменений уровней воды голоценовых палеобассейнов района.

**Материалы и методы исследования.** Фактическим материалом послужили результаты спорово-пыльцевого, литологического и геохронологического изучения кернов донных отложений малых озер в районе г. Лодейное Поле. Озера расположены на различных гипсометрических отметках и, как предполагалось при постановке работ, отличаются возрастом образования озерных котловин и характером связи с различными палеобассейнами (Рис. 1). Между озерами были проведены геолого-геоморфологические маршруты, а в ур. Каннома в береговом обрыве р. Свирь в серии расчисток был описан опорный разрез протяженностью около 100 м. Образцы илов получены в ходе полевых работ 2012–2013 гг. отрядом комплексной партии ОАО "Севзапгеология" под руководством А.А.Потаповича. В 126 образцах были определены ископаемые споры и пыльца (палинологи – Э.С. Плешивцева и Л.В.Филимонова), по базальным слоям сапропелей в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований им. Кёппена было получено 5 радиоуглеродных датировок. Предварительное палиностратиграфическое расчленение разрезов производилось Э. С. Плешивцевой, Л.В. Филимоновой и М.В. Шитовым. Для выявления изменений условий седиментации (палеогидрологических событий) использовались литологические методы, включавшие определение гранулометрического состава терригенной составляющей илов, гигроскопической влажности и потерь при прокаливании (ППП) при 550°C и 900°C. Гранулометрический состав терригенной составляющей илов определен на лазерном анализаторе *Shimadzu SALD-2201* в лаборатории кафедры почвоведения СПбГУ под руководством А.Г. Рюмина. Статистическая обработка производилась при помощи программы GRADISTAT [Blott, 2001]. Результаты гранулометрического анализа представлены в виде 3 фракций, границы между гранулометрическими классами и наименование смешанных пород приведены согласно Л.Б. Рухину [Рухин, 1969].

**Результаты и их обсуждение.** Район исследования располагается на левом берегу р. Свирь ниже г. Лодейное Поле к северу от пос. Шамокша. Как видно на Рис. 1, здесь распространена наклоненная к северо-западу в сторону р. Свирь террасированная равнина. Нижняя терраса с тыловым швом на отметке около 10 м абс. высоты имеет региональное распространение и после работ К.К. Маркова [Марков, 1949] надежно связывается с позднеголоценовой ладожской трансгрессией; в пределах этой террасы расположено оз. Охтальское. Озера Цыганское и Глухое имеют урез воды 12–13 м и располагаются на поверхности террасы, площадка которой имеет отметки 12–15 м абс. высоты. К востоку и юго-востоку от этих озер на ее поверхности фиксируется валообразное возвышение, гряда относительной высотой до 5 м (абс. отметки до 20 м), которое протягивается в виде дуги параллельно современному руслу р. Свирь. Разрез этой террасы можно наблюдать в береговом обрыве р. Свирь в ур. Каннома в 2 км ниже г. Лодейное Поле, где в основании

залегают ленточные глины, которые с несогласием перекрыты грубозернистыми косослоистыми песками с большим количеством гравия и гальки. Контакт косослоистых песков с вышележащей толщей имеет сложную морфологию, местами в приконтактной зоне материал сложно деформирован. Венчают разрез зеленовато-серые алевриты с дресвой и галькой, иногда валунами кристаллических пород. Образование верхней пачки, вероятно, связано с субаэральными обстановками осадконакопления. Верхняя пачка и подстилающие

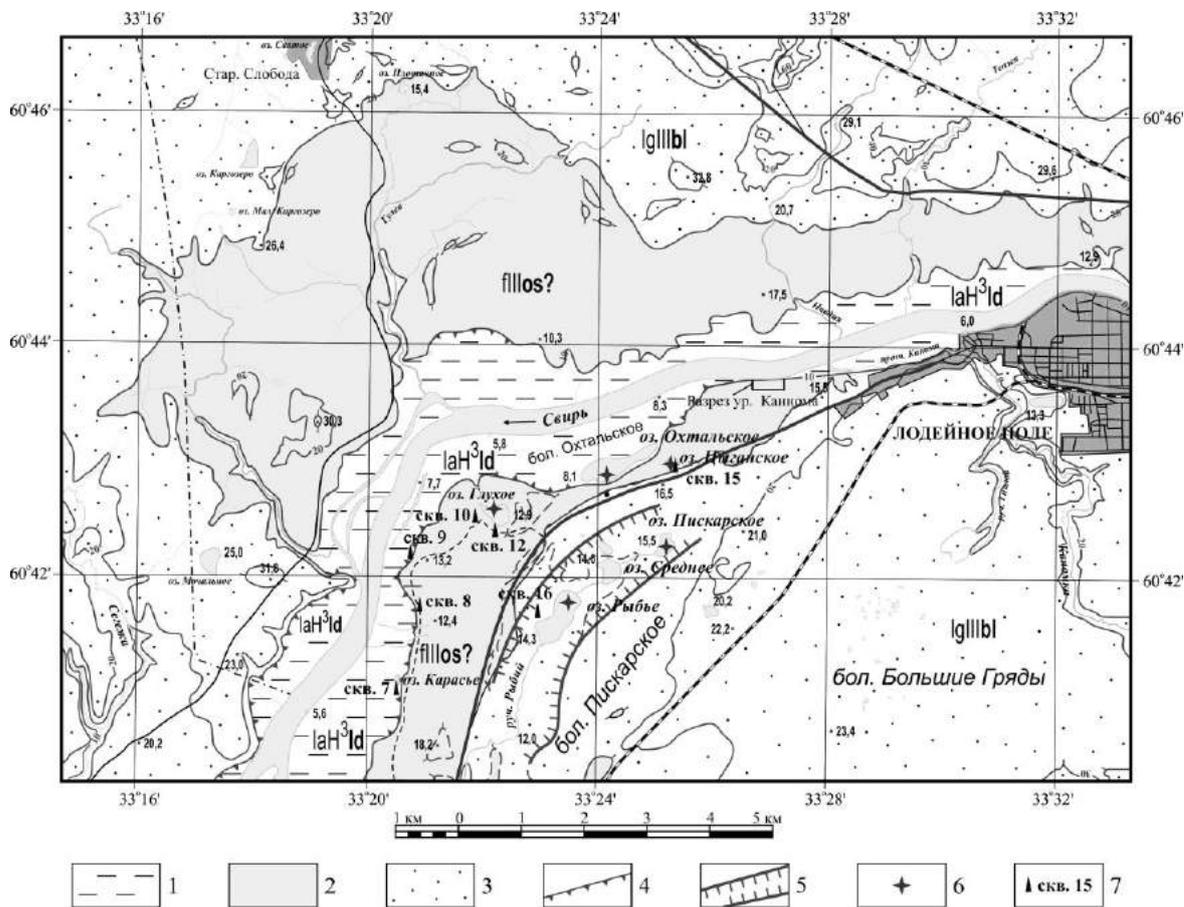


Рисунок 1. - Фактические материалы и основные черты геологического строения района

1 – терраса позднеголоценовой ладожской трансгрессии (около 10 м абс. выс.); 2 – предполагаемая флювиогляциальная дельта (долинный зандр) пра-Свири (12–20 м абс. выс.); 3 – терраса Балтийского ледникового озера (20–30 м абс. выс.); 4 – абразионные уступы; 5 – предполагаемое полупогребенное русло пра-Свири; 6 – скважины на акваториях малых озер; 7 – скважины на побережьях малых озер. **Индексы стратиграфо-генетических подразделений:** lgllbl – гляциолимний Балтийского ледникового озера (пески мелко- среднезернистые, супеси, суглинки горизонтально слоистые); flllos? – предполагаемый гляциофлювиал прорыва Свири (галька, гравий, пески крупно- и среднезернистые косослоистые); laH³ld – лимноаллювий ладожской трансгрессии (гиттии, алевриты).

ее косослоистые пески криотурбированы, в них наблюдаются псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, вертикальной протяженностью до 4 м. Образование указанной террасы, вероятно, связано с прорывом р. Свирь и возникновением долинного зандра, прирусловой вал которого и образует упомянутые гряды. За ним располагается терраса с отметками площадки от 15–20 до 30 м абс. высоты. В ложбине, понижении этой террасы, располагается система озер Пискарское–Среднее–Рыбье (Рис. 1).

Результаты палинostrатиграфического расчленения и литологического изучения донных отложений приведены на рис. 2. Наибольшим постоянством изученных характеристик отличаются донные отложения озер Охталское и Рыбье, которые находятся, соответственно, на самых низких и самых высоких гипсометрических отметках. Донные отложения озера Охталского сложены обедненными сапропелями. Терригенная

составляющая осадка представлена плохосортированными глинисто-песчаными алевритами. По данным спорово-пыльцевого анализа (СПА) выделяются отложения суббореального и субатлантического периодов, а по основанию сапропелей получена датировка 3900±120 л.н. (ЛУ-6982). Очевидно, осадконакопление в этом озере началось незадолго до максимума ладожской трансгрессии и без каких-либо существенных изменений продолжается на протяжении 4 тыс. лет. Почти столь же стационарный режим седиментации фиксируется и в донных отложениях озера Рыбье (урез воды – 14,3 м).

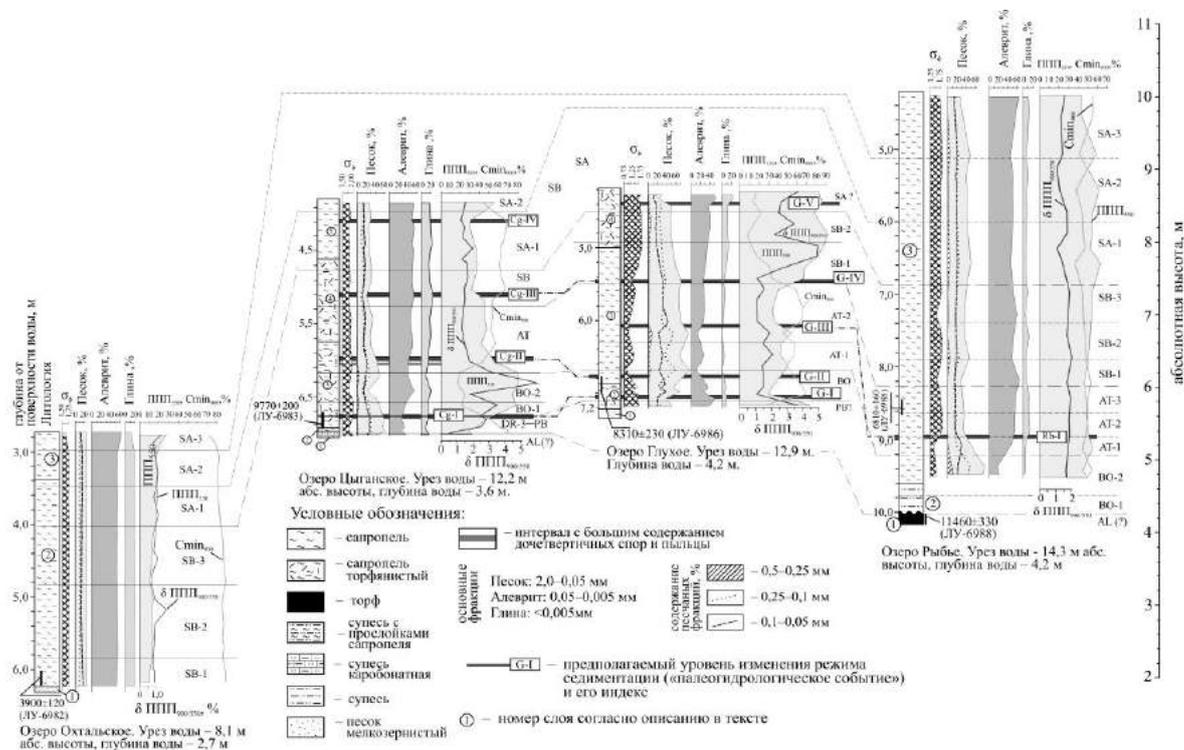


Рисунок 2.- Палиностратиграфия, литологический состав и уровни с изменениями режима седиментации в донных отложениях малых озер (по М.В. Шитову)

По торфу в основании сапропелей получена датировка 11460±330 л.н. (ЛУ-6988), что соответствует аллерёду. Отложения позднего дриаса и пребореала отсутствуют, а толща сапропеля имеет бореально-субатлантический возраст. В этом разрезе фиксируется одно палеогеографическое событие на границе раннего и среднего атлантического подпериодов. Иной характер изученные характеристики имеют в озерах, занимающих промежуточное высотное положение на отметках около 12–13 м абс. высоты. Так, в озере Цыганском (Рис. 2) на известковистой супеси (1) с аллередскими спорово-пыльцевыми спектрами залегает супесь с прослойками сапропеля (2) и сапропель, по основанию которой получена датировка 9770±200 л.н. (ЛУ-6983). Исходя из результатов СПА слой (2) и основание слоя (3) относятся к позднему дриасу–пребореалу. Выше по разрезу залегает бореально-субатлантическая толща илов. В разрезе донных отложений оз. Глухое фиксируется слой пребореальной супеси (1), перекрытой бореально-субатлантическими сапропелями, по основанию которых получена датировка 8310±230 л.н. (ЛУ-6986). Судя по данным СПА и радиоуглеродного датирования, котловины озер предположительно образовались уже в аллерее. Сокращенный разрез или отсутствие отложений позднего дриаса и пребореала указывает, видимо, на осушение озер в конце позднеледниковья; в бореальное время котловины озер вновь обводнились. По данным литологического анализа фиксируется несколько изменений режимов седиментации, которые могут иметь как климатогенную, так и гидрографическую природу, связанную с эволюцией р. Свирь. Четко фиксируются события на границе бореального и атлантического периодов, которые можно связывать с

завершением позднеледникового–раннеголоценового трансгрессивного этапа развития Ладожского озера. События, которые фиксируются на рубеже ранне- и среднеатлантического подпериодов, скорее всего, имеют климатогенную природу. События на границе атлантика и суббореала можно связывать с ладожской трансгрессией, которая, в таком случае, проявилась на отметках около 13 м абс. высоты. В субатлантическое время фиксируется, видимо, завершение ладожской трансгрессии.

**Заключение.** Таким образом, судя по данным спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализов, котловины оз. Цыганского и оз. Рыбьего были заложены предположительно еще в аллереде, в безледный холодный период, во время которого уровень озерно-ледникового палеобассейна опустился ниже 12–13 м абс. высоты, причем котловины имеют разное происхождение. Отсутствие отложений дриаса указывает, видимо, на осушение озер в конце позднеледникового–начале голоцена. Отложения позднего дриаса и пребореала обычно имеют сокращенную мощность, а более полный разрез начинается с бореальных отложений, когда котловины озер вновь обводнились и установился стационарный режим озерной седиментации. По данным литологического анализа фиксируется несколько изменений режимов седиментации, связанных с климатическими и гидрографическими причинами. Среди последних гидрогенные установлены только в озерах с урезом воды 12–13 м, где выявляются следы позднеголоценовой ладожской трансгрессии, а уже в оз. Рыбьем с урезом воды 14.3 м влияние ладожской трансгрессии на режим седиментации не фиксируется.

*Работа выполнена в рамках исследовательской практики по четвертичной геологии Института наук о Земле СПбГУ под руководством М.В. Шитова.*

Литература:

Демидов И.Н. Деграляция поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005 г. С. 134–142

Демидов И.Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006 г. С. 171–178.

Марков К.К. Послеледниковая история юго-восточного побережья Ладожского озера // Вопросы географии. Выпуск 12. 1949. С. 213–220

Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Издание 3-е. Л., «Недра», 1969. 703 с.

Шитов М.В. Голоценовые трансгрессии Ладожского озера. Автореф. канд. дисс. СПб, 2007. 16 с.

Blott, S.J., Pye, K. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments// Earth Surface Processes and Landforms №26. 2001. pp. 1237–1248.

## **ДАнные ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УЧАСТКА КАРЕЛЬСКОГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ (П-ОВ КИНДО)**

**Е.А. Агафонова, Е.И. Полякова, Ф.А. Романенко**

*МГУ им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, г. Москва, Россия.  
agafonovaelizaveta@mail.ru, ye.polyakova@mail.ru, faromanenko@mail.ru*

Белое море - уникальный арктический водоем, занимающий внутриконтинентальное положение, что не присуще другим морям Арктики. Интерес к динамике природной среды побережий Белого моря существенно вырос в последнее время, что связано с целым рядом

нерешённых и актуальных вопросов палеогеографии поздне- и послеледниковья Беломорского региона [Полякова, 1997]: рельефообразующее значение, хронология и распространение последнего оледенения; реконструкции изменений уровня моря в голоцене и его прогноз; роль дифференцированных гляциоизостатических и собственно тектонических движений в формировании рельефа.

Кандалакшский залив приурочен к древнему докембрийскому грабену, который является одной из крупнейших разрывных структур в зоне сочленения северо-восточной части Балтийского щита и Русской плиты [Балуев и др., 2009]. Характерная черта вертикальных постгляциальных движений на исследуемой территории - их блоковая дифференцированность [Авенариус, 2004, 2005]. Дробление земной коры на блоки в данном регионе происходит преимущественно по древним нарушениям, заложившимся в архее и возрождённым в периоды активизации тектонической деятельности, яркое проявление которой на исследуемой территории запечатлено, в том числе и в виде серии голоценовых сейсмодислокаций, которые выражаются в виде систем ущелий, каменных хаосов и скальных уступов.

Данные диатомового анализа и радиоуглеродного датирования колонок озерно-болотных отложений различных частей Западного Беломорья характеризуют смену режимов развития водоёмов в условиях тектонического подъема, от морского залива до болота и позволяют рассчитывать скорости поднятия. Несколько групп исследователей получили разные кривые изменения уровня моря в голоцене, что подтверждает блоковое строение территории [Колька и др., 2013; Субетто и др., 2012; Романенко, Шилова, 2012 и др.].

В данной работе использовались материалы, собранные в рамках практик и экспедиций кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова в 2015 и 2016 годах под руководством Ф.А. Романенко, Т.Ю. Репкиной, Н.Н. Лугового, Е.И. Игнатова на Карельском берегу Белого моря, в ходе которых удалось пробурить серию скважин (всего 7 скважин общей глубиной около 21 м) и отобрать 192 образца (рис. 1). Основой дальнейших работ послужили данные диатомового анализа колонки озерно-болотных отложений озера Малого Еремеевского о закономерностях изменения видового состава и экологической структуры сообществ диатомовых водорослей при отделении от моря небольших заливов и образовании озер через стадию меромиктического водоема [Agafonova, 2016]. Озеро Малое Еремеевское находится в западной части о. Великого, в понижении скального фундамента, сложенного архейскими гнейсами. О. Великий отделен от полуострова Киндо грабеном Великой Салмы.

Рассмотрим подробнее данные диатомового анализа колонки, пробуренной в ложбине болота Мокрого на высоте 9,6 м на поверхности морской террасы, которая относится к блоку, отделенному от полуострова Киндо грабеном Ершовских озёр (рис. 1).

Диатомовые водоросли изучены в 17 образцах с интервалом опробования 5-20 см. Так как метод радиоуглеродного датирования достаточно длителен, то возраст осадков был определен корреляцией разреза с колонками отложений из разных частей побережья и акватории Кандалакшского залива. По изменению концентраций диатомей в осадках и их таксономического разнообразия, а также по составу доминантов и субдоминантов в колонке было выделено 6 диатомовых зон (ДЗ) (рис. 2).

Диатомовые водоросли изучены в 17 образцах с интервалом опробования 5-20 см. Так как метод радиоуглеродного датирования достаточно длителен, то возраст осадков был определен корреляцией разреза с колонками отложений из разных частей побережья и акватории Кандалакшского залива. По изменению концентраций диатомей в осадках и их таксономического разнообразия, а также по составу доминантов и субдоминантов в колонке было выделено 6 диатомовых зон (ДЗ) (рис. 2).

Диатомовые водоросли изучены в 17 образцах с интервалом опробования 5-20 см. Так как метод радиоуглеродного датирования достаточно длителен, то возраст осадков был определен корреляцией разреза с колонками отложений из разных частей побережья и акватории Кандалакшского залива. По изменению концентраций диатомей в осадках и их

таксономического разнообразия, а также по составу доминантов и субдоминантов в колонке было выделено 6 диатомовых зон (ДЗ) (рис. 2).

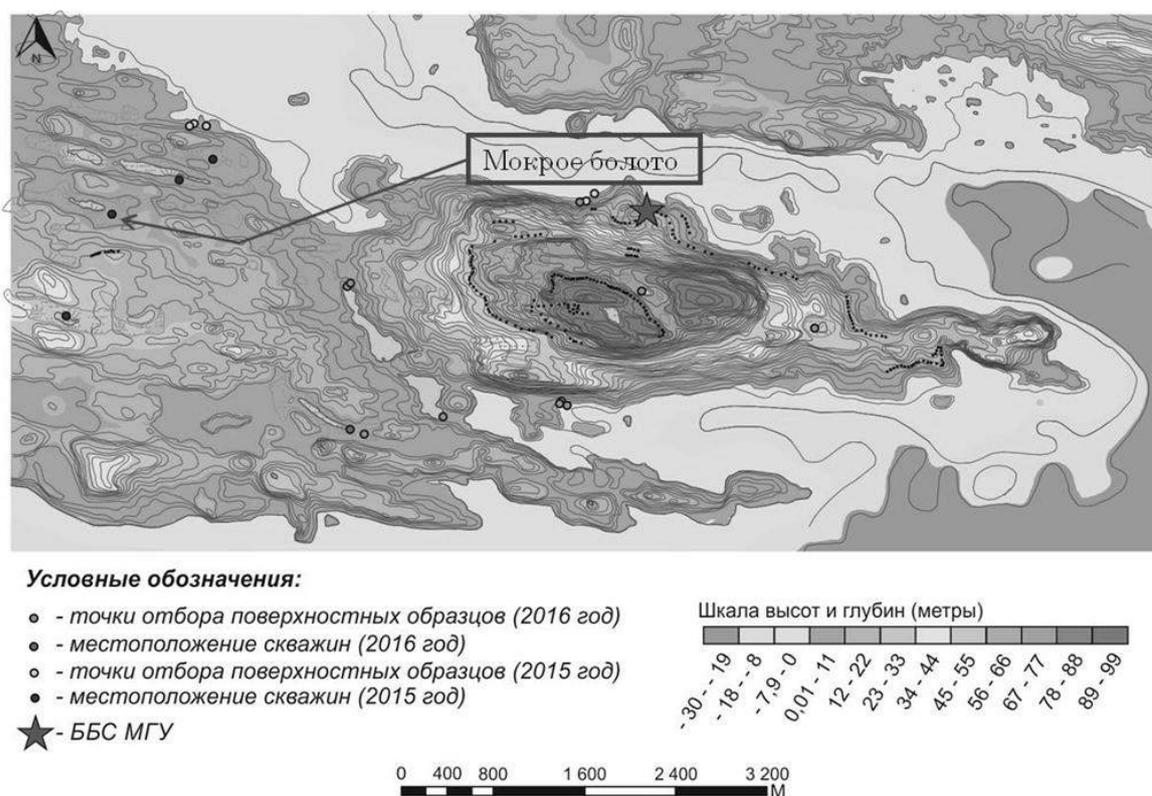


Рисунок 1.- Район полевых работ на Карельском берегу Белого моря

**ДЗ I** (4.03-4.45 м). Для толщи сизо-серого, глинистого песка, залегающей в основании разреза характерны относительно низкие концентрация диатомей и таксономическое разнообразие. Полученные данные позволяют сделать вывод о существовании относительно глубокого открытого морского залива с начала верхнего дриаса.

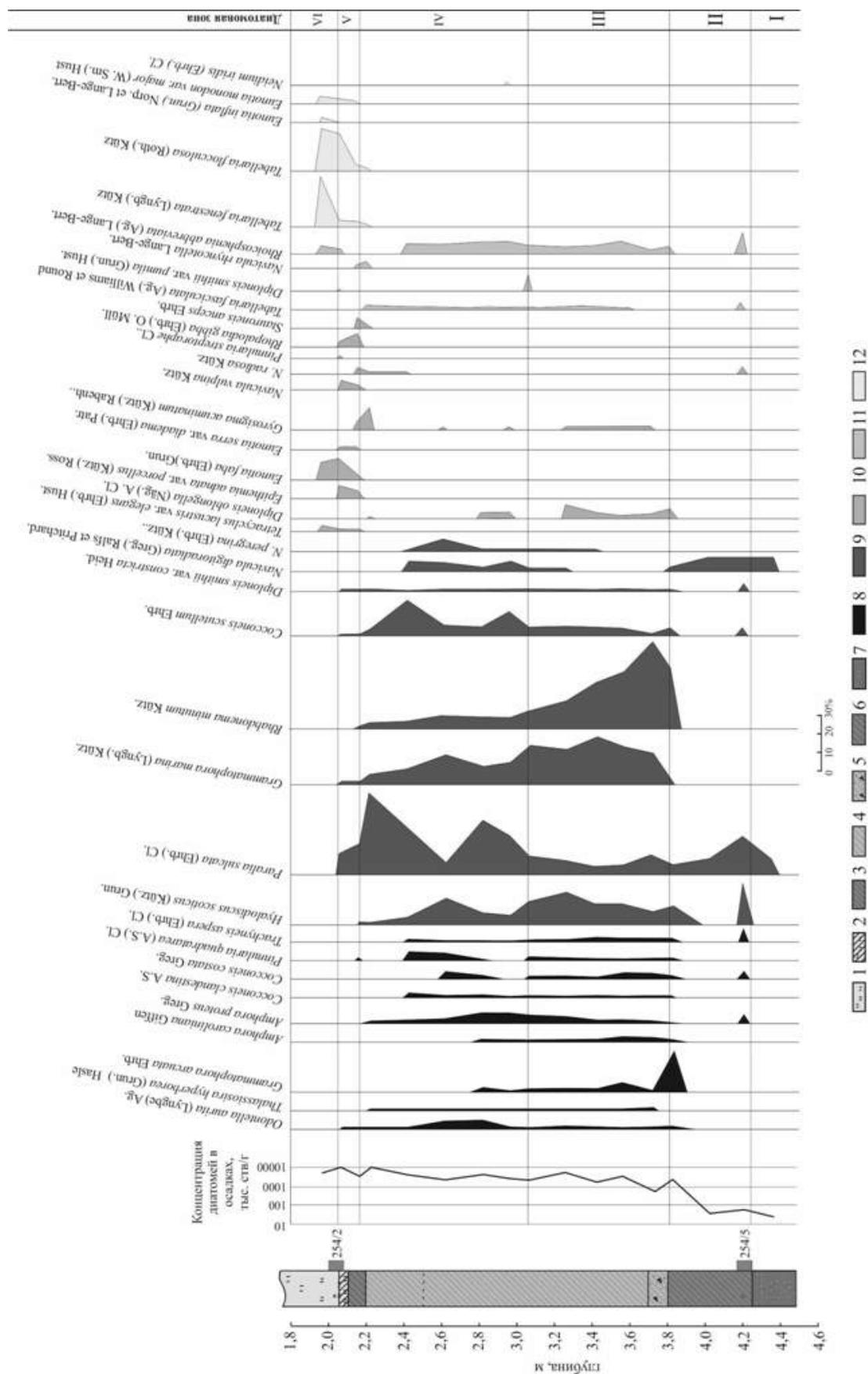
**ДЗ II** (3.75-4.03 м). Перекрывающий нижнюю толщу сапропель содержит в себе богатые диатомовые ассоциации, представленные солоноватоводными прибрежно-морскими видами. При этом до 55% видов – бентосные, в отличие от видов нижележащей толщи, что говорит о том, что к концу верхнего дриаса глубина залива уменьшилась, сохранился приливной водообмен, но происходило некоторое обособление вод котловины.

**ДЗ III** (3.08-3.75 м). Для нижней части залегающего выше сизо-серого сапропеля свойственно наличие как солоноватоводно-морских видов, так и пресноводно-озерных видов. Толще ДЗ III соответствует более мелкий, хорошо прогреваемый водоем, представляющий собой открытую лагуну, которая существовала с начала борельного времени до ранней атлантики.

**ДЗ IV** (2.18-3.08 м). Зона выделена в верхней части горизонта сизо-серого сапропеля и захватывает нижнюю часть серо-коричневого сапропеля. Концентрации створок диатомей максимальные в разрезе. В толще ДЗ IV сокращение планктонных полигалобных и мезогалобных видов и увеличение перифитонных видов говорит о том, что глубина лагуны постепенно уменьшалась к концу атлантического времени.

**ДЗ V** (2,05-2,18 м). В верхней части толщи серо-коричневого сапропеля и нижней торфа в составе диатомовых ассоциаций появляются виды характерные для болот и озёр при этом сохраняются и солоновато-водные виды, хотя их количество продолжает уменьшаться. Исходный водоем потерял связь с приливным водообменом и роль поверхностного стока с суши увеличилась, на поверхности образовался слой пресной воды, а в котловине сохранялась соленая вода.

Рисунок 2.- Распределение диатомей в озерно-болотных отложениях озера Мокрого



Условные обозначения:

Литология: 1 - неконсолидированный торф, 2 - торф, 3 - серо-коричневый сапропель, 4 - сизо-серый сапропель, 5 - сизо-серый сапропель, слабо опесчаненный с редкими зёрнами гравия, 6 - сапропель бирюзово-сизый с тонкой полосчатостью, 7 - песок сизо-серый, глинистый, мелко-среднезернистый, Группы диатомей по галлоности видов: 8 - полигалобы, 9 - мезогалобы, 10 - олигогалобы, 11 - олигогалобы-галлобы, 12 - олигогалобы-галлобы.

Это стадия меромиктического водоема, который существовал с начала суббореального периода.

**ДЗ VI** (1.8-2.05 м). В толще неконсолидированного торфа, в составе диатомовых ассоциаций доминируют пресноводные озерно-болотные виды. Уже в современный этап развития образовалось озеро. В настоящее время озеро постепенно зарастает.

**Таким образом**, к началу суббореального времени была потеряна связь с морем, и произошло формирование меромиктического водоема. За последние 4.5 тыс. лет поверхность поднялась на 7.4 м, следовательно, скорость поднятия с начала суббореального периода около 1.6 мм/год. Исходя из этого, можно сделать вывод, что скорость поднятия морфоструктурного блока, на котором расположено озеро Мокрое значительно меньше скорости поднятия полуострова Киндо [Романенко, Шилова, 2012] и несколько меньше скорости поднятия западной части о. Великого [Agafonova, 2016].

Литература:

Авенариус И.Г. Морфоструктура Беломорского региона // Геоморфология. – 2004. – № 3. С. 48–56.

Авенариус И.Г., Виталь А.Д., Фроль В.В. Новейшие тектонические движения в районе пролива Великая Салма (Белое море)// Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности Российского Севера. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С.9-10.

Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С. Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // Доклады Академии Наук. Серия Геология. Том 427, №3, 2009, с. 348-353

Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Г.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, сер геогр. – 2013. -№ 1. – С.73-88

Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997, 145с.

Романенко Ф.А., Шилова О.С. Послеледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо// ДАН, 2012, том 442, № 4, с. 544–548

Субетто Д. А., Шевченко В. П., Лудикова А. В., Кузнецов Д. Д., Сапелко Т. В., Лисицын А. П., Евзеров В. Я., П. ван Беек (P. van Beek), М. Суо (M. Souhaut), Субетто Г. Д. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // ДАН. 2012. Т. 446, № 2. С. 183–190

Agafonova E., Paleogeography of the northwest coast of the White Sea in the Holocene // The 8th International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference (13-24 June 2016, Novosibirsk, Russia). Novosibirsk. 2016. P. 270-271.

## **ВЛИЯНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТАЁЖНОЕ ЗЕМЛЕДЕЛИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИИ: РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ**

**С. Б. Потахин**

ФГБОУВО «Петрозаводский государственный университет», Республика Карелия,  
Россия. [spotakhin@yandex.ru](mailto:spotakhin@yandex.ru)

В пределах восточной части Фенноскандии имеется ряд палинологических находок, свидетельствующих о времени зарождения земледелия. Так, на неолитических стоянках в юго-западной Финляндии, в местечке Ниускала, был проведен спорово-пыльцевой и радиоуглеродный анализы, позволившие зафиксировать в погребенном пахотном горизонте

пыльцу ржи (*Secale*), овса (*Avena*) и ячменя (*Hordeum*). Найденные зерна являются самыми ранними свидетельствами земледелия в Финляндии [Vuorela, Lempiäinen, 1988]. Исследования, проведенные М. Аалто [Aalto, 1997], дают четкую картину набора агрокультур в железном веке по всей территории Финляндии. В течение всего этого времени в посевах явно доминировал ячмень. М. Раатикайнен [по: Vuorela, Lempiäinen, 1988] утверждает, что ячмень и пшеницу (*Triticum*) на территории Финляндии стали массово выращивать около 1270 г.

В результате проведения спорово-пыльцевого анализа озерных осадков небольших водоемов на острове Килполансаари (современный Лахденпохский район Республики Карелия) выявлены разновременные следы подсечного земледелия: ранние датируются первой половиной I тыс., более поздние — рубежом I–II тыс. лет [Taavitsainen, Ikonen, Saksa, 1994, p. 36–37]. Рожь, пшеница и ячмень выращивались на южном побережье озера Сямозера уже во второй половине IX–X вв., о чем свидетельствуют данные спорово-пыльцевого анализа, приводимые И. М. Экманом и Журавлёвым А. П. [1986]. Возможность выращивания требовательной к теплу пшеницы объясняется более тепло-влажными климатическими условиями этого времени — «малым межледниковьем», или «эпохой викингов».

Территория Заонежья являлась одним из центров зарождения карельского земледелия [Лаврова и др., 2005]. Спорово-пыльцевой анализ образцов, отобранных в отложениях болота Мошгуба на острове Кижы, зафиксировал наличие пыльцы культурных злаков (*Cerealia*) в горизонтах, датируемых 1140±50 л. н. На расположенном к северу острове Волкостров, в разрезе у деревни Шлямино (южная оконечность острова), следы земледельческой деятельности найдены в горизонтах, датируемых 950±110 л. н. Культивировались рожь, ячмень, овес и пшеница. Подсечно-огневое земледелие доминировало на начальных стадиях сельскохозяйственного освоения территории. Под подсеку в основном использовались площади на гляциальных (моренных) отложениях, на которых формировались подзолистые почвы и произрастали преимущественно еловые древостои. Они соответствовали моренным грядам и холмам, например, мысам озер Сямозеро, Ведлозеро и др., на которых была создана система поселений.

Озерные и флювиогляциальные валунно-галечниково-песчаные отложения, представленные в рельефе озерными и зандровными равнинами, озовыми грядами и дельтами ледниковых рек практически не распахивались. На них под сосновыми насаждениям шло образование малоплодородных подзолов, в которых из-за интенсивной инфильтрации отсутствует гумусовый горизонт A<sub>1</sub>. Эти участки при сельскохозяйственном использовании требовали внесения большого количества органического удобрения.

Значительным плодородием отличались хвойные древостои на подбурах, сформировавшихся на элювиально-делювиальных отложениях коренных пород. Однако пересечённый рельеф и обилие каменного материала не способствовало интенсивному земледельческому использованию территории.

Биогенные отложения — торфяники, при условии проведения определённых мелиоративных мероприятий, стали использоваться, например на Олонецкой равнине, лишь во второй половине XIX столетия.

Подсечно-огневые участки (палы), подготовка которых происходила, как правило, в течение двух лет, использовались при обязательной смене культур в среднем четыре года. Урожайность ржи на палах, обогащенных золой, в первый год достигала сам-5–6, на следующий — до сам-3–4. Аналогичная ситуация была с яровым ячменем. Урожай репы, выращиваемой исключительно на подсеках, были довольно большими. Сценарии дальнейшего использования подсечного участка были различны. Заброшенную подсеку повторно могли использовать через 20–40 лет. За это время территория постепенно зарастала лиственной порослью с травяно-злаковым покровом, под которым шло образование дерново-подзолистых почв. Затем под покровом берёзы и осины появлялись хвойные породы. Подсечный участок превращали и в пашенное угодье. Эти участки требовали проведения различных мелиоративных мероприятий: внесение органических удобрений, известкование,

очистку полей от валунно-галечникового материала. В результате формировались антропогенные формы микрорельефа — ровницы, гумусовый горизонт  $A_n$  — пашенный, нивелировался рельеф. Происходило преобразование пашенных угодий в антропогенные суходольные луга. После прекращения выкашивания они зарастают лиственными породами, а в некоторых случаях, минуя эту стадию, хвойными.

Необходимо отметить, что четвертичные отложения отразились и на формировании системы типов заселения. Сельские населённые пункты в основном относятся к озёрному и сележно-озёрному типам. Приозёрные поселения располагаются на моренных холмах, образующих мысы (например, Ангенлахта, Инжунаволок, Курмойла в Сямозерье). Сележно-озёрные и сележные поселения находятся на моренных возвышенностях, например, олонецкие деревни Кимусельга, Кукшегора, Канойла, Теппойла, Дондейла, Чилойла, Веккойла. Разница относительных отметок деревни и близлежащего озера или реки составляет до 50 и более метров.

#### Литература:

Лаврова Н. Б., Демидов И. Н., Спиридонов А. М., Герман К. Э., Мельников И.В. Первые данные геолого-палинологических исследований о начале земледелия в районе Кижских шхер Онежского озера // 10 лет экологическому мониторингу музея-заповедника «Кижский». Итоги, проблемы, перспективы (Материалы научно-практического семинара). Петрозаводск, 2005. С. 31–40.

Экман И. М., Журавлёв А. П. О древнейшем земледелии в Карелии по данным хроно- и биостратиграфических исследований // Геология докембрия Центральной и Южной Карелии: операт.- информ. материалы. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1986. С. 51–54.

Aalto M. The cultivated plants of Finnish Iron Age // Славяне и финно-угры. Археология, история, культура: докл. Российско-Финляндского симпозиума по вопросам археологии / под ред. А.Н.Кирпичникова, Е.А. Рябинина и А.И.Саксы. С.-Пб.: Изд-во «Дмитрий Буланин», 1997. С. 47–61.

Taavitsainen J.-P., Ikonen L., Saksa A. On early agriculture in archipelago of Lake Ladoga // Fennoscandia Archaeologia. 1994. # 11. Pp. 29–40.

Vuorela I., Lempiäinen T. Archaeobotany of the site of the oldest cereal grain find in Finland / I. Vuorela, // Ann. bot. fenn. 1988. 25. # 1. Pp. 33–45.

## ДЕНДРОИНДИКАЦИЯ АНТРОПОГЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ТАЁЖНЫЕ ГЕОКОМПЛЕКСЫ КАРЕЛИИ

С. П. Гриппа

*ФГБОУВО «Петрозаводский государственный университет»*

[sgrippa@rkmil.ru](mailto:sgrippa@rkmil.ru)

### Введение

Антропогенные воздействия, как известно, оказывают существенное влияние на природные геокомплексы, как на зональном, так и на локальном уровнях. Для определения времени начала антропогенного влияния, его продолжительности и последствий можно применять дендроиндикационный метод [Ловелиус, 1979]. Деревья являются биоиндикаторами, которые могут произрастать в различных условиях антропогенного влияния, например: изменения форм рельефа, загрязнения почв и грунтов, искусственного подтопления или осушения и др. Такие деревья реагируют на любые изменения окружающей среды колебанием прироста годичных слоёв. При этом у деревьев, растущих в условиях, отличающихся от фоновых (условно не измененных), изменяются не только показатели радиального прироста годичных колец, но и бонитет древостоя в целом. В процессе освоения

территории интенсивность антропогенного воздействия нарастает. На примере таёжных геокомплексов Карелии это влияние особенно усилилось в индустриальный период, начиная с 1920-1930 гг. Развитие промышленности, сельского и лесного хозяйств, транспортной инфраструктуры, добыча полезных ископаемых, рекреация – все это увеличило нагрузку на геокомплексы.

### **Материалы и методы**

Материалом для анализа в наших исследованиях служили дендрохронологические образцы сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*, L.), которые отбирались в виде кернов с помощью 45-см бурава Пресслера. Отбор кернов велся по двум радиусам с сосен, произрастающих на краю минеральных островов и по окраинам верховых болот (Пряжинский район Республики Карелия), а также на различных участках вдоль автомобильных дорог федерального значения (Пряжинский и Кондопожский районы Республики Карелия). Многочисленный материал, представляющий интерес для исторической географии, был собран в пределах ландшафтного заказника «Говоярви» и посёлка Лоймола (Суоярвский район Республики Карелия), а также в сосновых древостоях Национального парка (НП) «Паанаярви» (Лоухский район Республики Карелия). Годичные кольца измерялись с применением микроскопа МБС-10 (с окулярной линейкой) с точностью до 0.05 мм, а также на сканированных изображениях кернов после соответствующей калибровки измеряемых показателей. Полученные ряды анализировались в виде натуральных данных (программа Statistica), а также переводились в индексы по методу «коридора» [Шиятов, 1970], что позволило сохранить основную периодичность в кривых годичного прироста древесины.

### **Результаты и обсуждение**

Дендроиндикационный анализ показал, что при осуществлении осушительной мелиорации, строительстве дорог, дамб, водохранилищ, при проведении различных сельскохозяйственных и лесохозяйственных работ, деревья реагируют резким увеличением или уменьшением прироста годичных колец в результате меняющихся условий среды обитания древостоев. Замечено, что сосны, растущие в условиях переизбытка увлажнения, имеют угнетённый прирост – узкие годичные кольца. При понижении уровня воды в болотах в результате осушительной мелиорации, сосны начинают прирастать интенсивнее, улучшается бонитет древостоя, а деревья, растущие на краю торфяников, реагируют резким увеличением ширины годичных колец. Уровень грунтовых вод на осушаемых болотах за вегетационный период понижается от 14 до 32 см, при мелиорации заболоченного леса – до 20 см, [Пьявченко и др., 1980]. Исследования в районе Важинских и Чиккерских болот (Пряжинский район Республики Карелия), подвергавшихся в 1970-1980-е годы осушительной мелиорации, показали существенное увеличение прироста годичных колец сосняков в течение 3-5 лет после начала мелиоративных работ, средние приросты увеличились в 2-4 раза – с 0.5-1.0 мм до 2.0-4.0 мм. В своей работе Г. А. Исаченко (1998) обратил внимание на тот факт, что чем старше деревья на торфяниках, тем слабее они реагируют на осушение. По его мнению, хвойные леса сфагнового типа старше 120 лет почти не чувствительны к осушению. В наших же исследованиях возраст деревьев, с которых были получены образцы, составляет 150-160 лет и они достаточно активно реагируют на изменение увлажнения грунтов. Как отмечает Г. А. Исаченко (1998, с. 237), впервые 10-15 лет после мелиорации сосняки растут быстрее, а снижение приростов начинается во втором десятилетии после начала осушения, что подтверждается и нашими данными (рис. 1).

Это последующее сокращение прироста древесины может быть обусловлено усилением конкуренции в растительном сообществе в результате сукцессионных процессов, начавшихся из-за изменения режима увлажнения местности, а также зависеть от вторичного заболачивания дренажных канав при прекращении их обслуживания.

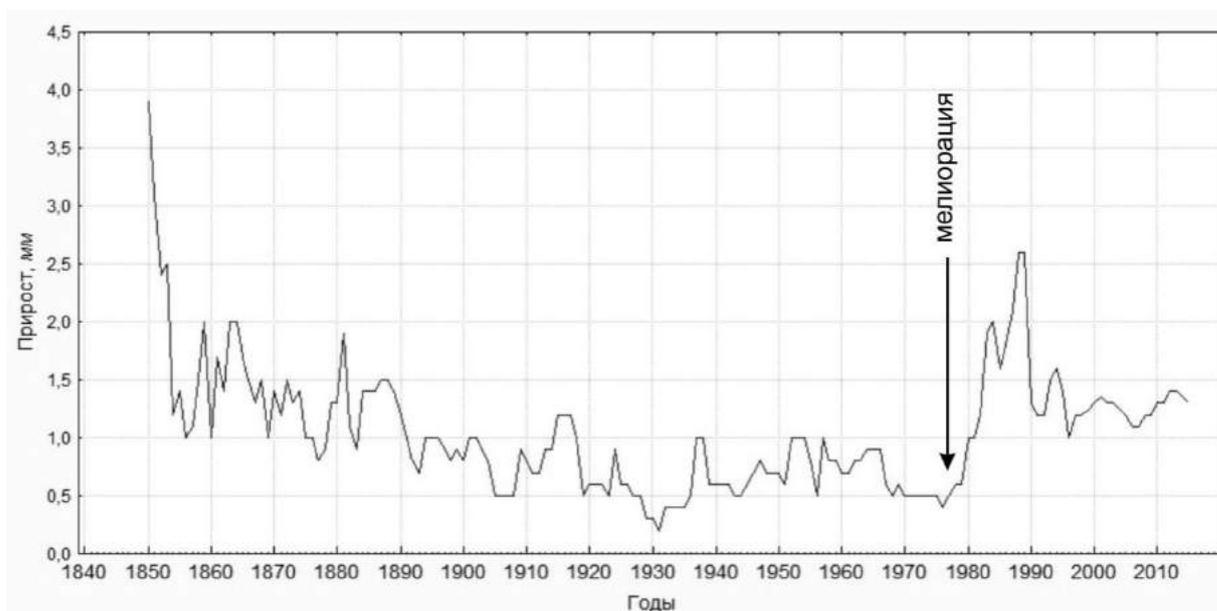


Рисунок 1. - Пример: график прироста годичных колец модельного древостоя в районе осушительной мелиорации

Противоположное явление в знаке и величинах прироста деревьев наблюдается при нарушении стока грунтовых и поверхностных вод во время строительства дорог. Избыточная увлажненность грунтов в районе их прокладки приводит к увеличению стока или застаиванию поверхностных вод. Дорожное полотно, имеющее слоистую насыпную структуру, перекрывает путь воде. Недостаточное количество акведуков, отводных каналов или их отсутствие приводит к заболачиванию древостоев вдоль дорог. При этом уменьшаются средние показатели прироста древесины, снижается бонитет леса, а часто происходит и гибель большого количества деревьев на площадях от 0,05 га до 1,5-2,0 га. Подобные нарушения дискретно отмечаются, например, на автодорогах Санкт-Петербург-Мурманск, Петрозаводск-Сортавала, Петрозаводск-Суоярви.

В аспекте поставленных задач заслуживают внимания результаты исследований в районе Национального парка «Паанаярви». До его формирования в 1992 г. часть территории подвергалась влиянию различных видов хозяйственной деятельности: геологическим изысканиям, заготовке древесины, строительству дорог, созданию Кумского водохранилища. До начала 1960-х годов здесь осуществлялись даже сельскохозяйственные работы. Старые древостои сохранились лишь на крутых склонах сопок (тунтури) и озовых грядах, в районах россыпей грубообломочных отложений палеосейсмодислокаций, в заболоченных типах местности. Древесные керны отбирались нами в устье р. Оланги, на побережье о. Паанаярви и на склонах г. Кивакки. Полученные результаты позволили определить время и степень антропогенного воздействия на природные комплексы, выявить урочища НП, которые существенно не затрагивались никакими видами человеческой деятельности. Так древостои на склонах г. Кивакки, имеют возраст в среднем 210-315 лет. Возраст сосен, произрастающих вблизи устья р. Оланги – 200-350 лет. Еловые и сосновые древостои вторичных прибрежных лесов о. Паанаярви и р. Оланги – 70-120 лет. На многих графиках приростов годичных колец отмечаются длительные периоды с минимальными показателями, которые переходят в десятилетия с широкими слоями. Максимальный абсолютный прирост колец – 6,5-7,5 мм, зафиксирован у сосен, растущих в 2-5 м от уреза воды, на берегу р. Оланги и о. Паанаярви; минимальный – 0,05-0,1 мм, наблюдаются у древостоев, произрастающих на высоких озерных террасах и на склонах г. Кивакки (рис. 2).

Это последующее сокращение прироста древесины может быть обусловлено усилением конкуренции в растительном сообществе в результате сукцессионных процессов, начавшихся из-за изменения режима увлажненности местности, а также зависеть от вторичного заболачивания дренажных канав при прекращении их обслуживания.

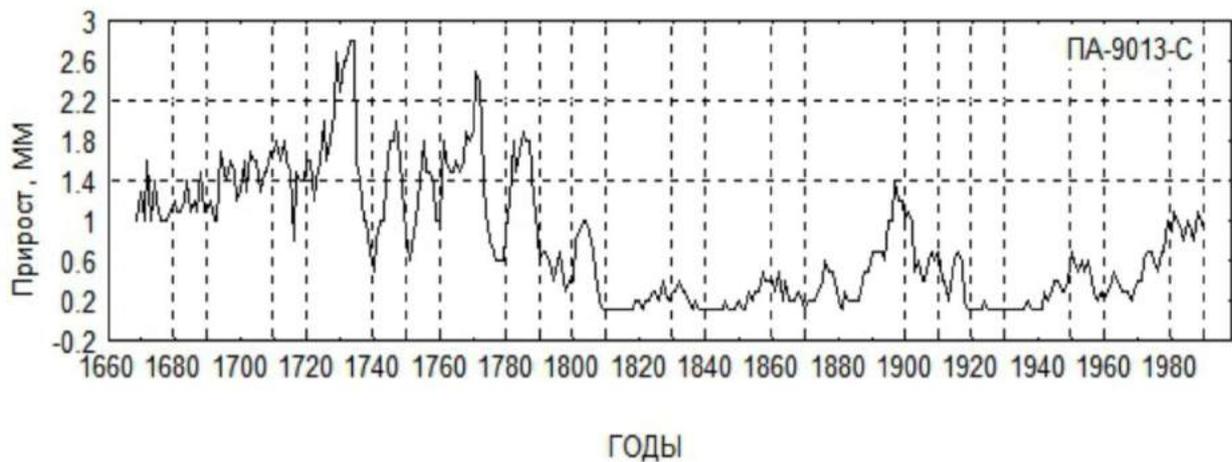


Рисунок 2. - Кривые прироста годичных колец образцов сосен г. Кивакка, НП «Паанаярви»

Многие деревья имеют повреждения в виде «пожарных шрамов», а узкие годовые кольца указывают на длительные периоды угнетения, вероятно связанные с недостатком увлажнения. Однако в 1920-1930 гг. наблюдается первое резкое повышение годовых приростов с большой амплитудой. На это время, вероятно, пришлось выборочная вырубка лесов, а оставшиеся деревья в отсутствие конкуренции и при улучшении освещенности увеличили свой годовой прирост. Обнаруженные гнилые пни с пиленой поверхностью указывают, что там велась лесозаготовка. Второй всплеск приростов мы связываем со строительством Кумского водохранилища в 1968-1969 гг., во время которого произошло повышение уровня озера Пяозеро и изменился гидрологический режим грунтов (рис. 3). В акватории о. Пяозеро и в устье р. Оланги стоят засохшие на корню сосны и ели, погибшие, по данным дендроиндикации, в 1969 г. при подъеме воды Кумского водохранилища.

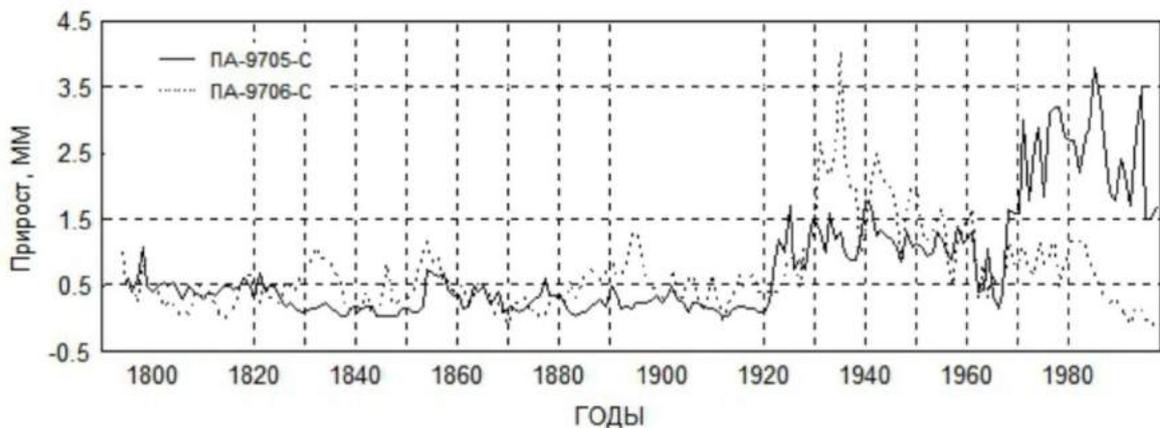


Рисунок 3. - Кривые прироста годичных колец образцов сосен, произрастающие в устье р. Оланги, НП «Паанаярви»

В историко-географических исследованиях представляет большой интерес дендроиндикация сельскохозяйственной деятельности населения в прошлом. Она дает возможность точно датировать период освоения территории. Истоцившиеся через 1-3 сезона поля забрасывались, и они зарастали лесом. Качественно и структурно изменившийся почвенный покров оказывал положительное влияние на прирост появившейся на заброшенных полях древесной растительности. Деревья, произрастающие в таких условиях, как правило, имеют широкие годовые кольца – до 8.0-11.0 мм. Диаметр деревьев достигает 0.5-0.8 м в возрасте менее 50 лет. Подобные древостои встречаются на Заонежском полуострове (Онежское озеро) и прилегающих островах на месте бывших сельхозугодий, а

дендроиндикационный анализ по характерным резким изменениям прироста годичных колец, позволяет определить здесь периоды сельскохозяйственного освоения.

Особенности формирования транспортной инфраструктуры территорий могут фиксироваться в хронологиях годичных колец. Например, установление времени создания дорог в районе ныне нежилого посёлка Толвоярви (сейчас «ландшафтный заказник «Толвоярви»). Местным населением активно использовались естественные возвышенности озовых гряд для прокладки дорог и троп, строительства дамб, на которых со временем укоренялись деревья. Применяя метод дендроиндикации, был установлен период создания дамб озёр Толвоярви и Куйкоярви: он приходится на 1840-1850-е годы.

При анализе различных видов антропогенного воздействия на лесные геокомплексы представляют интерес результаты исследований мест боевых действий, получивших название беллигеративных [Мильков, 1984] или милитаризованных ландшафтов [Исаченко, 1998]. Дендроиндикационные данные, полученные в районе прохождения военных операций у посёлка Лоймола (Суоярвский район Республики Карелия) в 1939 и в 1944 гг., позволили установить особенности размещения военных сооружений и уточнить время их строительства, а также определить период естественного восстановления почвенного покрова, нарушенного в результате боевых действий, и формирование дополнительной слоистости почвенных горизонтов [Щеколдина, Гриппа, 1998].

### **Выводы**

Дендроиндикационный и дендрохронологический методы являются своеобразным инструментом для установления влияния различных факторов – биотических и абиотических, на геокомплексы, в пределах которых имеются соответствующие материалы для исследований – древостои, произрастающие, как в естественных, так и в антропогенно нарушенных местообитаниях. Любое колебание прироста годичных колец деревьев оценивается как отклик на внешнее воздействие, которым может быть: изменение климатических и эдафических условий, а также антропогенное влияние, как прямое, так и опосредованное. Наиболее сильно колеблется прирост древесины в ту или иную сторону при относительно резкой смене условий обитания модельных деревьев в результате антропогенных преобразований в ландшафтах: геоморфологических, гидрологических, эдафических, фитоценологических и других. Тем не менее, при постановке задачи по индикации каких-либо воздействий на древостои, необходимо комплексно использовать ландшафтные, дендрологические, историко-географические и другие данные по исследуемым территориям.

### **Литература:**

Исаченко Г. А. «Окно в Европу»: история и ландшафты. Спб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та. 1998. – 476 с.

Ловелиус Н. В. Изменчивость прироста деревьев: дендроиндикация природных процессов и антропогенных воздействий. Л.: Наука. Лен. отд. 1979. – 231 с.

Мильков Ф. Н. Сельскохозяйственные ландшафты, их специфика и классификация // Вопросы географии, № 124 «Природные комплексы и сельское хозяйство». М.: Мысль, 1984. С. 24-34.

Пьявченко Н. И., Нестеренко И. М., Чесноков В. А. Мелиорация и природа Севера / Н. И. Пьявченко, И. М. Нестеренко, В. А. Чесноков. Петрозаводск: Карелия, 1980. – 77 с.

Шиятов С. Г. К методике расчета индексов прироста деревьев // Экология, 1970, № 3. С. 85-87.

Щеколдина И. В., Гриппа С. П. Изменение ландшафтов в результате боевых действий (на примере Карелии) // Изв. РГО. 1998. Т. 130. Вып. 1. С. 79-83.

# НОВЫЙ ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АТЛАС КАРЕЛИИ

Н.Н. Филатов

*ФГБУН Институт водных проблем Севера, Карельский научный центр РАН,  
Петрозаводск, Россия 185030, Петрозаводск, пр. А. Невского, 50), e-mail:  
nfilatov@rambler.ru*

За прошедшие три столетия с 18 по 21 века для территории современной Карелии издано достаточно большое число атласов, карт и других картографических произведений, библиографическая информация о которых была собрана и опубликована Национальной библиотекой РК в виде библиографического указателя [Картография Карелии, 2014]. Последним печатным географическим атласом Карелии, строго отвечающим определению понятия «Атлас» является «Атлас Карельской АССР», изданный 28 лет назад [Атлас Карельской АССР, 1989], который представлял собой целостное произведение, взаимосвязанных и взаимодополняющих друг друга карт [Атлас Карельской АССР, 1989]. Авторы атласа позиционировали это издание как учебно-справочное пособие, которое было предназначено для изучения физической и экономической географии в общеобразовательных школах и институтах, а также для внеклассной краеведческой работы.

За прошедшие 28 лет со дня издания этого атласа произошли большие изменения. За прошедшие десятилетия в 1991 г. Карельская АССР в составе СССР стала Республикой Карелия в составе РФ, произошли существенные социально-экономические преобразования, построены населенные пункты и дороги, изменились ландшафты при интенсивной вырубке леса, созданы новые особо охраняемые территории (ООПТ) и пр.

Настоящий Атлас представляет собой систему согласованных карт со своей уникальной структурой. Тексты электронного атласа даны в виде небольших справок, но существенно более информативных и современных по сравнению с теми, что были в бумажной версии Атласа 1989 г.

В создании атласа участвовали многие организации Карелии, которые представили свои материалы. Это Институты водных проблем Севера, языка и литературы, геологии, экономики Карельского научного центра РАН, Национальный музей РК, Министерство по природопользованию и экологии РК, Министерство экономического развития РК, территориальный орган Федеральной службы государственной статистики по РК, кафедра географии ПетрГУ.

При разработке Атласа Карелии мы ориентировались на такой источник как электронный атлас России, созданный в МИИГАИКе в 2012 г., учитывали опыт первой пробной версии электронного атласа, созданной специалистами кафедры географии ПетрГУ и ИВПС КарНЦ РАН в 2014 г. по программе стратегического развития. В качестве исходных материалов, наряду с Атласом КАССР (1989) использовались материалы информационно-справочной системы «Озера и реки Карелии» [2001], Каталог озер и рек Карелии [1999], справочника «Озера Карелии» [2013], атласа Онежского озера [2010], учебного пособия для старших школьников «Моя Карелия» и другие источники общегеографической информации.

Атлас Карелии имеет простую программную оболочку в формате HTML, позволяющую открывать и просматривать страницы и отдельные карты, увеличивать и уменьшать изображение карт, осуществлять навигацию по разделам Атласа, картам, легендам, текстам. Разработку дизайна и программной оболочки Атласа выполнила интернет-дизайн студия «МедиаВеб».

Для создания картографических изображений атласа использовалось программное обеспечение ГИС MapInfo. Масштабы карт для атласа определялись их тематическим содержанием, размерами территории и ее географическими особенностями. Учитывая то, что площадь территории Карелии порядка 180,5 тыс. км<sup>2</sup>, достаточно было карт в масштабах 1:1000 000 - 1:3 000 000. В качестве топографической основы использована цифровая

векторная карта М 1:1 000 000, разгруженная по объектному составу и генерализованная. Содержание, технические условия определялись кругом пользователей.

Особенностью создания Атласа - использование мелкомасштабных карт, схем, допускающее их открытое использование в традиционных условных знаках. Пространственные данные сопровождаются атрибутивными текстами, таблицами, графиками, которые включают описательную информацию о географических объектах.

В Атласе представлены материалы, рассказывающие о государственной символике, географическом положении, природе, населении, историко-культурных и природных достопримечательностях, административном и муниципальном устройстве современной Карелии (Рис.).



Рисунок - Начальная страничка электронного атласа Карелии

Раздел «Природа» содержит картографическую и справочную информацию, наиболее полно раскрывающую природные особенности территории Карелии. Он включает в себя современные данные о геологии, минеральных ресурсах, рельефе, климате, водах, почвах, лесах, растительности, ландшафтах и ООПТ.

Особенностью данного проекта является исторический раздел «От Пяти Новгородских до Республики Карелия», посвященный истории системы расселения и административного устройства территории нынешней Карелии. Карельские земли одними из первых вошли в состав Древнерусского государства, и к настоящему моменту Карелия прошла долгий путь политического, социально-экономического и общественного развития в составе России. Геополитическое положение Карелии ее внешние и внутренние административные границы неоднократно менялись, что определялось воздействием внешнеполитических и внутривнутриполитических факторов. Картографические материалы раздела отражают изменение административных границ территории в период с XVI по XX век. Карты сопровождаются хронологическими справками по рассматриваемым периодам.

Логическим продолжением исторического раздела стал справочный раздел Атласа «Муниципальные образования в современной Карелии», включающий в себя картографические материалы, отражающие территориальную организацию местного самоуправления в Республике Карелия – систему городских и сельских поселений, муниципальных районов. В разделе представлен актуальный указатель названий населенных

пунктов, который будет играть роль справочника, что вместе взятое, делает этот электронный Атлас еще более информативным.

В атласе даны ссылки на интернет ресурсы, в которых можно найти информацию о Карелии, которые помогут студентам и школьникам в познании нашего замечательного региона – Карелии, дадут возможность по новому «осваивать географию России», как говорили отцы-основатели Русского географического общества.

Электронный Атлас издан на компакт-дисках. Электронная версия Атласа является информационно-технологическим продуктом, представляющим более широкие возможности в познавательных целях, она заложит основы создания новой современной традиционной бумажной его версии.

При создании нового атласа Карелии мы опирались на разработки Атласа Карельской АССР, в создании которого активное участие принимала Г.С. Бискэ в качестве члена редакционной коллегии, а вместе с А.Д. Лукашовым она - автор геоморфологической карты.

***Благодарности.** Автор выражает благодарность всем создателям атласа и Русскому Географическому обществу за поддержку. Атлас представлен на сайте <http://nwpi.krc.karelia.ru/atlas/>.*

#### Литература:

Атлас Карельской АССР / Отв. Ред. Пейхвассер. М.: ГУГК. 1989. -40 с.

Атлас «Республика Карелия». СПб.: Изд. ФГУП 444 ВКФ, 2003. -136 с.

Атлас Онежского озера. Отв. ред. Н.Н. Филатов. Изд. РИО КарНЦ РАН. Петрозаводск. 2010. – 151 с.

Картография Карелии, Петрозаводск. 2014. -77 с.

Озера Карелии. Справочник. Ред. Н.Н. Филатов, В.И. Кухарев / Изд. РИО Кар НЦ РАН, Петрозаводск. 2013.- 463 с.

Филатов Н.Н. Создание электронной версии географического атласа республики Карелия. Современные проблемы науки и образования. № 5, 2014. <http://www.science-education.ru/119-15236>.

Электронный атлас России. Иллюстрированная картографическая энциклопедия / М.: Ассоциированный картографический центр-М. 2013. <http://www.softlabirint.ru/2014/08/13/>; <http://encarta.msn.com/maps/MapView.asp>

## ЛАНДШАФТНАЯ КАРТА ЗАОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА

**М.С. Богданова**

*ФГБУН Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН,  
г.Петрозаводск, республика Карелия, Россия. [mari-mb@mail.ru](mailto:mari-mb@mail.ru)*

Согласно физико-географическому районированию Северо-Запада России Заонежье относится к Карельской среднетаежной области Восточно-Европейской таежной зоны [А. Исаченко, 2008].

Заонежье расположено в северной части Онежского озера на территории Заонежского полуострова и прилегающих к нему островов Кижского архипелага. В ландшафтной структуре региона преобладают урочища сельг (вытянутых гряд, сложенных плотными кристаллическими породами), равнин на валунных супесях и суглинках, равнин на безвалунных песках и суглинках, а также торфяников (в том числе осушенных и окультуренных).

Существенное влияние на формирование современной ландшафтной структуры описываемой территории оказала смена этнических групп, сопровождающаяся изменением в направлениях хозяйственной деятельности и интенсивности окультуривания земель, а также изменение социально-экономических условий в течение всего времени освоения региона.

При анализе истории освоения Заонежья автором было выделено восемь этапов изменения ландшафтной структуры территории, начиная с эпохи мезолита по настоящее время [Богданова, 2011].

Для изучения современного состояния ландшафтов Заонежья применялся ландшафтно-динамический подход, разработанный Г. А. Исаченко и А.И. Резниковым. Согласно этому подходу признаки элементарных ландшафтов разделяются на признаки местоположений (относительно устойчивые свойства рельефа и подстилающих пород) и многолетних состояний (более динамичные особенности растительности и почв). Местоположения описываются тремя основными признаками: 1) форма или морфологический тип рельефа; 2) состав подстилающих (почвообразующих) пород в верхнем метровом слое; 3) режим увлажнения (степень дренированности). Сеть местоположений формирует «каркас» территории, на котором под влиянием естественных процессов и антропогенных воздействий происходит смена состояний разной длительности – динамика ландшафтов [Г. А. Исаченко, 1998].

Изучение ландшафтов Заонежья проводилось автором в период с 2005 по 2016 гг. При полевых исследованиях применялся метод комплексных описаний элементарных ландшафтов. Всего сделано 1050 ландшафтных описаний, на основе которых была создана база данных «Структура ландшафтов Заонежского гидрографического района (Республика Карелия)» [Богданова, 2014]. Для наиболее репрезентативных ландшафтов региона применялся метод крупномасштабного картографирования ключевых участков.

На основе полевых исследований автором была разработана типология элементарных ландшафтов (местоположений) Заонежья и составлена ландшафтная карта в масштабе 1:200000. На карте отображены 775 контуров, объединенных в 32 типа местоположений, включая 16 их закономерных сочетаний. Сочетания контрастных типов местоположений выделяются в случае, когда масштаб карты не позволяет отобразить чередующиеся с определенной регулярностью мелкоконтурные местоположения. Наряду с природными (не измененными человеком) местоположениями, на карте выделено 14 типов антропогенно-модифицированных местоположений, возникших в ходе длительного сельскохозяйственного использования и/или осушения, а также 3 типа техногенных местоположений. Общая площадь исследованной территории (с учетом площади внутренних водоемов полуострова и островов) — 1964 км<sup>2</sup>, рассматриваемая территория не включает о-ва Большой Климецкий, Ерницкий, Большой и Малый Леликовские.

Распределение групп местоположений по площади представлено в таблице.

Таблица

*Площадь, занимаемая различными видами местоположений*

	Местоположение	площадь	
		км <sup>2</sup>	%
<b>Сочетания контрастных типов местоположений с перепадами высот более 10 м и преобладанием дренированных склонов с минеральными почвами</b>			
1	Высокие (отн. высота 40-90 м) плосковершинные сельги со ступенчатыми склонами	75.00	4.2
2	Высокие (отн. Высота 30-80 м) сильнорасчлененные сельги, с многочисленными скальными выходами и обрывами	85.54	4.8
3	Слабодифференцированные сельги (отн. высота до 20 м), с редкими скальными выходами	37.45	2.1
<b>Сочетания контрастных типов местоположений с перепадами высот более 10 м и преобладанием дренированных склонов с минеральными почвами</b>			
4	Супесчано-валунные холмы и гряды (отн. высота до 20 м), в сочетании с участками равнин на песках, глинах и валунных супесях, а также маломощными торфяниками	86.34	4.9
5	Супесчано-валунные холмы и гряды, часто с выходами кристаллических	46.52	2.6

	пород, в сочетании с волнистыми равнинами на плотных валунных песках и супесях и маломощными торфяниками		
6	Вытянутые песчано-галечные и песчано-валунные холмы и гряды, в комплексе с торфяниками в ложбинах, часто в сочетании с равнинами на валунно-галечных песках	16.85	1.0
<b>Сочетания контрастных типов местоположений с перепадами высот более 10 м и преобладанием дренированных склонов с минеральными почвами, окультуренных</b>			
7	Окультуренные супесчано-валунные холмы и гряды (отн. высота до 20 м), часто в сочетании с участками равнин на песках, глинах и валунных супесях, а также маломощными торфяниками	21.10	1.2
8	Окультуренные холмы и гряды (озы), сложенные шунгитовыми и шунгитсодержащими галечно-валунными песками, в сочетании с окультуренными равнинами на валунно-галечных песках и торфяниками в ложбинах	44.42	2.5
<b>Местоположения дренированных равнин с преобладанием минеральных почв</b>			
9	Равнины на безвалунных песках и супесях	6.48	0.4
10	Равнины на мелковалунно-галечных песках, часто в сочетании с маломощными торфяниками	103.43	5.9
11	Волнистые равнины и пологие гряды на плотных валунных песках и супесях, часто в сочетании с маломощными торфяниками	357.25	20.2
<b>Местоположения окультуренных дренированных равнин с преобладанием минеральных почв</b>			
12	Волнистые террасированные равнины на безвалунных песках и супесях (озерно-ледниковых, озерных), окультуренные	37.73	2.1
13	Волнистые равнины на мелковалунно-галечных (флювиогляциальных) песках, окультуренные	22.43	1.3
14	Волнистые равнины и пологие гряды на плотных валунных песках и супесях (морене), окультуренные	122.21	6.9
<b>Сочетания местоположений равнин разной степени увлажнения</b>			
15	Переувлажненные равнины на безвалунных песках, в том числе с маломощным торфом, часто в сочетании с небольшими торфяниками	9.86	0.6
16	Переувлажненные равнины на безвалунных глинах и суглинках, в том числе с маломощным торфом, часто в сочетании с небольшими торфяниками	93.85	5.3
17	Переувлажненные равнины на валунных супесях, в том числе с маломощным торфом, часто в сочетании с небольшими торфяниками и песчано-валунными холмами	69.58	3.9
18	Осушенные торфяники и искусственно дренируемые равнины с маломощным торфом (до 0,5 м), в сочетании с дренированными равнинами	21.66	1.2
<b>Сочетания окультуренных местоположений равнин разной степени увлажнения и невысоких холмов</b>			
19	Переувлажненные равнины на безвалунных глинах и суглинках, в том числе с маломощным торфом, в основном окультуренные, часто в сочетании с небольшими торфяниками и окультуренными песчано-валунными холмами	14.24	0.8
20	Равнины и пологие гряды на валунных шунгитсодержащих и шунгитовых супесях, окультуренные, часто в сочетании маломощными торфяниками	225.75	12.8
21	Равнины и пологие гряды на валунных шунгитовых супесях, с выходами кристаллических пород, часто в сочетании с равнинами на безвалунных суглинках, окультуренные	34.30	1.9
22	Равнины на безвалунных глинах и суглинках, в том числе с участками заболоченных равнин с маломощным торфом, искусственно дренированные, окультуренные, иногда с окультуренными песчано-валунными холмами	24.58	1.4
<b>Торфяники с мощностью торфа более 0.5 м</b>			

23	Олиготрофные выпуклые торфяники, мощность торфа более 1.5 м	25.51	1.4
24	То же, осушенные	2.57	0.1
25	Мезоолиготрофные и мезотрофные торфяники, мощность торфа, как правило, менее 2 м	121.29	6.9
26	То же, осушенные	3.15	0.2
27	То же, осушенные и окультуренные	5.47	0.3
28	Мезоевтрофные и евтрофные торфяники проточных понижений; торф разной мощности, сильно минерализованный	40.86	2.3
29	То же, осушенные и окультуренные	5.05	0.3
<b>Местоположения с рельефом и грунтами преобразованными антропогенными воздействиями</b>			
30	Бывшие торфоразработки	3.6	0.2
31	Карьеры по добыче песчано-гравийных отложений	0.5	<0.1
32	Карьеры по добыче шунгитовых пород	0.3	<0.1
	<b>Внутренние водоемы полуострова, без учета заливов Онежского озера</b>	<b>194.3</b>	<b>10.3</b>
	<b>Итого</b>	<b>1964</b>	<b>100</b>

В связи с особенностями геологического строения ландшафтная структура Заонежья обладает высокой степенью фрактальности. Для нее характерна мозаичность и мелкоконтурность. Ландшафтные контуры, как правило, вытянуты с северо-запада на юго-восток.

На основе закономерно повторяющихся сочетаний местоположений в Заонежье можно выделить несколько ландшафтных районов:

1. Святогубско-Путкозерский район, с преобладанием сельговых гряд;
2. Дианогорско-Мижостровский район, с преобладанием сельговых гряд;
3. Пигмозерский район, с преобладанием равнин на флювиогляциальных песках в сочетании с торфяниками;
4. Мягрозерско-Леликовский район, с преобладанием моренных равнин в сочетании с торфяниками;
5. Шуньгско-Кузарандский район, с преобладанием окультуренных местоположений на шунгитовых и шунгитсодержащих отложениях, в сочетании с осушенными и окультуренными равнинами и торфяниками;
6. Ганьковский район, с преобладанием моренных равнин с маломощным торфом и торфяников, в том числе осушенных;
7. Великогубско-Тамбицкий район, с преобладанием окультуренных равнин на моренных отложениях, в сочетании с торфяниками;
8. Кижский, с преобладанием окультуренных местоположений на шунгитовых и шунгитсодержащих отложениях.

Ландшафтная карта региона позволила охарактеризовать пространственную структуру природных комплексов Заонежья и оценить их современное состояние.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта 16-35-00085 мол\_а*

Литература:

Богданова М.С. История освоения и современное состояние ландшафтов Заонежья: опыт ландшафтно-динамического изучения // Известия РГО. 2011. Т. 143, вып. 2. С. 23-31.

Богданова М.С. Структура ландшафтов Заонежского гидрографического района (Республика Карелия) // Свидетельство об официальной регистрации базы данных № 2014620226 от 5.02.2014 г.

Исаченко А.Г. Ландшафтная структура Земли, расселение, природопользование. СПб., 2008. 320 с.

Исаченко Г.А. Методы полевых ландшафтных исследований и ландшафтно-экологическое картографирование. СПб., 1998. 112 с.

# РАЗРАБОТКА ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА КОТЛОВИНЫ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

**В. А. Гурбич, М. Б. Зобков, М. С. Потахин**

*Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН,  
г. Петрозаводск, Республика Карелия, Россия  
[victorgurbich@gmail.com](mailto:victorgurbich@gmail.com)*

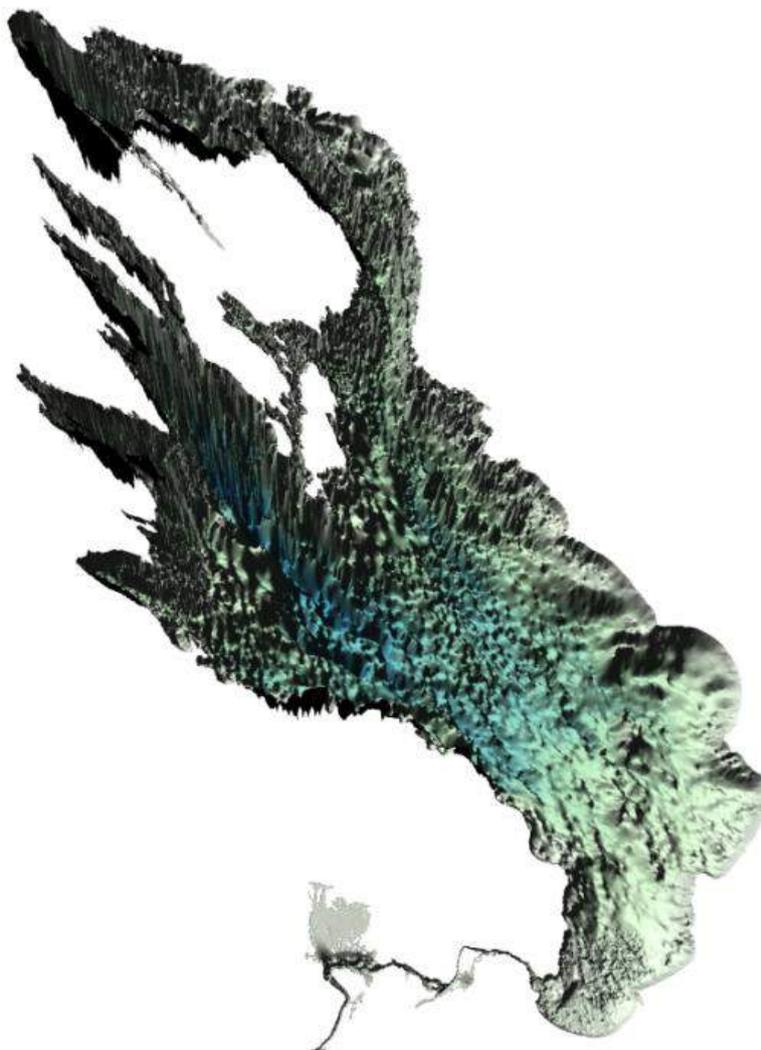
В настоящее время географические информационные системы (ГИС) находят все более широкое применение в работах, связанных как с пространственным представлением данных, так и с их анализом. В частности, методы компьютерной картографии используются в моделировании рельефа земной поверхности и последующем анализе его особенностей. Под цифровой моделью рельефа (ЦМР) обычно понимают математическое представление участка земной поверхности в виде регулярной сети ячеек заданного размера. ЦМР способны обеспечить решение самых разнообразных задач, благодаря развитым функциям цифрового моделирования, встроенным в современные программные средства ГИС. Например, они позволяют быстро создавать серии тематических карт важнейших морфометрических показателей: гипсометрические карты, карты крутизны и экспозиций склонов, а на их основе — карты эрозионной опасности, направлений поверхностного стока, геохимической миграции элементов, устойчивости ландшафтов и т.п. [Хромых, Хромых, 2007]. ЦМР создаются на основе радиолокационных съемок высот поверхности суши, например, STRM DEM (Shuttle Radar Topography Mission Digital Elevation Model), ASTERG DEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Global Digital Elevation Model) и др.

Частным случаем ЦМР являются модели подводного рельефа водных объектов (морей, озер, рек и т.д.), или батиметрические цифровые модели. Основной трудностью при картографировании подводного рельефа — его недоступность для визуального наблюдения. В результате интерполяции данных о промерах глубин создаются цифровые батиметрические модели. Следует отметить, что подводный рельеф отличается сложностью строения, многообразием форм и поверхностей, во многом отличающихся от наземного рельефа обликом и происхождением [Науменко, 2015]. На сегодняшний день созданы батиметрические модели ряда внутренних водоемов, в том числе крупнейших озер — Байкала [Шерстянкин и др., 2007], Ладожского [Науменко, 1995] и Онежского [Науменко, 2000].

Онежское озеро — второй по величине пресноводный водоем в Европе и третий в Российской Федерации. Оно расположено на северо-западе страны в пределах Республики Карелия, Ленинградской и Вологодской областей. Котловина озера приурочена к глубокой тектонической депрессии на границе двух крупных геологических структур — Фенноскандинавского (Балтийского) кристаллического щита и Русской плиты. На протяжении плейстоценовых скандинавских оледенений озерная котловина была вмещением активных ледниковых потоков, а в межледниковые периоды — морских и пресноводных водоемов [Онежское озеро..., 2010]. Ледниковые и межледниковые, континентальные и морские образования раннего, среднего и позднего плейстоцена вскрыты скважинами под мореной последнего оледенения в депрессиях коренных пород вдоль западного и южного побережий озера, а также на Онежско-Ладожском перешейке и юго-восточном Прионежье [Квасов, 1976].

В Институте водных проблем Севера КарНЦ РАН на основе навигационных карт Онежского озера и реки Свирь [Онежское озеро, 1988] создана ЦМР котловины Онежского озера (Верхне-Свирского водохранилища). Разработка модели включала оцифровку точечных промеров глубин, а также контура озера и островов, которая проводилась по спутниковым снимкам с пространственным разрешением 50 м. Общий массив оцифрованных данных содержал 101 420 значений (54 550 точек положения береговой линии и 46 870 промеров

глубин). После оцифровки данные перепроецировались в систему координат UTM Меркатор WGS84, зона 36 для северного полушария. В дальнейшем была проведена интерполяция данных в ГИС Surfer 10 с использованием метода Кригинга с барьерами, в качестве которых выступали береговые линии озера и островов, шаг сетки составлял 20 м. Графическое отображение ЦМР котловины Онежского озера представлено на *рисунке*.



*Рисунок - Цифровая модель подводного рельефа Онежского озера (Верхне-Свирского вдхр.)*

Сравнение ЦМР Онежского озера, разработанной в ИВПС КарНЦ, и созданной ранее батиметрической моделью [Науменко, 2000; Науменко, 2015] представлено в *таблице 1*.

**Таблица 1.** Сравнение ЦМР котловины Онежского озера

Характеристика	ЦМР [Науменко, 2000]	ЦМР (ИВПС)
Масштаб картографической основы	1:250 000 и 1:100 000	1:100 000 и 1:50 000
Контур береговой линии и остров, точек	776	54 550
Значений глубины, точек	2476	46 870
Всего значений, точек	3252	101 420
Плотность промеров глубин (с учетом береговой линии), точек/км <sup>2</sup>	0.253 (0.333)	4.76 (10.3)
Среднее расстояние между промерами глубин (с учетом береговой линии), км	1.99 (1.73)	0.458 (0.312)

На основе созданной ЦМР были рассчитаны основные морфометрические характеристики Онежского озера (Верхне-Свирского водохранилища), сравнение со значениями, полученными по другим моделям [Черняева, 1973; Науменко, 2000], представлено в *таблице 2*.

*Таблица 2. Сравнение морфометрических характеристик Онежского озера полученных по различным моделям*

Характеристика	[Черняева, 1973]	[Науменко, 2000]	ЦМР (ИВПС)	
			озеро	вдхр.
Площадь озера общая (с островами), км <sup>2</sup>	9940	–	9903	10 110
Суммарная площадь островов, км <sup>2</sup>	250.7	–	242	259
Площадь акватории (зеркала), км <sup>2</sup>	9690	9777	9661	9851
Объем водной массы озера, км <sup>3</sup>	291	262	285.6	285.9
Средняя глубина, м	30.1	26.8	29.6	29.0
Максимальная глубина, м	120	119	120	120
Длина береговой линии (на материке), км	1810	–	1962	2290

Разработанная ЦМР котловины Онежского озера, совмещенная с ЦМР его водосборной территории, была использована для построения палеорекоконструкций развития водоема. Цифровая модель позволила рассчитать основные морфометрические характеристики озера не только в современном состоянии, но и для ряда климатических периодов позднеледниковья и голоцена [Зобков и др., 2016]. В дальнейшем будет произведена интеграция ЦМР котловины с создаваемыми в ИВПС КарНЦ РАН базами данных, например с базой данных палеолимнологической изученности «PaleoOnego» [Гурбич и др., 2016]. Это позволит не только визуализировать данные, но и структурировать разностороннюю информацию, хранящуюся в базах данных.

*Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект №14-17-00766)*

#### Литература:

Гурбич В.А., Потахин М.С., Субетто Д.А. Разработка палеогеографической базы данных PaleoOnego // Водные ресурсы: изучение и управление. Материалы V международной конференции молодых ученых. Том 1. Петрозаводск, 2016. С. 185-190.

Зобков М.Б., Субетто Д.А., Тарасов А.Ю., Потахин М.С. Применение ГИС для реконструкции береговой линии Онежского озера в различные климатические периоды // Водные ресурсы: изучение и управление. Материалы V международной конференции молодых ученых. Том 1. Петрозаводск, 2016. С. 190-198.

Квасов Д.Д. Происхождение котловины Онежского озера // Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976. С. 7-40.

Науменко М.А. Новое определение морфометрических характеристик Ладожского озера // ДАН. 1995. Т. 345. № 4. С. 514-517.

Науменко М.А. Новое определение морфометрических характеристик Онежского озера // ДАН. 2000. Т. 370. № 3. С. 393-396.

Науменко М.А. Цифровые батиметрические модели озер — необходимый инструмент для изучения лимнологических процессов // Моря, озера и трансграничные водосборы России, Финляндии и Эстонии. Петрозаводск, 2015. 169-178 с.

Онежское Озеро и река Свирь. Путевые карты. Москва, 1988.

Онежское озеро. Атлас / Отв. ред. Н.Н. Филатов. Петрозаводск, 2010. 151 с.

Хромых В.В., Хромых О.В. Цифровые модели рельефа. Томск, 2007. 178 с.

Черняева Ф.А. Морфометрическая характеристика Онежского озера // Тепловой режим Онежского озера. Л., 1973. С. 7-24.

Шерстянкин П.П., Алексеев С.П., Абрамов А.М. и др. Батиметрическая электронная карта озера Байкал // ДАН. 2006. Т. 408. № 1. С. 102-107.

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РЕЛИКТОВЫХ РАКООБРАЗНЫХ В ВОДОЕМАХ КАРЕЛИИ

Н.М. Калинкина<sup>1</sup>, Т.С. Шелехова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ФГБУН Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, Республика Карелия, Россия. [cerioda@mail.ru](mailto:cerioda@mail.ru)

<sup>2</sup>ФГБУН Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, Республика Карелия, Россия. [Shelekh@krc.karelia.ru](mailto:Shelekh@krc.karelia.ru)

В состав пресноводной фауны Карелии входит группа реликтовых ракообразных, которые проникли в карельские водоёмы из приледниковых рефугиумов [Махров, Болотов, 2006]. Согласно гипотезе В.В. Тахтеева (2000), расселение одного из видов этих рачков (*Pallasea quadrispinosa* Sars) происходило по системе заполярных озёр с востока на запад. Для реликтовых ракообразных оптимальные температурные диапазоны смещены в сторону пониженных значений [Сушня и др., 1986]. Этим объясняется их распространение в водоёмах с большими глубинами, где в летний период сохраняется низкая температура воды. Низкая минерализация воды также ограничивает распространение реликтовых рачков в озерах Карелии. Анализ геохимических закономерностей распространения реликтовых ракообразных в водоёмах Карелии является целью настоящих исследований, для достижения которой было рассмотрено географическое положение наиболее глубоких озёр, а также выполнена классификация водоёмов по величине минерализации воды в связи с геологическим строением водосборов. В работе использовали архивные данные Института водных проблем Севера КарНЦ РАН по озерам Карелии за период 1960-2008 гг. [Озера Карелии. Справочник, 2013].

Для анализа географического положения на территории Карелии глубоководных водоёмов (за исключением Онежского и Ладожского озёр) оценивали связь между географическими координатами озёр – значениями широты и долготы. Был вычислен достоверный ( $p < 0.05$ ) коэффициент корреляции между этими показателями (-0.91). Это свидетельствует о том, что наиболее глубокие водоёмы (Паанаярви, Пяозеро, Топозеро, Тикшозеро, Селецкое, Ладмозеро, Сегозеро, Маслозеро, Мунозеро, Путкозеро, Верхнее Куйто, Нюк, Елмозеро, Пертозеро, Урозеро, Сундозеро и Сандак) компактно сосредоточены вдоль оси северо-западного направления. Результаты проведенного анализа были сопоставлены с данными по тектонике Карелии [Лукашов, 2004]. Оказалось, что ось, вдоль которой ориентировано расположение наиболее глубоких озёр Карелии, весьма точно приурочена к Центрально-Карельской зоне дифференцированных движений (ЦКД), имеющей северо-западное простирание. Именно в этом районе располагаются водоёмы, где встречаются реликтовые ракообразные. Был выполнен анализ связей между географическими координатами глубоких озёр и глубоководных районов Онежского озера, где также обнаружены реликтовые рачки [Калинкина и др., 2015]. Величина коэффициента корреляции (-0.93) свидетельствует о том, что глубинные районы Онежского озера являются продолжением оси расположения глубоких озёр.

Распространение реликтовых ракообразных в озерах Карелии определяется минерализацией воды, повышенные величины которой благоприятно сказываются на развитии рачков. Классификацию озёр по химическому составу воды проводили с использованием метода главных компонент. Для выявления плеяд химических показателей, между которыми наблюдается наиболее тесная взаимосвязь, выполняли корреляционный анализ гидрохимических данных, заимствованных из Справочника «Озера Карелии» (2013). К первой группе показателей относятся цветность, перманганатная окисляемость и содержание общего железа, которые внесли достоверные вклады в первую главную компоненту (табл.). Ко второй плеяде были отнесены показатели ионного состава воды и

величина активной реакции среды (рН). Эти показатели вошли со значимыми нагрузками во вторую главную компоненту. Принадлежность показателей к двум разным компонентам отражает специфическую природу их изменения в ряду озер. Внутри каждой группы показатели изменяются пропорционально друг другу. Однако показатели из разных плеяд слабо связаны друг с другом и, следовательно, отражают влияние на водоемы разных факторов.

Таблица

**Факторные нагрузки признаков в главные компоненты**

Признаки	Первая компонента	Вторая компонента
Сумма ионов	-0.52	0.67*
рН	-0.54	0.73*
Цветность	0.93*	0.10
Перманганатная окисляемость	0.79*	0.32
Обще железо	0.86*	0.18
Общий фосфор	0.46	0.55
Доля в общей дисперсии, %	50	23

Примечание \* - значение факторной нагрузки достоверно ( $p < 0.05$ ).

В настоящей работе рассмотрена вторая плеяда показателей, которая свидетельствует о существовании яркого градиента показателей минерализации. Это, в свою очередь, обусловлено влиянием подстилающих пород водосборной территории, химический состав которых определяет процессы выщелачивания и поступления в воду ионов натрия, кальция, магния, калия, гидрокарбонатных и сульфатных ионов. Большое значение имеет также вертикальная ярусность рельефа, которая определяет время контакта атмосферных осадков с породами [Бородулина, 2006].

По показателям ионного состава воды озер было выделено три группы озер, средняя минерализация воды в каждой группе различается достоверно ( $p < 0.05$ ). На геологической карте Карелии представлено расположение озер, принадлежащих к трем группам (рис. 1). Наибольший интерес для оценки распределения реликтовых рачков представляют водоемы с максимальной минерализацией воды (первая группа). Их водосборы приурочены к границам Онежской структуры. Водоемы первой группы расположены в пределах кварц-карбонатных пород, известняков, доломитов, шунгитовых сланцев и аргиллитов (Заонежье), а также вулканических пород, главным образом, основного состава (габбро-долеритов, базальтов). Преобладающими формами рельефа являются денудационно-тектонический крупно- и средне-рядовой, реже мелко-рядово-холмистый. Четвертичные отложения представлены глинисто-алевритовыми осадками и маломощной песчано-супесчаной мореной.

Исследованные в этом районе озера (Путкозеро, Пертозеро и Мунозеро), характеризуются повышенной минерализацией воды и максимальными показателями численности и биомассы реликтовых рачков. Достаточная концентрация необходимых солей в воде этих озер (прежде всего, кальция) обеспечивают потребности реликтовых рачков, которые в геологическом масштабе времени относительно недавно покинули морскую среду.

Действие температурного и солевого факторов на реликтовых ракообразных наблюдается в Онежском озере, где температурный оптимум для этих рачков лежит в диапазоне 4–7°C (рис. 2). При этом максимальная численность наблюдается в отдельных участках Петрозаводской губы. Это может быть связано с повышенной минерализацией воды в придонных слоях, обусловленное притоком в залив подземных вод гдовского водоносного горизонта. Минерализация этих подземных вод достигает 400 мг/л [Пальшин, 1999].

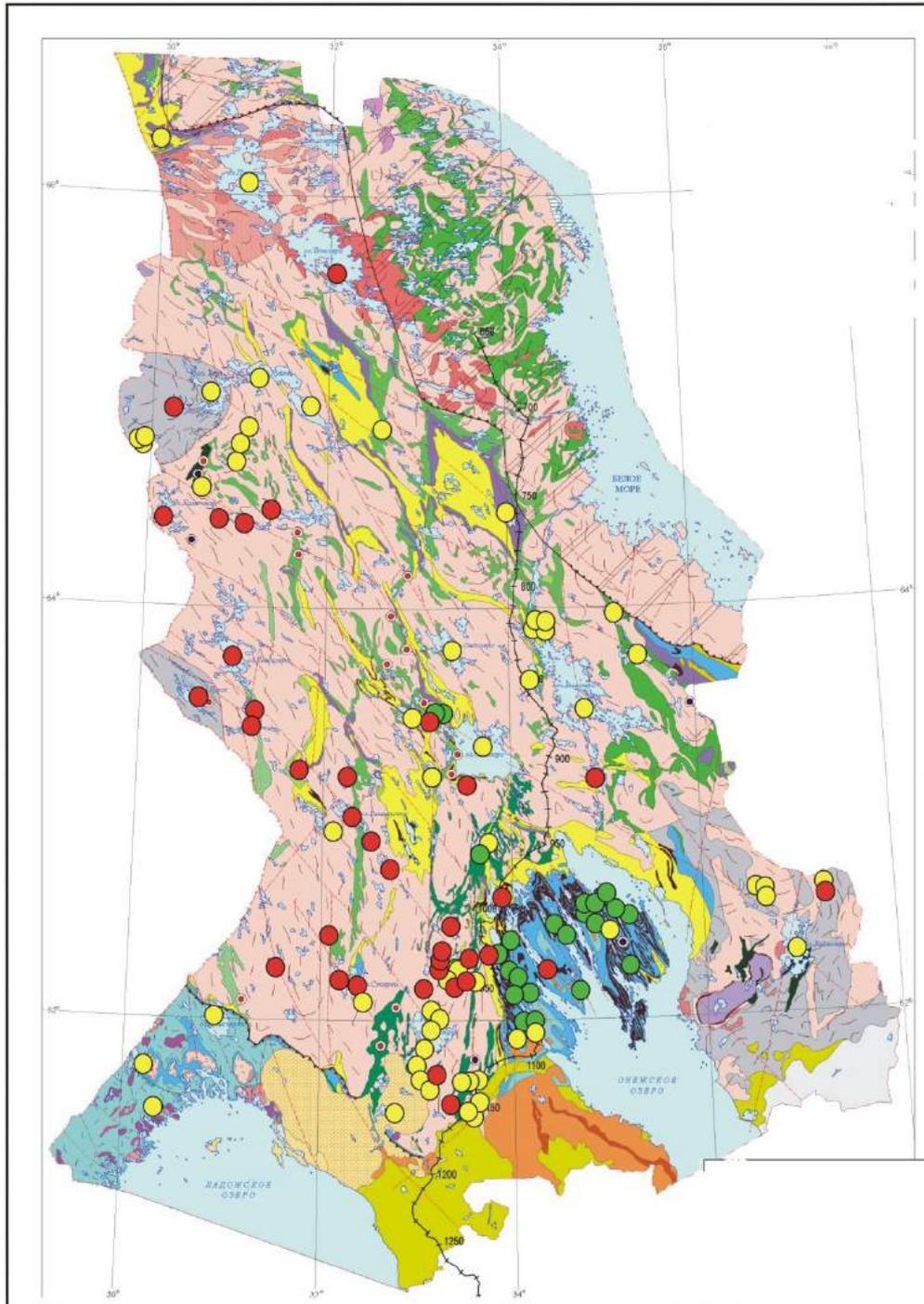


Рисунок 1. Расположение озер с разной суммой ионов на геологической карте Карелии; 1 группа (кружки зеленого цвета) – самые минерализованные водоемы; 2 группа (кружки желтого цвета) – средняя минерализация воды; 3 группа (кружки красного цвета) – наименьшая минерализация воды (цит. по Н.М. Калинкина и соавторы (2015б)).

Другой район, где постоянно отмечаются максимальные показатели численности реликтовых рачков, приурочен к открытой части Кондопожской губы (см. рис. 2). Возможно, в этом районе также есть выходы подземных вод. Эту гипотезу предстоит проверить. Необходимо уточнить характер связей между экологическими особенностями реликтовых рачков (их избирательным отношением к низкой температуре, повышенной минерализации воды) и условиями среды обитания. Это позволит использовать реликтовые формы как

индикаторы особых зон в придонных слоях воды Онежского озера, связанных с влиянием подземных вод.

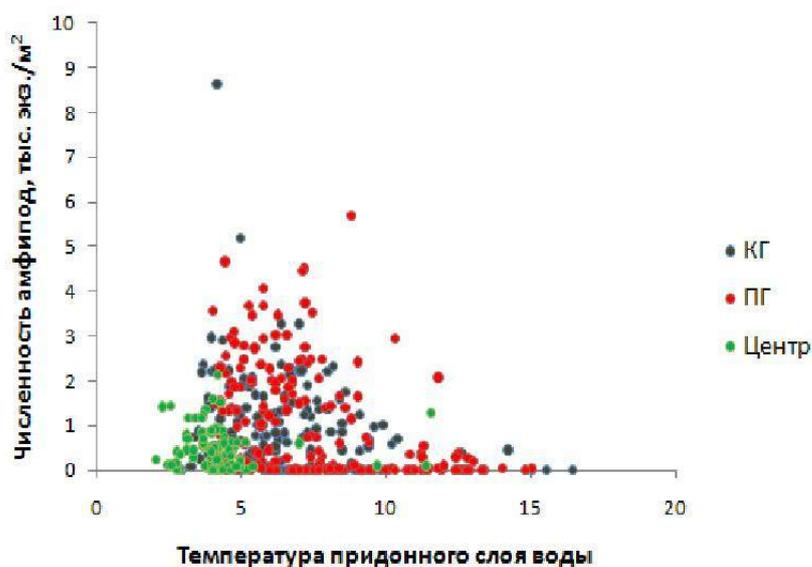


Рисунок 2. - Распределение численности реликтовых ракообразных (амфипод) в различных районах Онежского озера; КГ – Кондопожская губа; ПГ – Петрозаводская губа; Центр – центральный район озера.

#### Литература:

Бородулина Г.С. Качество подземных вод // Водные ресурсы Республики Карелия и пути их использования для питьевого водоснабжения. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 2006. С.127-143.

Калинкина Н. М. Распространение реликтовых ракообразных в глубоководных озерах Карелии в связи с геологическими особенностями региона // Принципы экологии. 2015а. № 2. С. 32–49. DOI: [10.15393/j1.art.2015.4124](https://doi.org/10.15393/j1.art.2015.4124)

Калинкина Н.М., Сярки М.Т., Рябинкин А.В., Шелехова Т.С Абиотические факторы развития биоты в водоемах Карелии // В сборнике: Моря, озера и трансграничные водосборы России, Финляндии и Эстонии. Лекции научных сотрудников, преподавателей и молодых ученых для вузов (по докладам Международной молодежной школы-конференции. Карельский научный центр Российской академии наук, Институт водных проблем Севера, Петрозаводский государственный университет, Отделение РГО в Республике Карелия. Петрозаводск, 2015б. С. 56-67.

Лукашов А.Д. Геодинамика новейшего времени // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления /Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. С. 150–192.

Махров А.А., Болотов И.Н. Пути расселения и видовая принадлежность пресноводных животных Севера Европы (обзор молекулярно-генетических исследований) // Генетика, 2006. Т. 42. № 10. С. 1319-1334.

Озера Карелии. Справочник / Под ред. Н. Н. Филатова, В. И. Кухарева. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2013. 464 с.

Пальшин Н.И. Термические и гидродинамические процессы в озерах в период ледостава. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1999. 86 с.

Сушня Л.М., Семенченко В.П., Вежновец В.В. Биология и продукция ледниковых реликтовых ракообразных. Мн.: Наука и техника, 1986. 160 с.

Тахтеев В. В. Очерки о бокоплавах озера Байкал (систематика, сравнительная экология, эволюция). Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2000. 355 с.

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ФОРМИРОВАНИЯ БИОПРОДУКТИВНОСТИ ОЗЕР КАРЕЛИИ

Е.В. Теканова, Н.М. Калинин

*ФГБУН Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН, г.  
Петрозаводск, Республика Карелия, Россия. [etekanova@mail.ru](mailto:etekanova@mail.ru); [cerioda@mail.ru](mailto:cerioda@mail.ru)*

Функционирование пресноводных сообществ определяется комплексным влиянием зональных и азональных абиотических факторов, зачастую имеющих разнонаправленное действие и формирующих их среду обитания. Ключевыми глобальными факторами, определяющими закономерности функционирования биоты озер (структуру сообществ и их продукцию), являются температура воды, ее солевой состав и наличие биогенных элементов. Характеристики этих факторов зависят от особенностей региона, главным образом, его климата и геологии.

Учитывая известные закономерности функционирования биоты в различных геохимических условиях [Андронникова, 1996; Драбкова, 1979; Китаев, 1984; Яковлев, 2005 и др.] и геохимическую классификацию водоемов Карелии [Лозовик, 2013], мы систематизировали и классифицировали многочисленные литературные сведения о развитии водных сообществ в разнотипных озерах Карелии. Было показано, что низкая биопродуктивность большинства озер Карелии – это результат ограничивающих синергетических и аддитивных геохимических эффектов.

Климат Карелии умеренно континентальный, прохладный и влажный (гумидный) – значительное количество осадков превышает испаряемость [Климат Карелии, 2004]. В результате длительного нахождения на территории ледника ландшафтообразующие процессы геологически молоды. Этим объясняется обилие озер и рек, слабая врезанность рек, высокая степень залесенности и заболоченности территории. Кристаллические породы залегают неглубоко, рыхлые четвертичные отложения маломощные [Озера Карелии. Справочник, 2013], почвы молодые (болотные, подзолистые, буроземы, подбуры) [Федорец и др., 2008].

Географические особенности региона определяют физико-химические условия в водоемах. Гумидный климат Карелии обуславливает низкие температуры воды, короткий вегетационный период и избыточную увлажненность водосборной территории. В свою очередь, свойства водосборной территории (состав подстилающих пород, густота речной сети, заболоченность, тип почв) формируют химический состав воды.

Породы кристаллического фундамента (мелкозернистые граниты, габбро, кварциты и некоторые кристаллические сланцы) трудно поддаются выветриванию. Геологическая молодость региона определяет слабую врезанность рек, большую скорость течения, порожистость, то есть, малое время контакта воды с породами. Таким образом, гидродинамический фактор и собственно состав пород, слабо подверженных выщелачиванию, определяют малую минерализацию, а значит, и пониженные значения рН поверхностных и подземных вод на территории Карелии [Лозовик, 2013].

Повышенное содержание гуминовых веществ в большинстве озер Карелии связано с высокой заболоченностью водосборных территорий. Входящие в состав гумуса гуминовые и фульвокислоты дополнительно подкисляют воду. Сочетание малой минерализации воды озер и повышенное содержание гуминовых веществ приводит к синергетическому эффекту, т.е., усиливает действие двух этих факторов, приводящих к снижению рН воды. С гуминовыми веществами в водоемы Карелии поступают также железо и фосфор [Лозовик, 2013], которые в кислой среде почвенного гумуса находятся в виде комплексов.

В таких специфических физико-химических условиях водной среды формируется биота озер Карелии. Низкая средневегетационная температура воды определяет невысокую скорость метаболизма наиболее продуктивных эврибионтных и теплолюбивых форм

планктона. Его рост и продукцию ограничивает также короткий вегетационный период, за который организмы не успевают получить достаточное количество накопленной энергии. Однако, ядро флоры и фауны озер Карелии составляют холодолюбивые представители, именно за счет них создается основная продукция, необходимая для поддержания функционирования водных сообществ. Это, например, глубоководные реликтовые ракообразные, обитающие на дне глубоких озер при круглогодично низкой температуре воды, или диатомовый планктон с оптимальной температурой вегетации 8 °С, обеспечивающий годовой весенний максимум биомассы фитопланктона, или сиговые и лососевые рыбы.

Минерализация воды имеет большое значение для регуляции водно-солевого баланса водных организмов. Чрезвычайно низкое количество солей в большинстве водоемов Карелии, по данным Т.А. Чекрыжевой и М. С. Потахина [2008], лимитирует общее обилие и биомассу фитопланктона, а также количество диатомового планктона. Также известно, что малая минерализация воды лимитирует обилие морских гляциальных реликтов в глубоких озерах Карелии. Наиболее ярко дефицит солей отражается на состоянии моллюсков, раковины которых становятся тонкими, а размеры – маленькими [Калинкина и др., 2015].

По мере уменьшения минерализации снижается и рН. Для водных беспозвоночных низкий водородный показатель выступает как токсичный фактор, который нарушает целостность клеточных мембран, что вызывает потерю солей. Для природных вод Карелии с высокой цветностью и рН ниже 4,5 выявлены токсичные свойства в отношении тест-объекта *Ceriodaphnia affinis* [Теканова и др., 2015]. Кроме того, выявлено, что по мере уменьшения рН снижаются биомасса и численность водорослей в карельских озерах [Комулайнен и др., 2006].

Высокая цветность и связанное с ней повышенное содержание железа в водах Карелии с высоким содержанием гумуса также приводят к негативным эффектам. Например, численность бентоса в озерах с железо-марганцевыми конкрециями на дне резко снижается из-за недостатка питания [Герд, 1949]. Цветность воды влияет преимущественно на структуру и вертикальное распределение микроводорослей. В мезо- и полигумозных водоемах фотический слой сужается за счет ослабления проникновения фотосинтетически активной радиации в толщу воды, что снижает продуктивность планктона.

Фосфор, поступающий в водоем в химически связанном с гумусом и железом виде, мало доступен для биоты. Однако, несмотря на стойкость гуминовых веществ к окислению, гетеротрофная микрофлора при недостатке легкоминерализуемого органического вещества может медленно разрушать их, используя в качестве субстрата [Лаптева, Гаврилова, 1994 и др.]. Кроме того, в природных водах идет фотоокисление гумуса с образованием низкомолекулярных фракций [Гашкина и др., 2012], которые легче утилизируются бактериальным звеном. Так, в результате постепенной трансформации гумусовых веществ доступность фосфора для водных организмов повышается.

Таким образом, четыре ключевых фактора среды оказывают синергетическое и аддитивное ограничивающее влияние на развитие планктонных и бентосных организмов в условиях Карелии. В свою очередь, ограниченная кормовая база не может обеспечить высокую естественную рыбопродуктивность озер Карелии. Согласно данным С.П. Китаева [1984], естественная рыбопродуктивность озер в таежной зоне, где расположены карельские озера, весьма низкая и в среднем составляет 10 кг/га. Это в 4 раза меньше, чем для озер из зоны смешанных лесов и в 10 раз меньше, чем в водоемах лесостепной и степной зон. Информация о выловах рыбы, представленная в Справочнике «Озера Карелии», подтверждает эти сведения [Озера Карелии. Справочник, 2013]. Так, из 194 изученных озер 92% характеризуются низким выловом – 2-6 кг/га, причем среди этих мало рыбных водоемов в 72% озер показатели вылова составили всего 2-4 кг/га, в 20% озер – 5-6 кг/га. Выловы рыбы в 8% из 194 изученных озер были больше, в пределах 7-9 кг/га. И лишь в трех из 194 водоемов (озера Пяозеро, Ведлозеро, Логмозеро) вылов рыбы достигал 10-12 кг/га. Причиной увеличения рыбопродуктивности озер, в первую очередь, может быть улучшение

кормовой базы в результате природных (повышенная проточность) или антропогенных (загрязнение биогенами, регулирования стока, мелиорация, вырубка леса) факторов.

Литература:

Андроникова И. Н. Структурно-функциональная организация зоопланктона озерных экосистем разных трофических типов. СПб.: Наука, 1996. 189 с.

Гашкина Н. А., Моисеенко Т. И., Кремлева Т. А. Особенности распределения биогенных элементов и органического вещества в малых озерах и лимитирование их трофности на Европейской территории России и Западной Сибири // Вестник Тюменского государственного университета. Социально-экономические и правовые исследования. 2012. №12. С. 17–25.

Герд С. В. Биоценозы бентоса больших озер Карелии. Петрозаводск: Издание Карело-финского государственного университета, 1949. 197 с.

Драбкова В. Г., Сорокин Ю. Н. Озеро и его водосбор – единая природная система. Л.: Наука, 1979. 195 с.

Калинкина Н. М., Сярки М. Т., Рябинкин А. В., Шелехова Т. С. Абиотические факторы развития биоты в водоёмах Карелии // Моря, озера и трансграничные водосборы России, Финляндии и Эстонии. Лекции научных сотрудников, преподавателей и молодых ученых для ВУЗов (по докладам Международной молодежной школы-конференции). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2015. С. 56–74.

Китаев С. П. Экологические основы биопродуктивности озер разных природных зон. М.: Наука, 1984. 207 с.

Климат Карелии: Изменчивость и влияние на водные объекты и водосборы / Отв. ред. Н. Н. Филатов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 224 с.

Комулайнен С. Ф., Чекрыжева Т. А., Вислянская И. Г. Альгофлора озер и рек Карелии. Таксономический состав и экология. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2006. 81 с.

Лаптева Н. А., Гаврилова В. А. Микрофлора и микробиологические процессы в кислотных озерах Дарвинского заповедника // Структура и функционирование экосистем кислотных озер. СПб.: Наука, 1994. С. 99–114.

Лозовик П. А. Геохимическая классификация поверхностных вод гумидной зоны на основе их кислотно-основного равновесия // Водные ресурсы. 2013. Т. 40. № 6. С. 583–593.

Озера Карелии. Справочник / Под ред. Н. Н. Филатова, В. И. Кухарева. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2013. 464 с.

Теканова Е. В., Макарова Е. М., Калинкина Н. М. Оценка состояния воды притоков Онежского озера в условиях антропогенного воздействия по микробиологическим и токсикологическим показателям // Труды Карельского научного центра РАН. Сер. Лимнология. 2015. № 9. С. 44–53.

Федорец Н. Г., Бахмет О. Н., Солодовников А. Н., Морозов А. К. Почвы Карелии: геохимический атлас. М.: Наука, 2008. 47 с.

Чекрыжева Т. А., Потахин М. С. Фитопланктон разнотипных озер бассейна реки Шуя (Карелия) // Тр. Кар НЦ РАН. Сер. «Биогеография». Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2008. С. 148–156.

Яковлев В. А. Пресноводный зообентос Северной Фенноскандии (разнообразие, структура и антропогенная динамика. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 2005. Часть 1. 161 с. (Часть 2. – 145 с.)

# ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ МАРЦИАЛЬНЫХ ВОД

Г.С. Бородулина<sup>1</sup>, И.В. Токарев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>ФГБУН Институт водных проблем севера Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск; Республика Карелия, [Россия.bor6805@yandex.ru](mailto:Россия.bor6805@yandex.ru)

<sup>2</sup>Ресурсный центр «Геомодель», Научный парк Санкт-Петербургского университета, Санкт-Петербург; [Россия.tokarevigor@gmail.com](mailto:Россия.tokarevigor@gmail.com)

Месторождение железистых минеральных вод и курорт «Марциальные воды» находится в 50 км к северу от г.Петрозаводска. Месторождение приурочено к денудационно-тектонической долине оз.Габозеро, расположенной в западной части Онежской структуры. Здесь на небольших глубинах в межморенных песчано-гравийных отложениях и верхней трещиноватой зоне окисления шунгитоносных пиритизированных пород нижнего протерозоя формируются пресные 0.2–1.0 г/л сульфатные воды с концентрациями железа 10–100 мг/л. Формированию железистых вод благоприятствует бескислородная слабокислая обстановка и повышенные концентрации CO<sub>2</sub>.

На фоне многолетней стабильности химического типа минеральных вод наблюдаются значительные изменения в содержаниях дейтерия и кислорода-18, а также других изотопных трассеров [Ресурсы..., 1987; Токарев и др., 2008; Токарев и др., 2015]. В 1979–80г. имело место существенное отклонение изотопного состава минеральных вод от локальной линии метеорных вод (ЛЛМВ) в сторону утяжеления  $\delta^2\text{H}=-110.$ -114‰,  $\delta^{18}\text{O}=-12.$ -13.1‰ (рис.1), которое идентифицировано как следствие криометаморфизма при промораживании разреза.

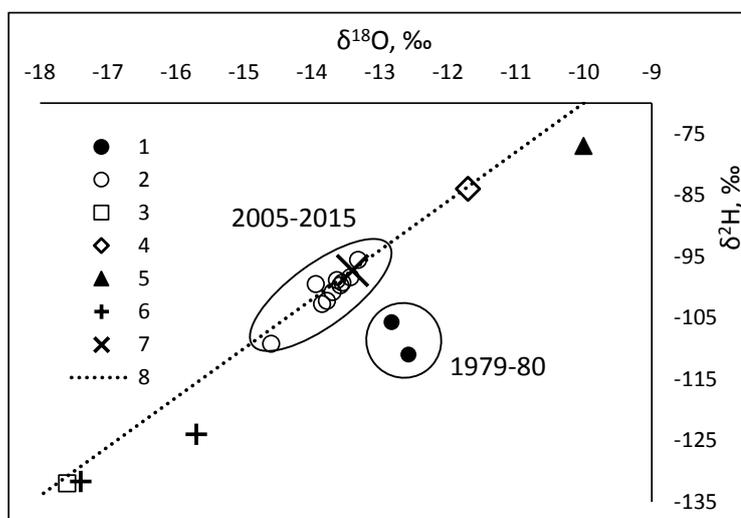


Рисунок 1.- Изотопный состав «Марциальных вод» в 1979–2015 г.: 1 – средний изотопный состав Марциальных вод в 1979–80г, 2 – средний изотопный состав Марциальных вод в 2005–2015г.; 3 – средний состав валовых проб снега в конце зим (2010, 2014, 2015г.); 4 – среднегодовой состав атмосферных осадков 2009–2015г.; 5 – средний состав вод Онежского озера; 6 - скважины с аномально изотопически легкой водой (Салминский массив и западное побережье Онежского озера, устье р.Суна); 7 – средний состав подземных вод Карелии (n = 270); 8 – ЛЛМВ.

Ориентировочная оценка начального изотопного состава вод дает  $\delta^2\text{H}\leq-120$ ‰ и  $\delta^{18}\text{O}\leq-16$ ‰ (параметры фракционирования приняты по [Marion et al., 1999]). Отсюда следует, что инфильтрационные воды поступили в подземную гидросферу в период существенно более холодных климатических условий, чем в настоящее время. В 2005–2015 г. изотопный состав Марциальных вод уже начал соответствовать ЛЛМВ:  $\delta^2\text{H} = -95.$ -110‰ и  $\delta^{18}\text{O}=-13.4.$ -14.8‰ и оказался несколько легче современных среднегодовых атмосферных осадков, что

закономерно при преимущественном питании подземных вод осадками холодного периода года (рис. 1).

Значительные изменения отмечены и в других изотопных системах Марциальных вод (табл.). В 1979 г. вода характеризовалась более легким изотопным составом углерода и обогащением по урану-234 относительно радиоактивного равновесия, чего не отмечается в настоящее время. Содержания трития в воде уменьшились вслед за снижением его содержаний в атмосферных осадках, концентрация гелия в воде снизилась до равновесной с атмосферой.

Таблица

Вариации изотопных трассеров в «Марциальных водах» во времени

Параметр	1979 г.	2005 г.
	[Ресурсы..., 1987]	[Токарев и др., 2008]
$^3\text{H}$ , TE	5–27	2–7
$\delta^{13}\text{C}$ , ‰ (PDB)	-23	-8.5.. -15.5
$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ , по активностям	3–4	0.78–1.51
He, об. %	$1.2 \times 10^{-5}$	$5 \times 10^{-6}$

Из представленных данных следует, что в 1970<sup>-х</sup> г. в начальный период интенсивной эксплуатации месторождения в области разгрузки имело место смешение современных (на что указывает тритий) и вод иного возраста, присутствовавших в значительных количествах (на что указывают другие трассеры). Вторая компонента, характеризующаяся фракционированным изотопным составом воды, обогащением по  $^{234}\text{U}$ , легким изотопным составом углерода и избытком гелия, однозначно является более древней и глубинной.

Возраст молодой компоненты не превышает нескольких лет, так как содержания трития практически соответствуют региональному фону, а содержания дейтерия и кислорода в современных минеральных водах коррелирует со взвешенным среднегодовым составом осадков (рис. 2). Оценить возраст древних вод по гелию не представляется возможным из-за отсутствия данных по концентрациям урана и тория в породах, трещиноватости пород, а также неопределенность пропорций смешения молодых и древних вод. Если фракционирование изотопов водорода и кислорода, наблюдавшееся в 1979–80 г., обусловлено замерзанием воды, то это должно было происходить в период валдайского оледенения, когда данная территория неоднократно оказывалась в перигляциальных условиях и вмещающие породы промораживались на значительную глубину. Следовательно, глубинная компонента должна иметь возраст порядка 100 тыс. лет или несколько более.

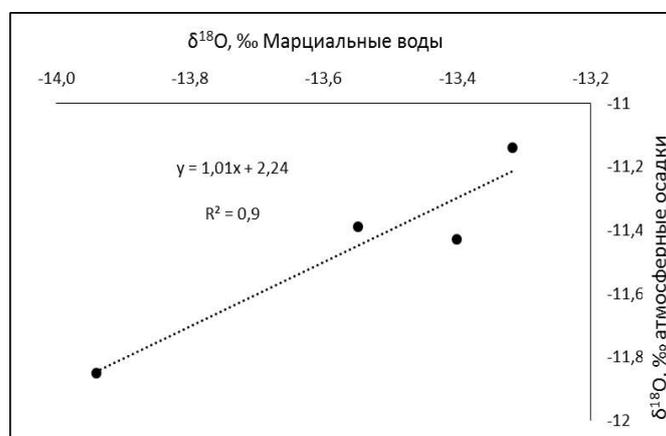


Рисунок 2.- Соотношение изотопного состава Марциальных вод со средневзвешенным изотопным составом атмосферных осадков в 2012–2015 г.

Изменения в изотопных трассерах указывают на резкое увеличение доли современной компоненты в водном балансе месторождения в настоящее время. При этом общий химический состав воды сохраняется. Такое возможно только в том случае, если полезный бальнеологический компонент (железо) поступает с молодой компонентой. В свою очередь это означает быстрое уравнивание в системе вода-порода, например, за счет присутствия железа в виде относительно легко растворимых соединений. Вероятнее всего, это вторичные сульфаты, образовавшиеся в период оледенения при окислении сульфидов в составе черных сланцев. Установлено, что пирит в шунгитоносных породах частично замещен ярозитом [Филиппов, 2002], что, в целом, характерно для зон окисления рудных месторождений в мерзлоте [Птицын и др., 2009]. Наиболее интенсивно процесс окисления протекал в период валдайского похолодания, когда общее снижение уровня подземных вод, увеличение содержаний кислорода и уменьшение органики в них, вследствие снижения температуры, способствовали возникновению окислительных условий в мерзлой зоне.

Влияние географо-климатической эволюции на изотопный и химический состав подземных вод обнаруживается и в других местах Карелии (рис.1). Скважиной на западном побережье Онежского озера (устье р.Суна) были обнаружены хлоридно-натриевые подземные воды повышенной минерализации изотопически легкого состава  $\delta^{18}\text{O} = -17.4$  и  $\delta^2\text{H} = -132\text{‰}$ . С учетом палеоклиматического градиента  $-5\text{‰}/1^\circ\text{C}$  для  $\delta^2\text{H}$  и  $-0.6\text{‰}/1^\circ\text{C}$  для  $\delta^{18}\text{O}$  [Ферронский, Поляков, 2009] можно оценить, что среднегодовые палеотемпературы воздуха в период формирования этих вод были ниже современных на  $5\text{--}6^\circ\text{C}$  [Avramenko et al., 2014]. Вода скважины на Салминском массиве (Северное Приладожье) имеет легкий изотопный состав  $\delta^{18}\text{O} = -15.7\text{‰}$ ,  $\delta^2\text{H} < -124\text{‰}$ , отражающий существенное неравновесное изотопное фракционирование, а также обогащение ураном-234 ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 6.6$ ). По водам Салминского массива палеотемпературы не могут быть оценены в силу вторичного изотопного фракционирования. В обоих случаях отмечается избыток гелия (на 2–4 порядка выше равновесных с атмосферой), а также низкие или нулевые содержания трития. Вероятнее всего, имеет место смешение глубинных древних вод с современными, как это наблюдается на Скандинавском и Канадском щитах [Lampen, 1992].

#### Литература:

- Птицын А.Б., Абрамова В.А., Мапкович Т.И., Эпова Е.С. Геохимия криогенных зон окисления. Отв. ред. акад. В.П. Мельников. Новосибирск, Наука. 2009, - 89 с.
- Ресурсы и геохимия подземных вод Карелии. Под ред. А.В. Иешиной, И.К. Поленова и др. Петрозаводск. 1987. – 151 с.
- Токарев И.В., Бородулина Г.С., Каюкова Е.П. Поляков В.А., Варнакова Ю.В., Жданов С.В., Маркова Т.В. Исследование подземных вод в отдельных районах Карелии изотопно-геохимическими методами // Вестник СПбГУ, серия 7 «Геология и география». 2008. №2. С. 25–36.
- Токарев И.В., Бородулина Г.С., Блаженникова И.В., Авраменко И.А. Условия формирования железистых минеральных вод по изотопно-геохимическим данным (курорт «Марциальные Воды», Карелия) / Геохимия, №1, 2015. С. 88-91.
- Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. М., Научный мир, 2009. 632с.
- Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. – 280 с.
- Avramenko I.A., Borodulina G.S., Tokarev I.V. Isotope composition of karelian groundwater and its use in climate paleoreconstructions //Paleolimnology of Northern Eurasia. Proceedings of the International Conference. Petrozavodsk. 2014. P.64-66.
- Lampen P. Saline groundwater in crystalline bedrock – a literature survey. Helsinki. 1992. 91p.
- Marion G.M., Farren R.E., Komrowski A.J. Alternative pathways for seawater freezing. Cold Regions Science and Technology. 1999. V.29. P.259–266.

# ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ МАЛЫХ ВОДОЕМОВ ЗАОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА И ВЕНДЮРСКОЙ ГРУППЫ ОЗЕР

И.Ю. Кравченко

ФГБУН Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН,  
г. Петрозаводск, республика Карелия, Россия. [irina\\_potapova@inbox.ru](mailto:irina_potapova@inbox.ru)

Химический состав поверхностных вод зависит от геологического строения, состава горных пород верхней части земной коры, почвенных условий и растительного покрова водосборной территории.

Исследования проводились на водоемах, расположенных в среднетаежной зоне южной части Карелии: озера Вендюрской группы – оз. Голубая ламба, оз. Уросозеро, оз. Рапсудозеро, оз. Коверъярви и Заонежского полуострова – оз. Мягрозеро, оз. Леликозеро, оз. Гижозеро, оз. Кондозеро.

Озера Вендюрской группы расположены в северо-западной части Вохтозерской ледораздельной возвышенности. Водосбор представлен флювиогляциальными грядами и равнинами, моренными равнинами в сочетании с торфяниками на отмытых песчано-гравийных отложениях. В почвенном покрове выделяются подзолы иллювиально-железистые и торфяные болотные (верховые и переходные) почвы. Заболоченность территории изменяется в пределах 5-48 %, залесенность – 49-95 %, озерность – 0-5 %. 16 % водосборной территории озер Урос и Коверъярви было осушено. Водоемы имеют небольшую площадь водного зеркала (0.039-4.35 км<sup>2</sup>), малый удельный водосбор (2.1-6.9) и коэффициент условного водообмена (0.43-0.89). Поверхностный приток в озера либо отсутствует, либо незначительный [Закономерности изменения..., 2013].

В ландшафтной структуре Заонежского полуострова преобладают урочища сельг (вытянутых гряд, сложенных плотными кристаллическими породами), равнины на валунных супесях и суглинках и безвалунных песках и суглинках, а также торфяники. В почвенном покрове района преобладают буроземы, развитые на морене и буроземы темноцветные, развитые на шунгитах и шунгитовой морене. Заболоченность территории составила 7-14 %, залесенность – 54-93 %, озерность – 0 %. Около 30 % территории полуострова использовалось в качестве огородов, пашен и сенокосов [Богданова, 2014; Bogdanova, 2014]. Площадь водного зеркала исследованных озер находится в пределах 0.18-5 км<sup>2</sup>, удельный водосбор в основном незначительный (3.7-6.4). Водные объекты характеризуются слабым внешним водообменом, коэффициент условного водообмена находится в пределах 0.36-0.39 [Литвиненко, Богданова, 2013; Litvinenko, Bogdanova, 2014]. Озера относятся к слабо приточным водоемам в силу незначительности или отсутствия поверхностных притоков.

Пробы воды на озерах отбирались с поверхностного и придонного горизонтов. Гидрохимические наблюдения включали определение следующих показателей: температура, электропроводность, рН, главные ионы (K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>), щелочность (Alk), биогенные элементы (P<sub>мин</sub>, P<sub>общ</sub>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, N<sub>орг</sub>, N<sub>общ</sub>), растворенные газы (O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>), органическое вещество (цветность, ПО, ХПК, БПК<sub>5</sub>), литофильные элементы (Fe<sub>общ</sub>, Mn, Al, Si). Аналитическая работа проводилась в лаборатории гидрохимии и гидрогеологии ИВПС КарНЦ РАН, аккредитованной Госстандартом России (№ РОСС RU.0001.512673 от 20.07.2009 г.). Для химического анализа использованы аттестованные методики [Руководство..., 2009].

Для оценки состояния водных объектов применены методы геохимической классификации поверхностных вод гумидной зоны, предложенной П.А. Лозовиком [Лозовик и др., 2006]. Обработка исходной гидрохимической информации проведена с использованием автоматизированной информационной системы «Обработка гидрохимической информации и оценка состояния водных объектов (АИС «ОГХИ»)» [Автоматизированная..., 2010; Зобков, 2012].

Гидрохимические исследования показали, что водные объекты Заонежья и Вендюрской группы озер отличаются по химическому составу. Несмотря на то, что водоемы в основном относятся к гидрокарбонатному классу группы кальция, за исключением озер Голубая ламба (сульфатный класс группы кальция, натрия) и Урос (сульфатно-гидрокарбонатный класс группы натрия, кальция), они имеют разную минерализацию и соотношение ионов. Минерализация озер Вендюрской группы низкая (3-14 мг/л). Преобладающими анионами в воде озер являются сульфаты, гидрокарбонаты, среди катионов — кальций, натрий (табл. 1).

Таблица 1

Ионный состав, минерализация (мг/л) и pH воды исследованных озер

Объект	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Alk, мгHCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /л	Σ <sub>и</sub>	pH
Заонежье									
оз. Леликозеро	2.26	0.88	1.35	0.36	3.76	0.76	6.93	16.35	6.62
оз. Мягрозера	21.5	3.73	1.56	0.53	3.33	0.76	79.2	110.65	7.61
оз. Кондозера	1.72	1.10	1.29	0.22	3.99	0.76	4.65	13.74	6.30
оз. Гижозера	4.72	1.87	1.59	0.04	3.94	0.82	20.1	33.05	7.34
Вендюры									
оз. Урос	<u>0.73</u> 1.92	<u>0.25</u> 0.46	<u>0.97</u> 1.44	<u>0.26</u> 0.92	1.74	<u>0.66</u> 1.02	<u>2.20</u> 12.8	6.83	6.33
оз. Коверьярви	1.68	0.54	1.53	0.49	1.42	0.70	7.57	13.94	6.65
оз. Рапсуд	1.54	0.45	1.44	<u>0.40</u> 0.90	1.09	0.61	<u>7.21</u> 12.86	12.75	6.68
оз. Голубая ламба	0.31	0.10	0.35	0.14	1.45	0.48	0.25	3.14	4.91

Водоемы Заонежья имеют повышенную минерализацию 14-111 мг/л. Это связано с особенностями геологического строения полуострова, где широко распространены карбонатные породы, разнообразные сланцы, включая шунгитовые. Для этих вод характерно высокое содержание гидрокарбонатов кальция и магния. При увеличении суммы ионов растет доля кальция и гидрокарбонатов, а сульфатов, хлоридов и щелочных металлов падает (см. табл. 1).

Величина pH исследованных водоемов изменяется в широких пределах 4.91-7.34. По значению щелочности и pH водные объекты относятся к среднещелочным нейтральным слабощелочным водам. Озеро Голубая ламба соответствует низкощелочным кислым водам (Alk – 0.25 мгHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>/л, pH – 4.91), оз. Урос – слабощелочным слабокислым (Alk – 2.2 мгHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>/л, pH – 6.33).

Концентрация кислорода в воде озер изменялась от 3.28 до 14.1 мг/л. Водоемы хорошо аэрированы, насыщение кислородом составило 108-74 %, уменьшаясь у дна до 33 %. В некоторых водоемах содержание кислорода в придонном горизонте было очень низкое. Такая тенденция отмечалась в оз. Леликозеро (2.34 мг/л – насыщение 20 %), оз. Урос (0.84 мг/л – насыщение 6.6 %), оз. Рапсуд (1.57 мг/л – насыщение 0 %). В водоемах Урос и Рапсуд дефицит кислорода в придонных слоях, вероятно можно объяснить поступлением подземных вод, на что указывает электропроводность и значительное увеличение концентрации кремния. В оз. Леликозеро низкое содержание кислорода связано с процессами, происходящими в донных отложениях. Во всех этих водоемах обнаружены высокие концентрации углекислого газа, биогенных элементов (табл. 2), органического вещества и литофильных элементов (табл. 3) в придонном горизонте. Содержание CO<sub>2</sub> в исследованных водных объектах изменялось от 0.2 до 17.1 мг/л, максимальные концентрации составили 27.4 мг/л – оз. Леликозеро, 32.8 – оз. Урос, 64.6 – оз. Рапсуд, 77.2 мг/л – оз. Коверьярви. В целом, распределение растворенных газов в водоемах имеет типичную картину: закономерное уменьшение содержания кислорода и увеличение CO<sub>2</sub> от поверхности ко дну.

Исследованные водные объекты характеризуются небольшим содержанием биогенных элементов. Наименьшим из всех форм азота было содержание нитритов (< 1-2 мкгN/л), концентрация нитратов не превышала 0.02 мгN/л, низкими были и концентрации аммонийного азота (см. табл. 2). Среди соединений азота превалирует органический азот 0.44-0.52 мгN/л. Содержание минерального и общего фосфора изменялось в пределах  $P_{\text{мин}}$  – 0.5-1.6 мкг/л,  $P_{\text{общ}}$  – 6-21 мкг/л. Повышенные концентрации биогенных элементов в придонном слое обнаружены в озерах Урос и Рапсуд. Согласно содержанию общего фосфора все водоемы в Заонежье, кроме оз. Кондозеро, имеют олиготрофный статус, озеро Кондозеро – мезотрофный. Среди озер Вендюрской группы оз. Голубая ламба имеет ацидотрофный статус, Урос – олиготрофный, а Рапсуд и Коверьярви – мезотрофный статус.

Таблица 2

Содержание биогенных элементов в воде озер

Объект	$P_{\text{мин}}$	$P_{\text{общ}}$	$\text{NH}_4^+$	$\text{NO}_2^-$	$\text{NO}_3^-$	$N_{\text{орг}}$	$N_{\text{общ}}$
	мкг/л		мгN/л	мкгN/л	мгN/л		
Заонежье							
оз. Леликозеро	0.5	7.1	0.03	<1.0	0.02	0.44	0.53
оз. Мягрозеро	0.5	8.6	0.05	1.0	<0.01	0.47	0.53
оз. Кондозеро	1.0	11.0	0.01	<1.0	<0.01	0.44	0.47
оз. Гижозеро	1.0	8.6	0.02	<1.0	<0.01	0.45	0.48
Вендюры							
оз. Урос	$\frac{1.0}{7.7}$	$\frac{7.0}{33.6}$	$\frac{0.02}{0.67}$	1.0	0.01	$\frac{0.47}{1.09}$	$\frac{0.49}{1.77}$
оз. Коверьярви	1.6	17.2	0.01	2.0	<0.01	0.52	0.53
оз. Рапсуд	$\frac{1.3}{16.8}$	20.8	0.01	<1.0	<0.01	0.48	0.51
оз. Голубая ламба	1.0	6.0	0.03	<1.0	0.01	0.44	0.48

Содержание органического вещества в исследованных озерах незначительное (см. табл. 3). Водоемы Заонежья, в основном, ультраолиго- (Оз. Леликозеро) и олигогумусные (оз. Мягрозеро, оз. Кондозеро, оз. Гижозеро) в связи с низкой заболоченностью территории 7-14 %. Доля автохтонного органического вещества в этих водоемах соответственно составила: Кондозеро – 62 %, Гижозеро – 90 %, Леликозеро – 66 %, Мягрозеро – 73 %.

Таблица 3

Органическое вещество и литофильные элементы исследованных водоемов

Объект	Цв	БПК <sub>5</sub>	ПО	ХПК	$\text{Fe}_{\text{общ}}$	Mn	Al	Si
	град	мгO <sub>2</sub> /л	мгO/л		мг/л			
Заонежье								
оз. Леликозеро	10	0.73	4.53	10.9	0.04	0.01	0.01	0.41
оз. Мягрозеро	10	1.16	5.03	11.3	0.05	0.03	<0.02	2.39
оз. Кондозеро	26.5	1.08	7.40	21.8	0.24	0.05	0.04	1.03
оз. Гижозеро	13	0.93	5.86	20.2	0.05	0.02	0.02	1.24
Вендюры								
оз. Урос	$\frac{10}{32}$	0.45	4.05	11.3	$\frac{0.08}{19.4}$	$\frac{0.01}{0.15}$	$\frac{0.02}{0.06}$	$\frac{0.17}{1.02}$
оз. Коверьярви	92	1.10	12.49	28.7	1.31	0.03	0.02	2.63
оз. Рапсуд	$\frac{2.75}{64.6}$	$\frac{22}{64}$	0.75	$\frac{5.9}{10.9}$	$\frac{0.27}{6.64}$	$\frac{0.01}{1.01}$	0.01	1.86
оз. Голубая ламба	2.5	0.48	2.17	5	0.03	0.01	0.01	0.08

Водные объекты Вендюрской группы по содержанию органического вещества соответствовали ультраолигогумусному (Голубая ламба, Урос) и олигогумусному типу вод (Рапсуд). Оз. Коверъярви классифицируется как мезополигумусное (заболоченность – 32 %). Повышенное содержание органического вещества (цветность – 92 град, ПО – 12.49 мгО/л, БПК – 1.10 мгО<sub>2</sub>/л, ХПК – 28.7 мгО/л) обусловлено поступлением болотного гумуса (доля аллохтонного ОВ - 83 %) с водосборной территории, что связано с проведенной в 70-80 е годы мелиорацией. Несмотря на то, что заболоченность водосборной территории оз. Урос составила 48 %, по химическим показателям (цветность – 10 град, ПО – 4.05 мгО/л, ХПК – 11.3 мгО/л, доля автохтонного ОВ – 62 %) водоем относится к олигогумусному типу. Приток с водосбора в озеро незначительный, и нет прямого поступления болотных вод в водоем, как это происходит в оз. Коверъярви. Заболоченность водосборной территории оз. Рапсуд составила 33 %, но содержание органического вещества в озере невысокое (см. табл. 3), что возможно связано с типом торфяников (верховые и переходные) и распределением их по водосбору.

В заключение можно отметить, что исследованные водные объекты отличаются по химическому составу. Высокая минерализация (14-111 мг/л) водных объектов Заонежья обусловлена присутствием карбонатных пород. Для этих вод характерно высокое содержание гидрокарбонатов кальция и магния. Водосбор Вендюрской группы озер представлен флювиогляциальными грядами, равнинами, моренными равнинами, в сочетании с болотными равнинами (торфяниками) на отмытых хорошо проницаемых песчано-гравийных отложениях, что определяет низкую минерализацию озер (3-14 мг/л). Содержание органического вещества в исследованных озерах незначительное, водоемы в основном, ультраолиго- и олигогумусные, что связано как с низкой заболоченностью территории (5-14 %), так и с особенностями ландшафта в целом (оз. Урос, Рапсуд – заболоченность 33 %). Исключение составляет оз. Коверъярви, где повышенное содержание органического вещества обусловлено поступлением болотного гумуса (доля аллохтонного ОВ - 83 %) с водосборной территории, что связано с проведенной в 70-80 е годы мелиорацией. Исследованные водные объекты характеризуются небольшим содержанием биогенных элементов ( $P_{\text{общ}}$  – 6-21 мкг/л) и в основном имеют олиготрофный, мезотрофный статус.

#### Литература:

Автоматизированная информационная система «Обработка гидрохимической информации и оценка состояния водных объектов (АИС «ОГХИ»): свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ 2010612351 Российская Федерация / Зобков М.Б. опубликовано 31.04.2010. Бюл. РУ ОБПБТ №2 (71). 563 с.

Богданова М.С. Динамика сельскохозяйственного освоения ландшафтов Заонежья (Республика Карелия). Известия Русского географического общества. 2014, Т. 146. Вып. 6. С. 26-40.

Закономерности изменения озерных экосистем в различных ландшафтах восточной Финляндии: озера Вендюрской группы и Заонежья. Отчет № гос. регистрации 01201155831 / Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2013. 358 с.

Зобков М.Б. Применение функций желательности для анализа качества воды // Водные ресурсы. Том 39. № 1. 2012. С. 63-70.

Литвиненко А.В., Богданова М.С. Гидрологическая сеть // Сельговые ландшафты Заонежского полуострова: природные особенности, история освоения и сохранение. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. С. 47-60.

Лозовик П.А., Шкиперова О.Ф., Зобков М.Б., Платонов А.В. Геохимические особенности поверхностных вод Карелии и их классификация по химическим показателям // Труды Карельского научного центра РАН. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 130-143.

Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши. Часть 1 / под. ред. Л.В. Боевой. Ростов-на-Дону. «НОК», 2009. 1044 с.

Bogdanova M.S. Modern landscapes of Zaonezhye Peninsula // Biogeography, landscapes, ecosystems and species of Zaonezhye Peninsula, in Lake Onega, Russian Karelia Finnish Environment Institute (SYKE), neuvonta. Helsinki, 2014. С. 81-102.

Litvinenko A.V., Bogdanova M.S. Hydrological characteristics of Zaonezhye Peninsula // Biogeography, landscapes, ecosystems and species of Zaonezhye Peninsula, in Lake Onega, Russian Karelia Finnish Environment Institute (SYKE), neuvonta. Helsinki, 2014. С. 41-52.

## РЕАКЦИЯ ПРИДОННОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ МАЛЫХ БОРЕАЛЬНЫХ ОЗЕР НА ИЗМЕНЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИМАТА

Г.Э. Здоровеннова, Г.Г. Гавриленко, Р.Э.Здоровеннов

ФГБУН Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН,  
г. Петрозаводск, республика Карелия, Россия. [zdorovennova@gmail.com](mailto:zdorovennova@gmail.com)

В настоящее время на фоне продолжающегося изменения климата отмечается повышение поверхностной температуры воды в озерах по всему миру [O'Reilly et al., 2015]. В северных широтах происходит сокращение периода ледостава и увеличение продолжительности периода вегетации [IPCC, 2013]. Бореальные замерзающие озера, как правило, полимиктические или димиктические с четкими периодами перемешивания весной и осенью. Результаты численного моделирования показывают, что при продолжающемся повышении температуры воздуха к концу столетия период ледостава на озерах умеренной зоны резко сократится или исчезнет полностью, при этом полимиктические озера перейдут в разряд димиктических, а димиктические – в разряд мономиктических [Kirillin, 2010]. Изменения в продолжительности летней стратификации повышают риск возникновения придонной гипоксии и аноксии, особенно в озерах, испытывающих антропогенный прессинг, что может приводить к коллапсу рыбных запасов и заметному увеличению выброса «парниковых» газов, таких, как метан, углекислый газ [Diaz, 2001; López Bellido et al., 2011]. Наибольшее значение такие изменения имеют в озерных регионах, таких как Финляндия, Северо-Запад России, Сибирь, Канада.

Наше исследование было сосредоточено на этапе весеннего перемешивания, играющего важнейшую роль в функционировании озерных экосистем. На этом этапе происходит выброс парниковых газов, накопленных в придонных слоях водоема в период ледостава, активно развивается фитопланктон [Lopez Bellido et al., 2009]. Кроме того, быстрое нагревание водной толщи способствует формированию устойчивой летней стратификации, что, в свою очередь, приводит к уменьшению аккумуляции тепла донными отложениями. Температура донных отложений определяет активность бактериального сообщества, что сказывается на скорости поглощения кислорода и выделения «парниковых» газов [Golosov et al., 2007]. Мы исследовали влияние изменений регионального климата весной на динамику термического и газового режимов двух озер с разным типом перемешивания.

Использовались данные измерений температуры и концентраций кислорода и углекислого газа на двух мезотрофных озерах – Вендюрском, юг Карелии, Россия (62°10'-62°20' с. ш., 33°10'-33°20' в. д.) и Куйварви, Финляндия (61°50' с. ш., 24°17' в. д.), расположенных в 500 км друг от друга. Озеро Вендюрское – относительно небольшой (длиной 7 км, 1.5 км в ширину, площадь поверхности 10.4 км<sup>2</sup>) и мелководный (средняя глубина 5.3 м, максимальная - 13.4 м) водоем водно-ледникового происхождения. Глубина диска Секки составляет 3±0.5 м [Озера Карелии, 2013]. Куйварви – небольшое лесное озеро (2.6 км длиной, 0.4 км шириной, площадь поверхности 0.6 км<sup>2</sup>). Максимальная глубина достигает 13.2 м, средняя 6.4 м, глубина диска Секки 1.2-1.5 м [Heiskanen et al., 2014]. В связи с особенностями строения котловины, а также заметно отличающейся прозрачностью воды, озера имеют разный тип перемешивания. Озеро Вендюрское – типичное

полимиктическое (на этапе открытой воды его водная масса неоднократно перемешивается), в то время как озеро Куйвяярви – димиктическое (полное перемешивание его водной толщи происходит дважды в год – весной после освобождения ото льда и на этапе осеннего охлаждения после разрушения сезонного термоклина).

Измерения температуры воды и содержания растворенного кислорода проводились в центральной глубоководной части озера Вендюрского в 2007-2016 гг. с использованием косы, оснащенной температурными TR-1060 (диапазон  $-5+35^{\circ}\text{C}$ , точность  $\pm 0.002^{\circ}\text{C}$ , разрешение  $<0.00005^{\circ}\text{C}$ ) и кислородными DO-1050 (диапазон 0-150%, точность  $\pm 1\% \text{FS}$ ) датчиками канадской фирмы RBR Ltd., размещенными через 0.5-1 м в водной толще и 0.02-0.1 м в придонном слое. Измерения проводились круглогодично с минутным интервалом, за исключением 3-5 дней весной и осенью, когда коса извлекалась для снятия данных и перезарядки батарей датчиков. Метеорологические данные (скорость и направление ветра и температура воздуха) использовались по ближайшей метеорологической станции "Петрозаводск", расположенной на расстоянии 70 км от места исследования (<http://rp5.ru>).

Измерения температуры воды и содержания углекислого газа проводились в 2010-2016 гг. в центральной части озера Куйвяярви с использованием косы, оснащенной термодатчиками Pt-100 (точность  $0.2^{\circ}\text{C}$ ) с интервалом 0.5-2 м в водной толще и дискретностью измерений 5 секунд. Кроме того, вертикальное зондирование концентраций растворенного кислорода (прибор YSI ProODO, Yellow Springs Instruments, США) проводилось еженедельно в 2013 и 2015 годах вблизи косы [Miettinen et al., 2015]. Парциальное давление углекислого газа в столбе воды определялось из еженедельных зондирований. Кроме того, непрерывные измерения  $\text{CO}_2$  на глубине 7 м выполнялись с использованием системы Airstream, описанной в [Hari et al., 2008]. Метеорологические данные (температура воздуха, скорость и направление ветра) были получены со станции SMEAR II, расположенной в 600 м от озера (<http://avaa.tdata.fi/web/smart/smear/search>).

Сравнение временных рядов метеорологических данных по станциям «Петрозаводск» и SMEAR II показало, что основные погодные явления (теплые и холодные фронты, периоды похолоданий и потеплений) были сходными для двух районов. Также оказалось, что годы исследований существенно отличались по погодным условиям. Например, зима 2009-2010 гг. была наиболее холодной, а последующее лето 2010 г. наиболее жарким. Лето 2012, 2015 и 2016 гг. было прохладным, а 2011 и 2013 гг. теплым, по сравнению с климатической нормой.

По данным термокос мы оценили продолжительность периода ледостава, а также этапов весенней и осенней гомотермии и летней стратификации для обоих озер. Также был оценен диапазон изменчивости придонной температуры на этапе летней стратификации. Оказалось, что сроки начала (с 15 ноября до 10 декабря) и окончания ледостава (первая декада мая, за исключением 2014 г. – 13 апреля и 2015 г. – 22 апреля для озера Куйвяярви) на обоих озерах были близки, но другие параметры значительно отличались. Типичная продолжительность весенней гомотермии около одной недели для озера Куйвяярви (за исключением 2014 и 2015 гг. – 18 и 25 суток, соответственно), для озера Вендюрского - от недели до месяца. Летняя стратификация существует на озере Куйвяярви около 150 суток, на озере Вендюрском заметно меньше – 70-100 суток. В течение лета после установления стратификации озеро Вендюрское может быть полностью перемешано до пяти раз, в то время как на озере Куйвяярви прерывание установившейся стратификации и промежуточное полное перемешивание водной толщи наблюдалось только один раз – в течение мая 2014 г. Максимум теплосодержания достигается на обоих озерах в период с конца июля до второй декады августа. Придонная температура на этапе летнего нагревания в озере Вендюрском (средняя  $11-17^{\circ}\text{C}$ , максимальная  $17-19^{\circ}\text{C}$ ) значительно выше, чем в озере Куйвяярви (в 2010-2013 гг. средняя  $5.8-7.1^{\circ}\text{C}$ , максимальная  $7.6-8.4^{\circ}\text{C}$ , в 2014 и 2015 гг. средняя  $8.7-9.8^{\circ}\text{C}$ , максимальная  $10.5-11.5^{\circ}\text{C}$ ). Продолжительность осенней гомотермии также заметно отличается: около трех месяцев на озере Вендюрском и только полтора месяца на озере Куйвяярви (исключение - осень 2015 – более двух месяцев). Придонная гипоксия существует в озере Куйвяярви до начала октября, в то время как в озере Вендюрском – до середины-

конца августа. Толщина анаэробной зоны в летний период заметно больше в озере Куйваярви (до 6-7 м), чем в Вендюрском (0.5-2 м), к концу зимы на обоих озерах достигает двух метров.

Интересно, что в годы с ранним взломом льда на озере Куйваярви – в 2014 и 2015 гг. – наблюдалось существенное увеличение продолжительности этапов весенней и осенней гомотермии, и сокращение этапа летней стратификации, а также произошло заметное увеличение придонной температуры. Например, в 2011 г. весенняя гомотермия продолжалась одну неделю, придонная температура летом изменялась в пределах 5.8-7.6°C, а в 2015 г., когда весенняя гомотермия продолжалась 25 суток, придонная температура летом была заметно выше и изменялась в пределах 8.8-11.4°C. Такой результат натурных наблюдений не соотносится с результатами модельных расчетов, которые прогнозируют увеличение периода летней стратификации и понижение придонной температуры при сокращении периода ледостава [Kirillin, 2010].

Мы считаем, что объяснение этого можно найти в следующем. В апреле погода в субарктическом регионе еще характеризуется заметной неустойчивостью – периоды солнечной, безветренной погоды могут резко смениться похолоданиями, усилениями ветра. Озеро, вышедшее из-под льда в середине апреля, испытывает, таким образом, заметное влияние погодных условий: на фоне периодических похолоданий и усилений ветра устойчивая стратификация не может сформироваться, озеро нагревается в состоянии гомотермии, происходит перераспределение тепла из поверхностных слоев водной массы в придонные, придонная температура повышается. И чем длительнее будет период весенней гомотермии, тем выше будет придонная температура летом, тем меньше разница температуры эпи- и гипolimниона, следовательно, может раньше произойти разрушение сезонного термоклина и придонной анаэробной зоны, и длительнее будет этап осенней гомотермии. В случае, если озеро выходит из-под льда в первой декаде мая, вероятность быстрого вхождения озера в стратифицированное состояние существенно увеличивается. Придонная температура определяет активность бактериального сообщества, скорость разложения органического вещества, скорость нарастания аноксии, и, следовательно, объем образующихся «парниковых» газов. В годы с ранним взломом льда и длительным периодом весенней гомотермии, можно ожидать большей активности бактериального сообщества, и большего объема накопления «парниковых» газов на фоне более высокой температуры придонных слоев. Однако, в связи с тем, что период летней стратификации продолжается меньше в годы с ранним взломом льда и длительной весенней гомотермией, то время на накопление «парниковых» газов сокращается. Расчеты показали, что объем выделяющихся «парниковых» газов соизмерим в разные годы потому, что скорость накопления газов в годы с более высокой придонной температурой выше, а период накопления – короче, чем в годы с более низкой придонной температурой. Эти два фактора действуют совместно, сглаживая влияние друг друга.

В полимиктическом озере Вендюрском мы не обнаружили какого-либо влияния продолжительности весенней гомотермии на последующие этапы годового термического цикла. Только текущие погодные условия определяли формирование и разрушение термической стратификации на этапе весеннее-летнего нагревания озера. На фоне прохождения циклонов преобладает холодная, ветреная погода, при этом термическая стратификация в озере слабая, периодически сменяется гомотермией. Например, в мае-июле 2012 г. водная толща озера была полностью перемешана, по меньшей мере, пять раз. В таких условиях кислородный режим озера благоприятен: уменьшение содержания кислорода в столбе воды слабо выражено, образования придонной анаэробной зоны не происходит. В годы с преобладанием в июле холодной погоды (2007, 2008, 2009, 2012, 2015) максимальная толщина придонной анаэробной зоны не превышает одного метра, а продолжительность ее существования не более двух-трех недель. В таких условиях угроза накопления «парниковых» газов минимальна. На фоне жаркой безветренной погоды формируется выраженная термическая стратификация и происходит существенное ухудшение

кислородных условий в озере – уменьшается его содержание в столбе воды, а в придонных слоях быстро нарастает гипоксия, толщина анаэробной зоны увеличивается, создавая предпосылки для накопления «парниковых» газов.

Был проведен совместный анализ температурных данных по озерам Куйвьярви и Вендюрскому и проанализирована сезонная изменчивость показателей, характеризующих устойчивость водной массы озер (устойчивость Шмидта, число Веддербурна и частота Вьяйсяля-Брента для периода открытой воды. Очевидно, что водная толща оз. Вендюрского стратифицирована заметно слабее и период летней стратификации существенно короче, по сравнению с оз. Куйвьярви. Следовательно, и период потенциально возможного выделения и накопления «парниковых» газов в оз. Вендюрском заметно короче. Однако, в связи с тем, что летом придонные температуры в озере Вендюрском заметно выше, чем в оз. Куйвьярви, можно ожидать большей активности бактериального сообщества, большей скорости развития аноксии и большего объема выделения «парниковых» газов.

Можно заключить, что при сокращении периода ледостава, в частности, при более ранних сроках выхода озер из-под льда, наибольшие изменения произойдут в термическом и газовом режимах димиктических озер: могут заметно увеличиться периоды весенней и осенней гомотермии, следовательно, сократится период летней стратификации, при этом заметно повысится придонная температура, что может привести к усилению бактериальной активности и интенсификации выделения и накопления «парниковых» газов, что, несомненно, скажется на функционировании их экосистем. С другой стороны, сокращение периода стратификации уменьшит потенциально возможный период накопления «парниковых» газов. В будущих исследованиях планируется более детальное изучение возможных экологических следствий изменения фенологии ледовых явлений на газовый и термический режимы разнотипных озер.

#### Литература:

Озера Карелии / Под ред. Н.Н. Филатова, В.И. Кухарева. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. 463 с.

Diaz R. J. Overview of hypoxia around the World // *J. Env. Qual.* 2001. 30. 275–281.

Hari P., Pumpanen J., Huotari J., et al. High-frequency measurements of productivity of planktonic algae using rugged nondispersive infrared carbon dioxide probes // *Limnol. Oceanogr. Methods.* 2008. 6. 347–354.

Heiskanen J.J., Mammarella I., Haapanala S., et al. Effects of cooling and interal wave motions on gas transfer coefficients in a boreal lake // *Tellus B.* 2014. 66. 22827.

IPCC: Annex I: Atlas of Global and Regional Climate Projections // In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Kirillin G. Modelling the impact of global warming on water temperature and seasonal mixing regimes in small temperate lakes // *Boreal Environmental Research.* 2010. 15. 279–293.

López Bellido J., Tulonen T., Kankaala P., Ojala A. CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> fluxes during spring and autumn mixing periods in a boreal lake (Pääjärvi, southern Finland) // *Journal of Geophysical Research.* 2009. 114. G04007.

López Bellido J., Peltomaa E., Ojala A. An urban boreal lake basin as a source of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> // *Environmental Pollution.* 2011. 159. 1649–1659.

Miettinen H., Pumpanen J., Heiskanen J.J., et al. Towards a more comprehensive understanding of lacustrine greenhouse gas dynamics – two-year measurements of concentrations and fluxes of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O in a typical boreal lake surrounded by managed forests // *Boreal Env. Res.* 2015. 20. 75–89.

O'Reilly, C. M., et al. (2015), Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe // *Geophysical Research Letters*, 42, 10,773–10,781, doi:10.1002/2015GL066235.

# ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕННОСТИ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ И НОРМИРОВАНИЕ ДОПУСТИМОГО АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА НИХ ТОКСИЧНЫМИ ВЕЩЕСТВАМИ

Н.Е. Галахина, П.А. Лозовик

ФГБУН Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН,  
г. Петрозаводск, республика Карелия, Россия.  
[kulakovanata@mail.ru](mailto:kulakovanata@mail.ru), [lozovik@nwpi.krc.karelia.ru](mailto:lozovik@nwpi.krc.karelia.ru)

Существуют два официально признанных подхода для оценки загрязненности воды – расчет индексов загрязнения воды (ИЗВ) [Временные..., 1986], действовавший до 2002 г., и расчет комбинаторных и удельных комбинаторных индексов загрязненности воды (КИЗВ и УКИЗВ) согласно [РД 52.24.643-2002]. Апробация этих методик позволила выявить их существенный недостаток – загрязнение выявляется по веществам, отражающим региональную специфику вод. Во избежание этого предложено использовать региональные предельно допустимые концентрации (РПДК), учитывающие токсичность элементов по их ПДК для рыбохозяйственных водоемов и их геохимический фон для незагрязненных территорий [Лозовик, Платонов, 2005]. Для веществ, у которых  $\text{ПДК} \gg C_{\text{фон}}$ , РПДК рассчитывается как среднегеометрическое их значение:  $\text{РПДК} = \sqrt{C_{\text{фон}} \cdot \text{ПДК}}$ . В данную группу попадают многие соединения ( $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{K}^+$ , Li, Ni, Cd и др.). Для элементов, у которых фоновая концентрация одного порядка, что и ПДК, используется их сумма:  $\text{РПДК} = C_{\text{фон}} + \text{ПДК}$ . К таким соединениям могут быть отнесены нефтепродукты, Cu, Zn и др. В некоторых водах  $C_{\text{фон}}$  может быть больше, чем ПДК. В частности, для поверхностных вод гумидной зоны характерно высокое содержание Fe, Mn, фенолов и их наблюдаемые концентрации зачастую выше ПДК. Для этих веществ требуется специальная разработка РПДК и их не следует учитывать при оценке загрязненности вод.

На основании данных по содержанию в воде приоритетных загрязнителей и их РПДК рассчитывается региональный индекс загрязнения воды ( $\text{ИЗВ}_{\text{рег}}$ ):  $\text{ИЗВ}_{\text{рег}} = \frac{1}{n} \sum \frac{C_i}{\text{РПДК}_i}$ . Для расчета используются только те соединения, у которых  $C_i \geq \text{РПДК}_i$ , а остальные также как и вещества, отражающие региональную специфику вод, не принимаются во внимание. На основании значений  $\text{ИЗВ}_{\text{рег}}$  оценивается загрязненность воды по шкале, ранее принятой для ИЗВ, рассчитываемого по общероссийским ПДК [Временные..., 1986].

Предложена методика нормирования антропогенной нагрузки на водные объекты токсичными веществами, учитывающая степень загрязненности этих объектов, оцениваемая по  $\text{ИЗВ}_{\text{рег}}$ , и объем стока из них [Лозовик, Галахина, 2016а,б]. В данной методике введено понятие количества загрязненных вод (КЗВ), рассчитываемое как произведение  $\text{ИЗВ}_{\text{рег}}$  на среднегодовой сток из водного объекта ( $V_{\text{сток}}$ ):  $\text{КЗВ} = \text{ИЗВ}_{\text{рег}} V_{\text{сток}}$ . Этот критерий показывает, какому количеству разбавленных загрязненных вод будет соответствовать  $\text{ИЗВ}_{\text{рег}} = 1.0$  или до какого объема следует разбавить загрязненные воды, чтобы  $\text{ИЗВ}_{\text{рег}}$  стал равным 1.0.

Оценка загрязненности воды проведена на примере водоемов системы р. Кенти (Республика Карелия) и оз. Имандра (Мурманская область). Система р. Кенти испытывает на себе антропогенное влияние Костомукшского горно-обогатительного комбината (ГОК), в нее поступают его техногенные воды. Показателями, отражающими специфику производства и его воздействия на водную среду, являются  $\text{K}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ , Li и Ni [Кулакова, Лозовик, 2012; Лозовик, Кулакова, 2014]. В качестве ПДК элементов использовались следующие значения:  $\text{K}^+$  – 50 мг/л,  $\text{SO}_4^{2-}$  – 100 мг/л,  $\text{NO}_3^-$  – 9.1 мгN/л, Li – 80 мкг/л, Ni – 10 мкг/л [Перечень..., 1999]. РПДК рассчитывалось как среднегеометрическое значение ПДК элемента и его фоновой концентрации. Значения РПДК для вышеуказанных веществ составляют:  $\text{K}^+$  – 5 мг/л,  $\text{SO}_4^{2-}$  – 16 мг/л,  $\text{NO}_3^-$  – 0.3 мгN/л, Li – 6.3 мкг/л, Ni – 2.2 мкг/л.

Озеро Имандра – крупнейший водоем Мурманской области, подверженный многофакторному антропогенному воздействию целого ряда предприятий: горнодобывающей промышленности (ОАО "Апатит"), металлургической промышленности (Кольская ГМК, ОАО "Североникель"), железорудного производства (ОАО "Олкон"), энергетического комплекса (Кольская АЭС, Апатитская ТЭЦ, каскад Нивских ГЭС), а также хозяйственно-бытовых сточных вод городов [Валькова и др., 2012]. Водоем состоит из трех плесов: Большой, Иокостровской и Бабинской. Большая Имандра является самым загрязненным плесом, в который поступают сточные воды ОАО "Североникель", ОАО "Апатит" и Оленегорского ГОК [Валькова и др., 2012]. Медно-никелевый комбинат (ОАО "Североникель") – главный источник загрязнения оз. Имандра тяжелыми металлами. К приоритетным показателям его сточных вод можно отнести  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , Mn, Ni, Cu и Cl<sup>-</sup>. В качестве ПДК этих элементов использовались следующие значения:  $\text{Na}^+$  – 120 мг/л,  $\text{SO}_4^{2-}$  – 100 мг/л, Cl<sup>-</sup> – 300 мг/л, Mn – 10 мкг/л, Ni – 10 мкг/л, Cu – 1.0 мкг/л [Перечень..., 1999]. Значения РПДК для вышеуказанных веществ составляют 23 мг/л, 14, 22 мг/л, 13 мкг/л, 2.2 и 1.5 мкг/л соответственно.

Для водоемов системы р. Кенти и оз. Имандра выполнены сравнительные расчеты ИЗВ с учетом общероссийских ПДК и РПДК. Согласно полученным  $\text{ИЗВ}_{\text{росс}}$ , все водоемы системы р. Кенти, за исключением «умеренно загрязненного» оз. Окуневое, относятся к категории «чистых», оз. Ср. Куйто – «очень чистое» (табл. 1). Совсем иная картина получается по  $\text{ИЗВ}_{\text{рег}}$ : индексы существенно возрастают и загрязненность системы р. Кенти изменяется от «чрезвычайно грязного» оз. Окуневое до «умеренно загрязненного» оз. Кенто. Кроме того, выполнена оценка загрязненности воды системы по [РД 52.24.643-2002], которая показала, что загрязнение выявляется по веществам, отражающим региональную специфику вод (Mn). В то же время расчеты по вышеуказанному РД с использованием РПДК дают ту же картину, что и расчеты  $\text{ИЗВ}_{\text{рег}}$ . Среди критических показателей загрязненности воды выявлены компоненты ( $\text{K}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ , Ni, Li), являющиеся приоритетными загрязнителями техногенных вод Костомукшского ГОК и их водоприемников.

Таблица 1.

Индексы загрязненности воды системы р. Кенти и оз. Ср. Куйто по данным наблюдений 2009-2012 гг.

Объект	$\text{ИЗВ}_{\text{росс}}$	$\text{ИЗВ}_{\text{рег}}$	КИЗВ	УКИЗВ	КПЗ	КИЗВ	УКИЗВ	КПЗ
			С учетом ПДК			С учетом РПДК		
Оз. Окуневое	1.1	9.9	52.3	3.7	1(Mn)	87.2	6.2	5( $\text{K}^+$ , $\text{SO}_4^{2-}$ , $\text{NO}_3^-$ , Mn, Li)
Оз. Поппалиярви	0.8	6.6	44.1	3.2	1(Mn)	73.8	5.3	4( $\text{K}^+$ , $\text{SO}_4^{2-}$ , $\text{NO}_3^-$ , Li)
Оз. Койвас	0.4	3.0	25.1	1.8	0	46.9	3.4	2( $\text{K}^+$ , $\text{SO}_4^{2-}$ )
Оз. Кенто	0.4	2.0	36.5	2.6	1(Mn)	50.5	3.6	1( $\text{K}^+$ )
Оз. Ср. Куйто	0.2	0.3	29.2	2.0	0	6.0	0.4	0

Индексы, полученные для оз. Имандра, закономерно уменьшаются от самого загрязненного плеса к самому чистому (табл. 2). Значения  $\text{ИЗВ}_{\text{рег}}$  несколько выше по сравнению с  $\text{ИЗВ}_{\text{росс}}$  и более объективно отражают степень загрязненности водоема.

Таблица 2. ИЗВ оз. Имандра

Название плеса	$\text{ИЗВ}_{\text{росс}}$	Классификация по $\text{ИЗВ}_{\text{росс}}$	$\text{ИЗВ}_{\text{рег}}$	Классификация по $\text{ИЗВ}_{\text{рег}}$
Большая Имандра	1.5	Умеренно загрязненные	2.5	Загрязненные
Иокостровская Имандра	1.1	Умеренно загрязненные	1.8	Умеренно загрязненные
Бабинская Имандра	0.6	Чистые	0.9	Чистые

Расчеты КЗВ, выполненные для водоемов системы р. Кенти, показали близкие их значения независимо от месторасположения озер (вблизи выпусков техногенных вод или вдали) (рис. 1).

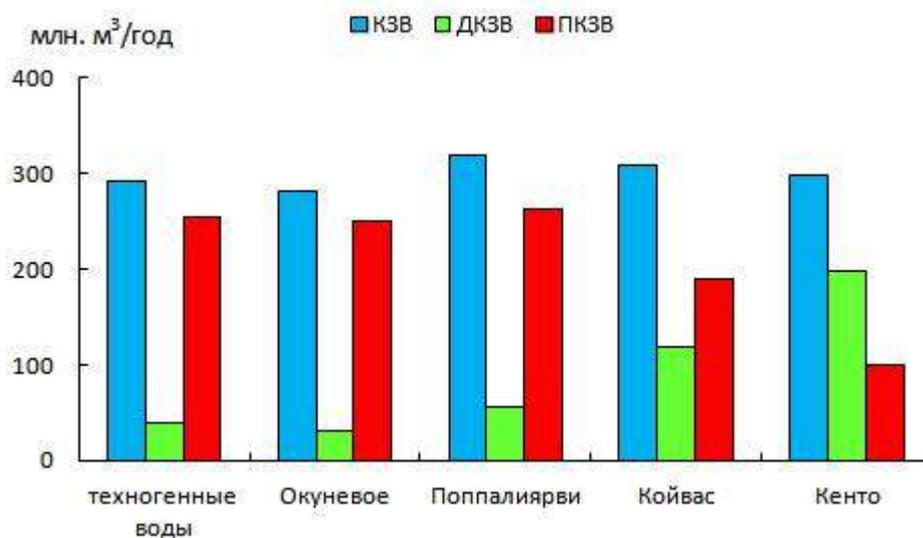


Рисунок 1.- Количество загрязненных вод, поступающих в систему р. Кенти

В среднем по системе КЗВ составляет 302 млн. м<sup>3</sup>/год. Расчет КЗВ можно выполнить непосредственно и для сточных вод с учетом всех источников поступления загрязняющих веществ. Общий объем техногенных вод Костомукшского ГОК составляет 38.6 млн. м<sup>3</sup>/год, а отвечающее им  $ИЗВ_{пер} = 7.6$ , тогда КЗВ, рассчитанное для этих вод, будет достигать 293 млн. м<sup>3</sup>/год. Это значение близко к КЗВ, рассчитанное для озер системы. Допустимое количество загрязненных вод (ДКЗВ) фактически приравнивается к объему стока из озера, когда  $ИЗВ_{пер} = 1.0$ . Превышение количества загрязненных вод (ПКЗВ) дает разница между КЗВ и ДКЗВ. Из рисунка 1 видно, что во всех озерах системы р. Кенти наблюдается превышение КЗВ.

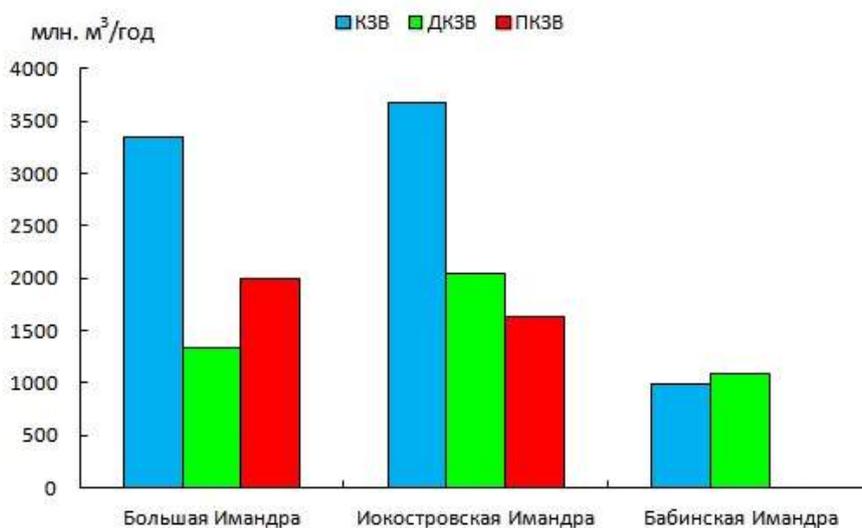


Рисунок 2.- Количество загрязненных вод, поступающих в оз. Имандра

Расчеты КЗВ и ДКЗВ для отдельных плесов оз. Имандра (рис. 2) показали, что превышение КЗВ наблюдается в Большой и Иокостровской Имандрах, тогда как в Бабинской Имандре КЗВ не превышает допустимое благодаря большому разбавляющему эффекту в этой части озера.

Следует отметить, что количество загрязненных вод, поступающих в оз. Имандра на порядок больше, чем поступает в систему р. Кенти

Таким образом, методика, учитывающая региональный фон элементов и их токсичность по ПДК для рыбохозяйственных водоемов, позволяет более надежно оценивать загрязненность водных объектов и выявлять последствия антропогенного влияния. Нормирование допустимого сброса токсичных веществ в водные объекты предложено осуществлять на основе степени их загрязненности по  $ИЗВ_{рег}$  и объему стока из них.

Литература:

Валькова С.А., Кашулин Н.А., Даувальтер В.А., Сандимиров С.С. Структура и динамика сообществ зообентоса озера Имандра в зоне влияния медно-никелевого комбината // Труды Кольского научного центра РАН. № 3. 2012. С. 23–40.

Временные методические указания по комплексной оценке качества поверхностных и морских вод. Утв. Госкомгидрометом СССР 22.09.1986 г. № 250-1163. М., 1986. 5 с.

Кулакова Н.Е., Лозовик П.А. Анализ влияния Костомукшского горно-обогатительного комбината на окружающую среду с учетом природно-техногенных факторов формирования и трансформации вод // Вода: химия и экология. № 2. 2012. С. 18–25.

Лозовик П.А., Кулакова Н.Е. Методические подходы к оценке загрязнения водных объектов в зоне действия предприятий горнодобывающей промышленности // Водные ресурсы. № 4. 2014. С. 429–438.

Лозовик П.А., Галахина Н.Е. Последствия антропогенного влияния на водные объекты района Костомукши // Роль науки в решении проблем региона и страны: фундаментальные и прикладные исследования. Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, посвящ. 70-летию КарНЦ РАН. Петрозаводск, 2016а. С. 25–27.

Лозовик П.А., Галахина Н.Е. Оценка загрязнения вод с использованием различных методических подходов и нормирование сброса сточных вод // Экологические проблемы северных регионов и пути их решения: Материалы VI Всероссийской научной конференции с международным участием. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2016б. С. 37-42.

Лозовик П.А., Платонов А.В. Определение региональных предельно допустимых концентраций загрязняющих веществ на примере Карельского гидрографического района // Геоэкология. № 6. 2005. С. 527–532.

Перечень рыбохозяйственных нормативов: предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды водных объектов, имеющих рыбохозяйственное значение. М.: ВНИРО, 1999. 303 с.

РД 52.24.643-2002. Метод комплексной оценки степени загрязненности поверхностных вод по гидрохимическим показателям. СПб.: Гидрометеоздат, 2004. 50 с.

## **ПРИМЕНЕНИЕ ТЕХНОЛОГИИ РЕМЕДИАЦИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ОТХОДОВ ПРОМЫШЛЕННОСТИ В АРКТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ**

<sup>1</sup> М.В.Слуковская, <sup>1</sup> И.П.Кременецкая, <sup>2</sup> Л.А. Иванова

<sup>1</sup> *ФГБУН Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, Мурманская область, Россия.*

[krem.mv@gmail.com](mailto:krem.mv@gmail.com)

<sup>2</sup> *ФГБУН Полярно-альпийский ботанический сад-институт им. Н.А. Аврорина Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, Мурманская область, Россия.*

[ivanova\\_la@inbox.ru](mailto:ivanova_la@inbox.ru)

Процессы рассеяния соединений тяжелых металлов (ТМ) в природной среде привели к образованию в зонах воздействия промышленных предприятий техногенных ландшафтов, водные и почвенные объекты которых являются источниками вторичного неконтролируемого загрязнения гидросферы. В Мурманской области одними из основных источников загрязнения экосистем являются медно-никелевые предприятия ОАО «Кольская ГМК», производственные площадки которой расположены возле городов Мончегорска (ПМ)

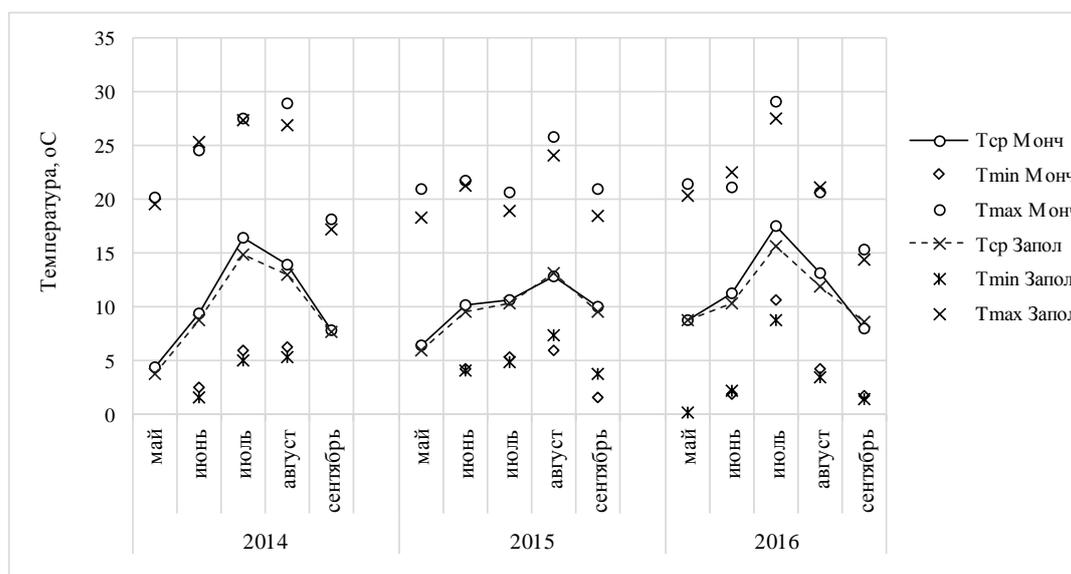
и Заполярного (ПЗ). В результате многолетнего воздействия аэротехногенных выбросов в импактных зонах этих предприятий образовались депрессивные территории, характеризующиеся высокой кислотностью и экстремальным содержанием Cu и Ni в почве и водоемах, эродированным почвенным покровом и частичной или полной утратой растительного покрова на всех ярусах [Лукина и др., 2005; Кашулина и др., 2010].

Зачастую единственным способом локализации такого загрязнения является снижение геохимической подвижности ТМ за счет образования соединений, устойчивых в гипергенных условиях. Для этой цели широко применяются мелиоранты, в качестве которых в мировой практике, как правило, используют отходы промышленности, подходящие по своему гранулометрическому и химическому составу, с последующим формированием на них растительного покрова из злаковых и/или древесных растений [Копчик, 2014]. Для каждой территории сочетание этих компонентов очень индивидуально, поскольку технология ремедиации включает как геохимическую и фитоценотическую, так и климатическую и экономическую составляющие.

Коллективом авторов из Кольского научного центра РАН начиная с 2010 года на территории возле г. Мончегорска успешно апробированы отходы предприятий горнопромышленного комплекса, содержащие кальцит (отходы обогащения апатит-магнетитовых руд рудника "Железный" ОАО "Ковдорский ГОК", Мурманская обл.) и гидросиликат магния серпентин (сунгулит из вмещающих пород Хабозерского месторождения оливинитов, Мурманская обл., и вскрышные породы Халиловского месторождения магнезита, ЗАО "Литосфера", Оренбургская обл.) [Калинников и др., 2014; Лащук и др., 2016]. Для создания растительного покрова использовались смеси семян злаковых растений, высеванных в слой гидропонного вермикулитового субстрата [Ivanova, 2011; Слуковская и др., 2014].

#### ***Оценка влияния условий произрастания на состояние растительного покрова***

В полевом эксперименте, результаты которого приведены в настоящей работе, в качестве субстрата для создания защитной подложки использованы отходы добычи флогопита (г. Ковдор, Мурманской обл.). Эксперимент начат в 2013 году возле г. Мончегорска (ПМ, участок с торфяным техногенным грунтом) и в 2014 году возле г. Заполярный (ПЗ, участок на техногенном мелкозем). Опыты в зоне влияния ПЗ заложены в двух вариантах: на минеральном грунте (ПЗ-1) и на промежуточном слое из высокозагрязненного торфоподобного грунта (ПЗ-2), отобранного на участке в зоне ПМ (опыт на площадке ПМ обозначен как ПМ-3). Климатические условия в Заполярном можно охарактеризовать как менее благоприятные по сравнению с Мончегорском (рис. 1).



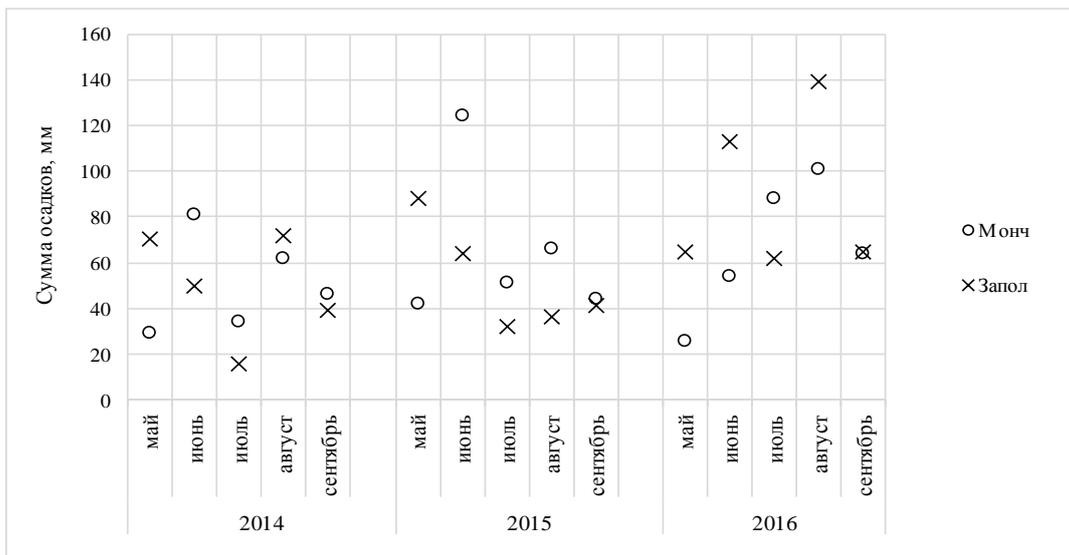


Рисунок 1. Погодная характеристика вегетационных сезонов гг. Мончегорск и Заполярный (по данным [www.rp5.ru]). А – температурные условия:  $T_{cp}$  – среднемесячная температура,  $T_{min}$  и  $T_{max}$  – минимальная и максимальная температура месяца; Б – сумма осадков по месяцам)

### Оценка влияния условий произрастания на состояние растительного покрова

В полевом эксперименте, результаты которого приведены в настоящей работе, в качестве субстрата для создания защитной подложки использованы отходы добычи флогопита (г. Ковдор, Мурманской обл.). Эксперимент начат в 2013 году возле г. Мончегорска (ПМ, участок с торфяным техногенным грунтом) и в 2014 году возле г. Заполярный (ПЗ, участок на техногенном мелкозем). Опыты в зоне влияния ПЗ заложены в двух вариантах: на минеральном грунте (ПЗ-1) и на промежуточном слое из высокозагрязненного торфоподобного грунта (ПЗ-2), отобранного на участке в зоне ПМ (опыт на площадке ПМ обозначен как ПМ-3). Климатические условия в Заполярном можно охарактеризовать как менее благоприятные по сравнению с Мончегорском (рис. 1).

Внешний вид экспериментальных площадок существенно отличается. В середине 3-го вегетационного сезона в Заполярном растения выглядели более угнетенными, проективное покрытие составляло 40-60%, в Мончегорске – 100%. Биометрические данные свидетельствуют о высокой степени неоднородности травостоя (рис. 2).

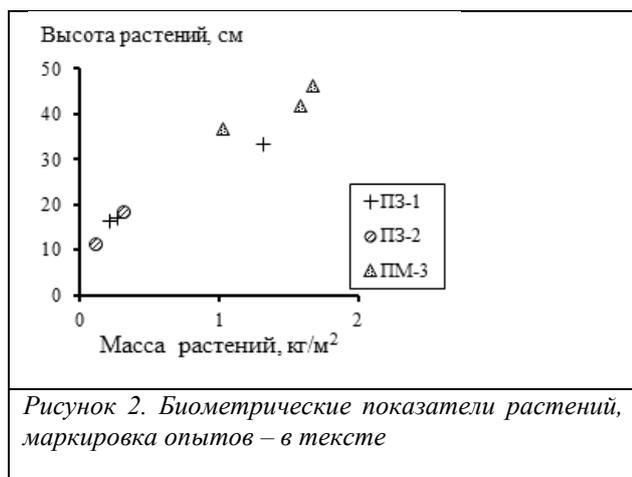


Рисунок 2. Биометрические показатели растений, маркировка опытов – в тексте

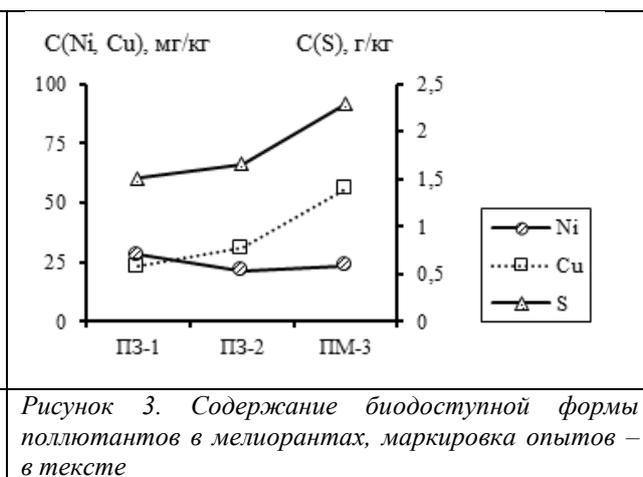


Рисунок 3. Содержание биодоступной формы поллютантов в мелиорантах, маркировка опытов – в тексте

Среднее значение длины растений в опыте ПЗ-1 непосредственно на минеральном грунте составляет  $22.3 \pm 9.5$  см. В опыте ПЗ-2 с промежуточным слоем из загрязненного торфа высота значительно меньше и составляет  $14.4 \pm 5.1$  см. Масса растений для каждой

площадки коррелирует с высотой, причем среднее значение для ПЗ-2 существенно ниже, чем для ПЗ-1 (0.23 и 0.61 кг/м<sup>2</sup> соответственно).

Полученные результаты свидетельствуют об увеличении токсичности мелиоранта при контакте с высоко загрязненным торфом, что подтверждается данными о содержании подвижных компонентов в минеральных субстратах (рис. 3). Сравнение результатов опытов ПЗ-1, ПЗ-2 и ПМ-3 показывает, что в климатических условиях Мончегорска растения развиваются лучше, чем в окрестностях г. Заполярный. Как средняя высота растений, так и биомасса на ПМ-3 в два раза больше, чем в опыте ПЗ-2 (оба варианта контактируют с высоко загрязненным торфом). При этом и данные о составе минеральных субстратов (рис. 3), и химический состав растений, представленный в таблице 1, свидетельствует о более высоком загрязнении среды произрастания растений на ПМ по сравнению с ПЗ. В образцах растений ПМ-3 больше никеля и меди, чем в ПЗ-1, и меньше таких важных элементов питания, как фосфор и калий. Содержание кальция и магния в растениях не отличается для двух площадок.

Таблица 1.

*Химический состав растительных объектов*

Образец	Содержание основных компонентов, мг/кг					
	Ni	Cu	Mg	Ca	P	K
ПМ-3	544	440	2435	1883	2476	15803
ПЗ-1	375	200	2579	1892	3758	25238

На основании полученных результатов можно сделать вывод о решающем влиянии климатических факторов на эффективность технологии фиторекультивации техногенного грунта в районах расположения медно-никелевого производства на Кольском Севере.

#### **Оценка возможности масштабного применения технологии**

Выполнена оценка площади территории с наиболее высокой степенью деградации почвенного покрова вблизи г. Мончегорска (рис. 4).

Данный участок дренируется реками Кумужья и Травяная, которые входят в систему водосбора р. Ньюдауй, впадающей в оз. Имандра. На схеме черным контуром выделен участок, на котором целесообразно провести работы по восстановлению растительности с использованием мелиорантов из промышленных отходов, учитывая, что такая технология должна способствовать закреплению тяжелых металлов в поверхностном слое грунта. Площадь территории составляет 4.5 км<sup>2</sup>. Следует отметить, что рекультивация Мончегорской пустоши является более важной задачей по сравнению с Заполярным.



Рисунок 4. Карта-схема территории, нуждающейся в рекультивации

Сток с нее оказывает значительное воздействие на загрязнение озера Имандра – водоем высшей рыбохозяйственной категории, являющийся источником питьевого водоснабжения для г. Апатиты – второго по величине города Мурманской обл.

Структура расходов на выполнение двух этапов выполнения работ – подготовку почвы и посев семян – представлена в таблице 2. Расчеты выполнены в 2012 году для работ с применением отходов ОАО «Ковдорский ГОК».

Таблица 2.

Стоимость выполнения этапов рекультивации техногенного грунта

№	Наименование	Затраты, тыс. руб/га			
		транспортные расходы	стоимость материалов	выполнение работ	всего
1	Подготовка почвы	1585	708	893	3186
2	Посев семян	26	1340	1043	1852

Суммарная стоимость работ по рекультивации 1 га загрязненной территории составляет 5 млн. руб. Потребность в мелиоранте для рекультивации всей площади составляет ориентировочно 360 тыс. т. Почти половину стоимости составляют расходы на подготовку и транспортировку мелиоранта. В этой связи основным фактором оптимизации издержек является доступность и низкая стоимость мелиоранта. На территории Мурманской области целесообразно использовать отходы, образующиеся при отработке Ковдорских месторождений, благодаря наличию в них карбонатов и силикатов кальция и магния.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-60022 мол\_а\_дк и Президиума РАН, программа «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации».*

#### Литература:

Калинников В.Т., Кременецкая И.П., Иванова Л.А., Слуковская М.В., Горбачева Т.Т., Алексеева С.А., Лашук В.В., Дрогобужская С.В. Приемы адаптивных технологий при создании культурфитоценозов в условиях техногенных ландшафтов Субарктики, загрязненных тяжелыми металлами // Вестник КНЦ. № 2. 2014. С. 80-90.

Кашулина Г.М., Переверзев В.Н., Литвинова Т.И. Трансформация органического вещества почв в условиях экстремального загрязнения выбросами комбината “Североникель” // Почвоведение. 2010. № 10. С. 1265-1275.

Копчик Г.Н. Современные подходы к ремедиации почв, загрязненных тяжелыми металлами (обзор литературы). Почвоведение, 2014. № 7. С. 851-868.

Лашук В.В., Слуковская М.В., Кременецкая И.П., Мосендз И.А., Иванова Л.А. Применение отходов АО «Ковдорский ГОК» для мелиорации загрязненного почвенного слоя. Известия Самарского научного центра РАН. Том 18. №2(3). 2016. С. 746-751.

Лукина Н.В., Сухарева Т.А., Исаева Л.Г. Техногенные дигрессии и восстановительные сукцессии в северотаёжных лесах. М: Наука, 2005. 245 с.

Слуковская М.В., Иванова Л.А., Горбачева Т.Т., Дрогобужская С.В., Иноземцева Е.С., Марковская Е.Ф. Изменение свойств техногенно загрязненного грунта при использовании карбонатитового мелиоранта в зоне воздействия медно-никелевого комбината // Труды КарНЦ РАН. No 6. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2014. С. 133-142.

Ivanova, L.A. (2011). Method for biological recultivation of industrial wastelands. Patent WO2011084079 A1.

## ИЗУЧЕНИЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И МОРФОЛОГИИ КОТЛОВИНЫ ОЗЕРА ЖИЖИЦКОЕ ПО ДАННЫМ ГЕОРАДАРНОЙ СЪЕМКИ

Н.А. Костромина<sup>1,2</sup>, Г.Б. Федоров<sup>1,2</sup>, Н.Ю. Бобров<sup>1</sup>, **С.С. Крылов<sup>1</sup>**, А.В. Титов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский Государственный Университет,  
Санкт-Петербург, [kostromina132@gmail.com](mailto:kostromina132@gmail.com);

<sup>2</sup> Институт Арктики и Антарктики, Санкт-Петербург, [fedorov@aari.ru](mailto:fedorov@aari.ru)

Наиболее полную информацию о развитии водоема в настоящем и прошлом можно получить при анализе его донных отложений. Изучение озерных отложений позволяет судить о современных процессах, недостаточно выраженных в современном рельефе. Изучая морфологию озерной котловины, можно выделить факторы, которые повлияли на нее и могут влиять на рельеф сопредельных территорий.

Одним из методов изучения озерных отложений является георадарное профилирование. Принцип действия георадара основан на излучении в среду коротких электромагнитных импульсов и приеме сигналов, отраженных от границ раздела слоев, имеющих различные электрофизические свойства. Полученная информация визуализируется в виде радарограмм [Владов, Старовойтов, 2004]. Георадарное профилирование позволяет проследить донный рельеф и строение отложений до глубины проникновения сигнала.

Объектом исследования является озеро Жижицкое, расположенное на юго-западе Валдайской возвышенности, на территории Псковской области. Площадь озера без учета островов составляет 57.26 км<sup>2</sup>, максимальная глубина – 7.8 м, средняя глубина – 3.2 м [Топографическая карта О-36-XXXII, 1975]. Озеро является проточным, входит в бассейн Западной Двины. В районе исследуемого объекта под чехлом четвертичных отложений (морены, водно-ледниковые отложения) залегают породы девонской системы (представлены трещиноватыми известняками, отмечается закарстованность пород одной из свит). Озеро располагается в зоне краевых ледниковых образований Валдайского оледенения [Геологическая карта СССР, 1977].

Летом 2015 года были проведены георадиолокационные исследования с помощью георадара «ОКО» с экранированным антенным блоком АБ-150 (17 профилей, общей длиной около 100 км). Отбор колонки донных осадков производился в зимний период с озерного льда с помощью торфяного бура.

Данные радарограмм использовались для выделения комплексов донных отложений. В результате анализа радарограмм были выделены 2 георадарных комплекса, соответствующие породам разной плотности (рис.1). Верхний комплекс (1) (менее плотный) выделяется на каждом профиле, но его распространение не повсеместно. Более плотные отложения (2) выходят на поверхность дна, как в береговой зоне, так и в центральных частях озера. Котловины, сложенные более плотными отложениями, находятся на разных батиметрических уровнях, что может свидетельствовать о неравномерном характере осадконакопления.

При сопоставлении георадарных данных с описанием отобранной колонки донных отложений было установлено, что верхнему георадарному комплексу соответствует горизонт рыхлых органогенных илов, нижнему – минерагенные отложения (минерагенные илы, алевроиты, глины)

Для более подробного изучения морфологии котловины озера и прослеживания пространственных закономерностей в программе Surfer были построены батиметрические схемы дна озера и подошвы верхнего георадарного комплекса (рис.2). Для построения схем был применен метод Криге (Kriging) – это геостатистический метод построения сети. Данный метод подчеркивает тренды, присутствующие в данных [Силкин, 2008].

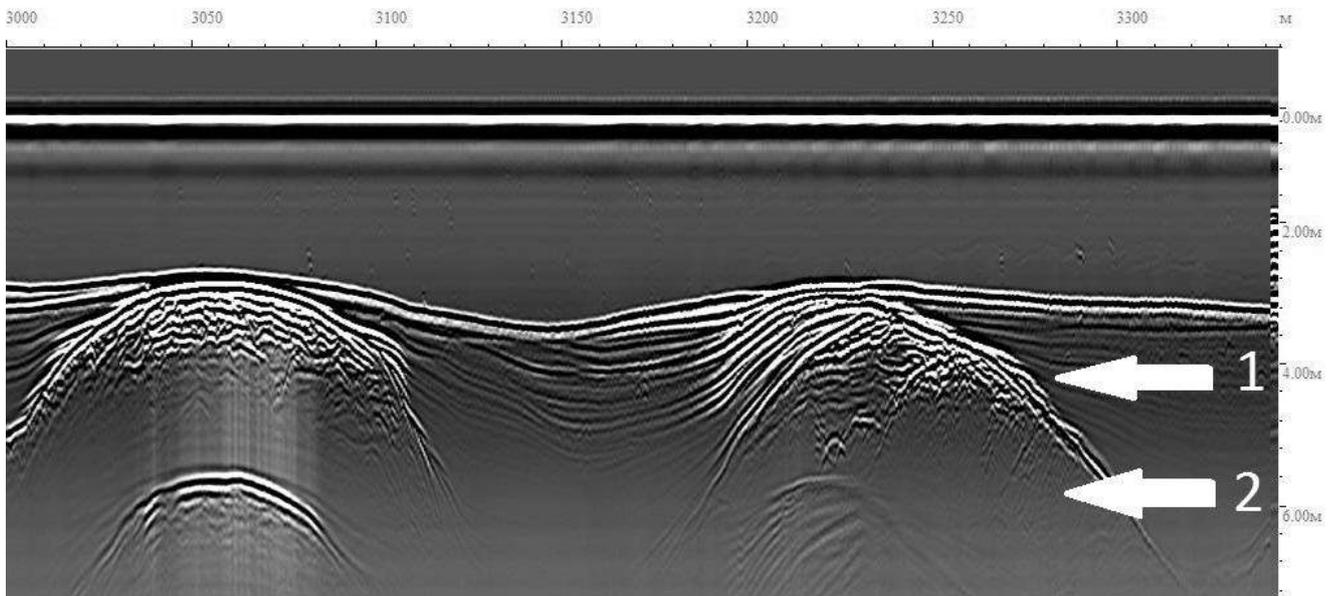


Рисунок 1 - Пример радарограммы по озеру Жижичское.  
 Цифрами обозначены: 1- верхний, 2 – нижний георадарные комплексы.

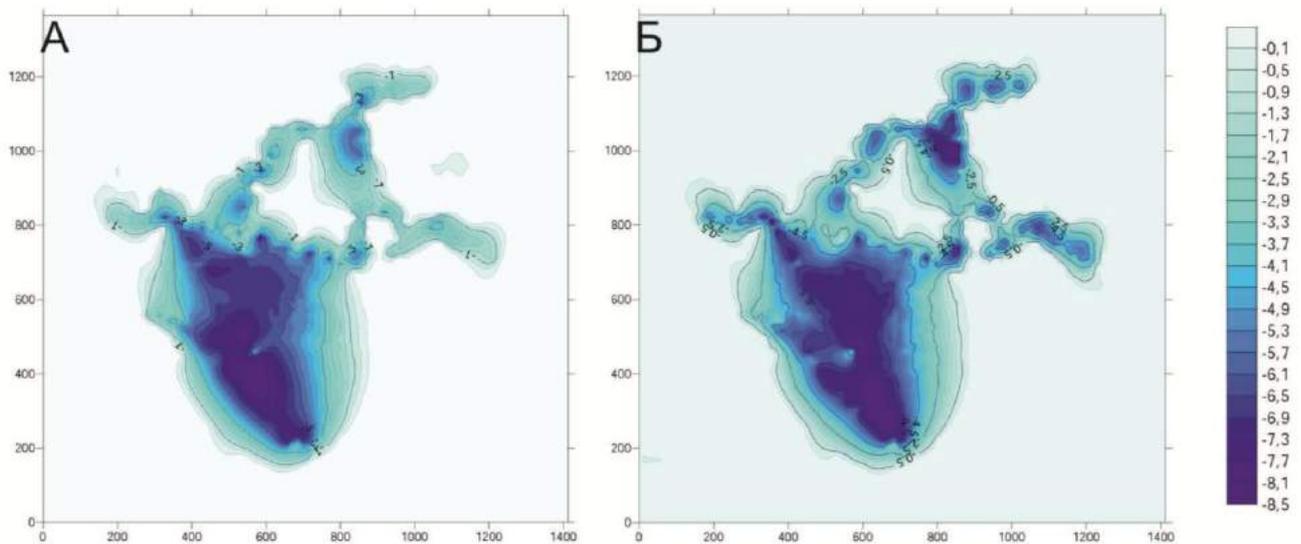


Рисунок 2 - Батиметрические схемы дна озера (А) и подошвы верхнего георадарного комплекса (Б).  
 Все числа указаны в метрах.

Анализируя обе схемы совместно, можно говорить о том, что рельеф дна намного более сглажен в отличие от рельефа подошвы верхнего комплекса. Котловина, расположенная в южной части озера, отчетливо проявленная на схеме А, на схеме Б разделяется на две отдельные котловины. Помимо этого на схеме Б заметно скопление округлых отрицательных форм рельефа, расположенных в северной части озера. Можно предположить провальное происхождение данных форм. В ходе анализа радарограмм были выявлены нехарактерные формы залегания отложений. Они выражены соответствием возвышенных участков нижнего более плотного слоя понижениям в верхнем менее плотном слое. Морфология подчеркивается увеличением наклона в слоистости, при общем горизонтальном залегании (рис.3).

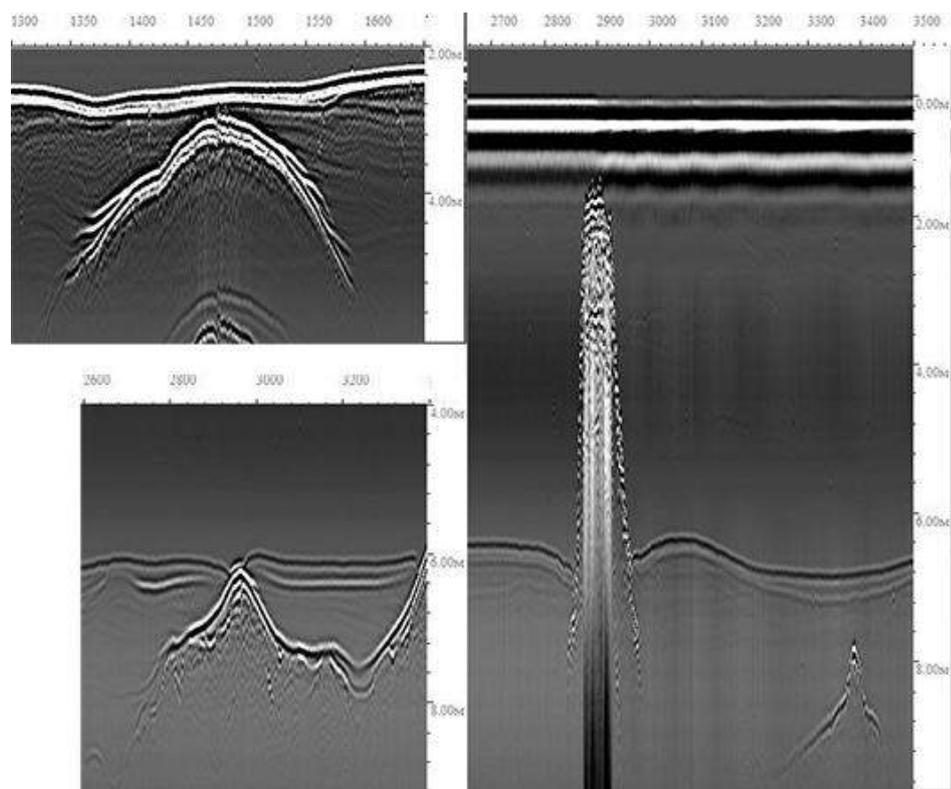


Рисунок 3 - Примеры описываемых форм залегания отложений.

Факторы, которые могли обусловить данные формы залегания, условно можно разделить на две группы. В первом случае можно предположить влияние нижележащих толщ, которые могли вызвать просадки рыхлых осадков. Действующими факторами в этом случае могут быть карст и термокарст. Во втором случае за активный фактор принимается действие водной толщи, в первую очередь придонных течений, усиливающих эрозию.

В пользу гипотезы о карстовом происхождении говорит геологическое строение региона исследования. Четвертичные отложения представлены известняками девонской системы. Карст на девонских известняках описан на территории Латвии [Варфоломеева, 1966], но в сравнении с долиной Даугавы в районе озера Жижицкое мощность четвертичных отложений значительно больше (51 м) [Геологическая карта СССР, 1977]. Четвертичные отложения представлены преимущественно песками. Карстовый процесс в чистом виде не может быть проявлен на поверхности из-за большой мощности четвертичных отложений. Но суффозионные формы рельефа, приуроченные к залегающим ниже толщам известняков, могут формироваться, так как не на всей территории озера в четвертичных отложениях представлены водоупорные горизонты, следовательно, может происходить водообмен.

В поддержку гипотезы об эрозионном происхождении данных форм залегания, говорит наличие похожих форм на сейсмоакустических профилях морского дна, описанные как эрозионные [Корнеев, 2011]. Масштабы форм на сейсмоакустических профилях и радарограммах озера Жижицкое отличаются на порядок (первые метры – первые десятки сантиметров). Несомненно, придонные течения оказывают влияние на осадконакопление в озере, но их распространение зависит от уже существующих форм донного рельефа (особенно в водоеме с небольшой глубиной). Следовательно, донная эрозия является скорее следствием уже сформировавшегося донного рельефа, и не может являться первопричиной появления описываемых форм, а лишь подчеркивает их.

Таким образом, наиболее вероятным механизмом формирования отмеченных особенностей донных отложений можно назвать преимущественное влияние карстово-суффозионных процессов, подчеркнутое донной эрозией.

Литература:

Варфоломеева О. М. Об эволюции вертикальных карстовых каналов / Гидрогеология и карстоведение. Вып. 3, 1966

Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. М.: Издательство МГУ, 2004. 153 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия московская. Лист О-36-XXXII. Объяснительная записка / Г.С.Третьяков, М.А.Третьякова, О.И.Ильина Ред. М.И. Лопатников, Н.В. Родионов. М., 1977. 129 с.

Корнеев О.Ю. Выявление геологических опасностей с помощью высокочастотного сейсмоакустического профилирования и локация бокового обзора для целей ГМГСШ/ О.Ю.Корнеев, А.И.Свечников, А.Е.Рыбалко, М.А.Никитин, О.В.Назарова // Разведка и охрана недр. – 2011. – №10. – С.48-53.

Силкин К.Ю. Геоинформационная система Golden Software Surfer 8: Учебно-методическое пособие для вузов. - Воронеж: Изд-во ВГУ, 2008. 66 с.

Топографическая карта О-36-XXXII. Торопец. РСФСР Калининская и Псковская области, 1975

## ГЕОРАДАРНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОЗОВЫХ ГРЯД ЗАОНЕЖЬЯ

**А.И. Родионов, П.А. Рязанцев**

*ФГБУН Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск,  
республика Карелия, Россия. [Fabian4695@gmail.com](mailto:Fabian4695@gmail.com)*

Четвертичные отложения ледникового генезиса на территории России широко представлены в Северо-западном регионе, в том числе и в Карелии [Бискэ, 1959; Лукашов, Демидов, 2001]. Наряду с уточнением строения толщи и выделением различных ледниковых комплексов, существует ряд научных и прикладных задач четвертичной геологии, которые могут быть решены при помощи георадиолокации - современного геофизического метода изучения верхней части разреза. В зависимости от поставленных задач метод позволяет получать широкий спектр данных. Достаточно эффективно применение георадара при изучении месторождений песка и песчано-гравийной смеси [Глазунов, Ефимова, 2001; Pasanen, 2009]. В рамках данной работы производились георадиолокационные исследования озовых гряд, расположенных на территории Заонежского полуострова – площади подвергшейся активному влиянию ледниковых масс в период последнего оледенения [Бискэ, 1959; Бискэ и др., 1966].

В 60е годы XX столетия под руководством Г.С. Бискэ проводилось активное изучение характера и особенностей осадконакопления ледниковых и водно-ледниковых отложений на территории Заонежского полуострова. Территория, упомянутая выше, имеет достаточно подробное геологическое описание, показанное в литературе, отчетах и картах.

Озовые гряды представляют собой формы рельефа, имеющие крутопадающую структуру с одной стороны и более пологую с другой, что связано с особенностями осадконакопления и движения воднопесчаных масс при таянии тела ледника [Бискэ, 1959; Лукашов, Демидов, 2001]. Над окружающим рельефом они могут выделяться на несколько десятков метров. Озовые гряды являются удобными для отработки месторождениями песка и ПГС [Бискэ, 1959]. На рисунке 1 демонстрируется карта-схема четвертичных отложений Заонежского полуострова.

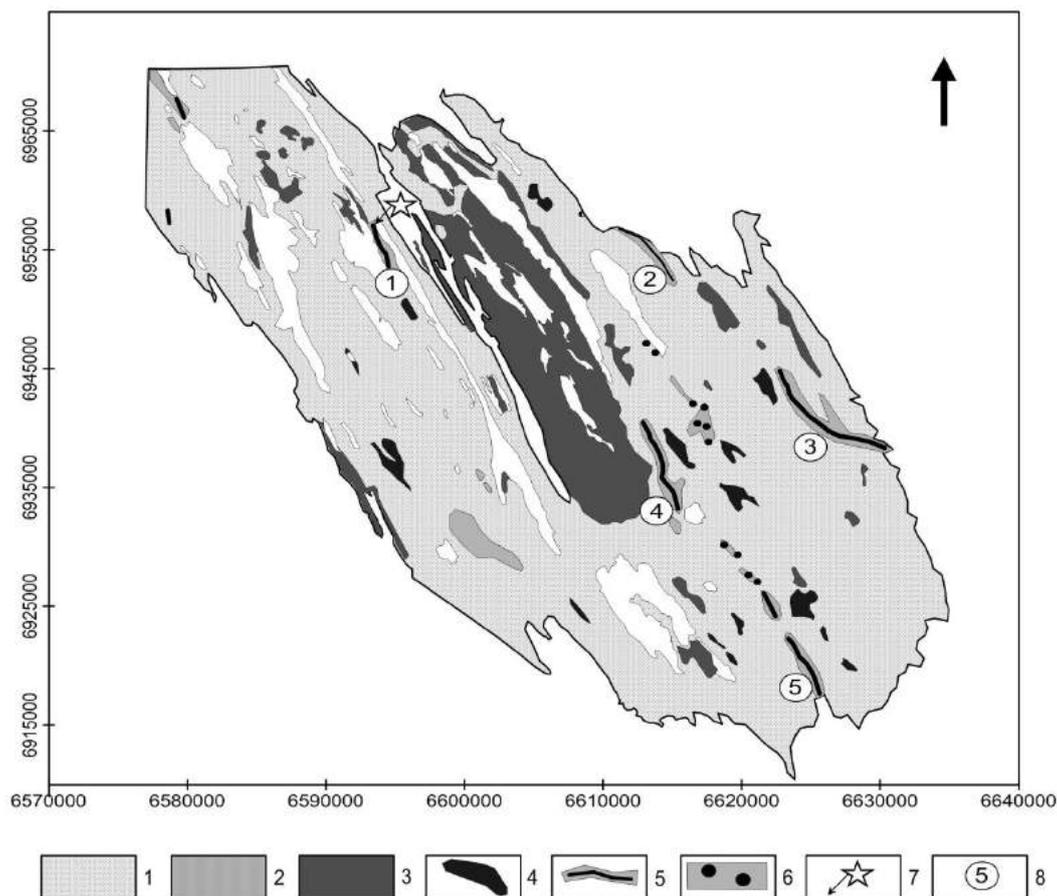


Рисунок 1 - Схематичная карта четвертичных отложений Заонежского полуострова (составлена с использованием материалов Бискэ и др., 1966; Лукашов, Демидов, 2001; Biogeography..., 2014).

1 – озерные отложения (поздне- и послеледниковые); 2 – ледниковые и водно-ледниковые отложения; 3 – выходы коренных пород; 4 – торфяно-болотные отложения; 5 – озовые гряды; 6 – камы; 7 – изучаемый объект; 8 – исследованные озовые гряды.

Внутренние особенности строения и большое количество обломочного материала в озовых грядах делает такие объекты сложными для исследования с помощью традиционных геологических методов изучения четвертичных отложений (шурфовое опробование толщ, шнековое бурение). Этот факт являлся обоснованием для выбора георадиолокации, как метода позволяющего получать данные с глубины 10 и более метров, с гораздо большей скоростью, при меньших трудозатратах.

Объектом исследований является озовая гряда, расположенная к югу от деревни Кажма. Гряда детально описана в работе [Бискэ и др., 1966], и характеризуется частой сменой литологического состава. Для верхней части оза характерно присутствие большого количества валунов. В средней части встречается множество линз песков различной зернистости и супесей с прослойками ленточных глин. В нижней части наблюдаются мелкозернистые кварцевые пески, с небольшим количеством небольших валунов.

Геофизическая съемка проводилась георадаром ОКО-2 оснащенным антенным блоком АБ 150М, по регулярной сети профилей, перпендикулярной телу оза. Обработка данных производилась в ПО GeoScan32. Полученные радарограммы подвергались интерпретации, в ходе которой производилось выделение георадарных образов – областей обладающими особенностями распространения сигнала приуроченного к тому или иному литотипу [Daniels, 2004].

На рисунке 2 изображена радарограмма полученная при обработке одного из профилей пересекающего Кажминский оз. Для толщи была установлена диэлектрическая проницаемость, составившая 5 единиц СИ, что соответствует показателям сухого песка

[Владов, Старовойтов, 2004]. Линиями на рисунке обозначены условные границы георадарных образов, соответствующие разным по литологическому составу частям толщи.

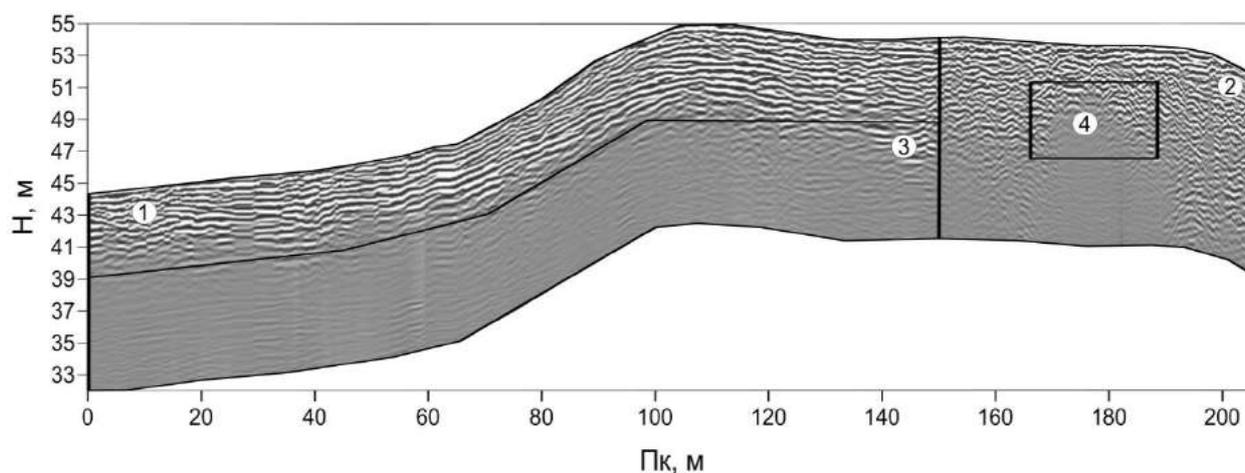


Рисунок 2.- Радарограмма Кажминского озера.  
Цифрами обозначены области, характеризующие различные георадарные образы.

Область №1 (рис. 2) локализована в пределах 0-150 пикета. Она характеризуется четкими, протяженными осями синфазности и была отнесена к среднезернистому песку с включениями валунов. Так же в интервале 20-40 пикета наблюдаются неоднородности сигнала, соотносимые с линзами песка и ПГС, отличающегося по крупности от остальной толщи.

Область №2 (рис.2) характеризуется хорошо различимыми нарушениями осей синфазности и появлением гипербол, свидетельствующих о наличие локальных объектов в толще. Характер волнового поля смещается в сторону хаотичного. Эти факты указывают на появлении включений валунов большего размера, в сравнение с областью №1.

Область №3 и область №4 характеризуются повышенным затуханием электромагнитной волны, что указывает на появление глинистого слоя в их кровельной части. Как следствие, дешифровка нижележащей толщи не представляется возможной. Этот факт обусловлен слоем ленточных глин, встречающихся на всей площади озера [Бискэ и др., 1968].

В результате выполненных исследований была доказана эффективность метода георадиолокации при изучении озовых гряд. Установлено, что на данные получаемые с использованием георадара обладают высокой информативностью и глубиной исследования, в сравнение с традиционными методами геологического опробования толщи. Наблюдается уверенная корреляция полученных данных с результатами исследований ученых геологов.

#### Литература:

Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск: Госиздат КАССР, 1959. 307 с.

Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д., Горюнова Н.Н., Ильин В.А. Геолого-геоморфологическое строение побережья Онежского озера. Фонды СЗТГУ и Кар. Фил. АН СССР, 1966

Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д., Горюнова Н.Н., Ильин В.А., Сыромьятина Н.Д. / Отчет по теме НИР «Геолого-геохимические особенности четвертичных отложений Онего-Сегозерского водораздела и Заонежья, как основа для поисков закрытых месторождений». Научный Архив КарНЦ РАН. №40. Петрозаводск, 1968. Том 1. 348 с.

Владов М.Л., Старовойтов А. В. Введение в георадиолокацию. Учебное пособие М.: Издательство МГУ, 2004. - 153 с.

Глазунов В.В., Ефимова Н.Н. Георадиолокационное зондирование при поисках и разведке месторождений песка // Разведка и охрана недр. 2001. № 3. С. 42-44.

Лукашов А.Д. И.Н. Демидов. Условия формирования рельефа и четвертичных отложений Карелии в поздне и послеледниковые как основа становления современной природной среды // Биогеография Карелии. Труды КарНЦ РАН. Сер. Б. Биология. Вып. 2. Петрозаводск. 2001. С. 3–11.

Daniels D.J. Ground penetrating radar. Cornwall: MPG Books Limited. 2004. - 722 p.

Pasanen, A. Radar stratigraphy of the glaciotectonically deformed deposits in the Isoniemi area, Naukipudas, Finland // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2009. V.81. P. 39–51.

Biogeography, landscapes, ecosystems and species of Zaonezhye Peninsula, in Lake Onega, Russian Karelia / Eds. Lindholm T., Jakovlev J., Kravchenko A. Helsinki: Finnish Environment Institute, 2014. 360 p.

## ИЗУЧЕНИЕ БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ ЗАОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА МЕТОДОМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ

П.А. Рязанцев <sup>1</sup>, П.А. Игнашов <sup>2</sup>

<sup>1</sup>ФГБУН Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск,  
Республика Карелия, Россия. [chthonian@yandex.ru](mailto:chthonian@yandex.ru)

<sup>2</sup>ФГБУН Институт биологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск,  
Республика Карелия, Россия. [paul.ignashov@gmail.ru](mailto:paul.ignashov@gmail.ru)

Заонежский полуостров является уникальной территорией, на которой образуются различные природные экосистемы [Lindholm et al., 2014]. Получили развитие в его пределах и болотные экосистемы, основная часть из которых приурочена к тектоническим депрессиям и сформирована в результате трансрегрессивной деятельности Онежского озера. Они сложены болотными и озерными отложениями с характерной структурой, которая показана, например, в работе [Шевелин и др., 1988]. В общем виде строение болот Заонежья можно рассматривать как набор слоев: торф-сапрпель-переходный слой-ленточные глины. Целью представленной работы было изучение строения разных болотных экосистем методом георадиолокации для выявления сходных черт их строения. Для этого выполнены полевые работы в центральной части Заонежского полуострова.

В качестве основного метода для проведения исследований использовалась георадиолокация. Этот метод основывается на излучении и приеме коротких электромагнитных импульсов в толщу пород. Разность электрофизических свойств пород приводит к изменению скорости распространения импульсов, глубине проникновения зондирующего сигнала, образованию отражений от контрастных границ и т.д. Прибор, обеспечивающий генерацию и регистрацию сигнала, называется георадар. По результатам георадиолокации формируется набор трасс – радарограмма. Области изменения принимаемого сигнала на радарограмме (георадарный комплекс) можно соотнести с литологическими неоднородностями зондируемых грунтов [Владов, Старовойтов, 2005]. Одним из ярких примеров изменения свойств грунтов является образование осей синфазности, т.е. протяженных линейных зон интенсивного отражения электромагнитного сигнала. Как правило, эти зоны соответствуют литологическим границам и фиксируют их с высокой точностью [Parry et al., 2014]. Метод георадиолокации применяется для изучения болотных экосистем уже достаточно давно [Hänninen, 1992; Theimer et al., 1994]. Он служит средством для изучения внутренней структуры и морфологии минерального основания болотной залежи, а также выделение типов биогенного материала в естественном залегании. Исследования, представленные в работе, выполнены георадаром «ОКО-2» с антенным блоком 150МГц.

Рассмотрим результаты выполненных работ на примере фрагментов радарограмм, показанных на рисунке 1.

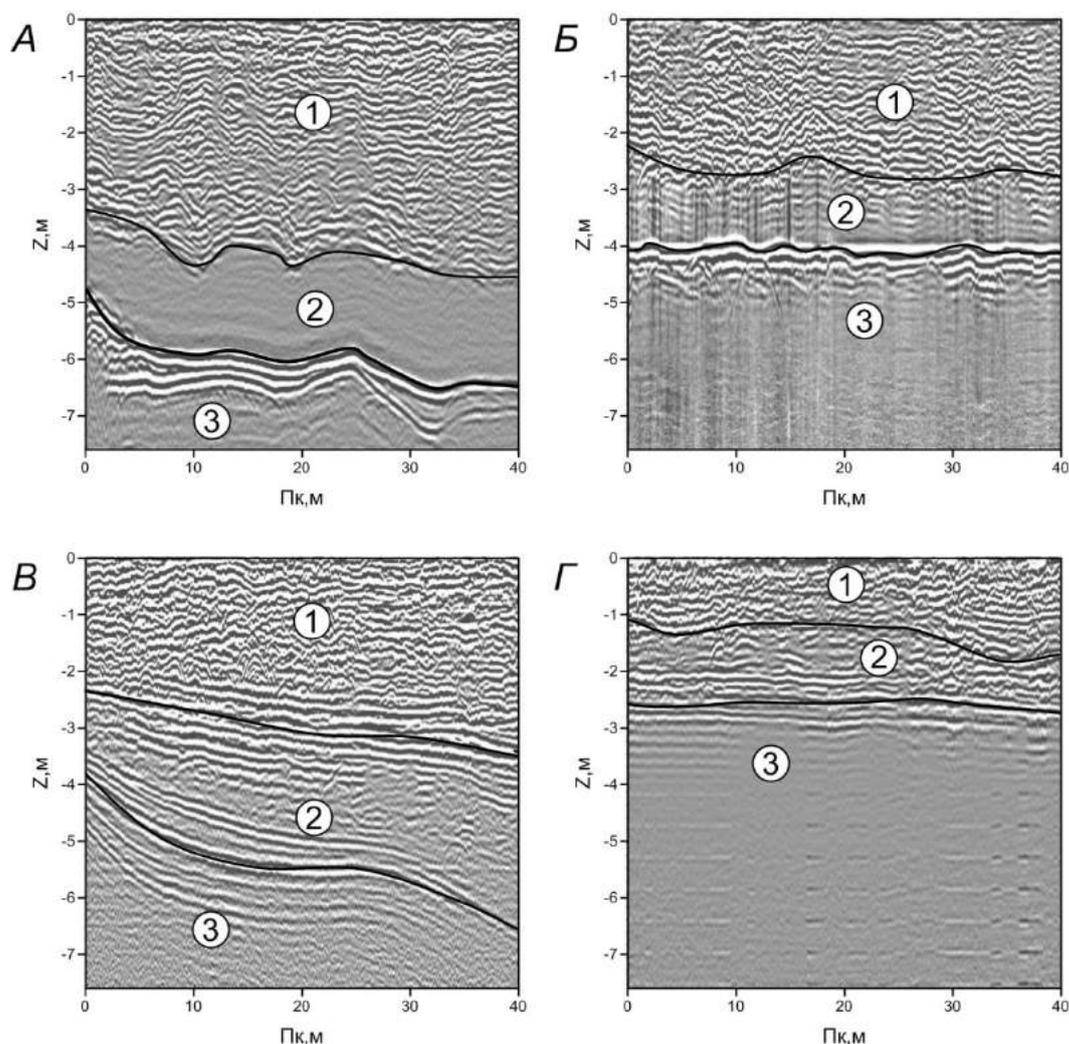


Рисунок 1- Радарограммы с разных болот, расположенных на Заонежском п-ве  
 А – Болото возле оз. Карасозеро; Б – Болото возле оз. Ганьковское;  
 В – Болото возле п. Толвуя; Г – Болото возле Падмозера, где:  
 1. Торфяные отложения, 2. Сапрпель, 3. Ленточные глины

Первая радарограмма (рис.1А) получена на болоте севернее оз. Карасозеро, в западной части Заонежского полуострова. По радарограмме четко выделяется три отдельных комплекса. Верхний комплекс характеризуется прерывистыми и изогнутыми осями синфазности. Он соотносится с неоднородной толщиной торфа имеющей среднюю мощность 4 м. Далее регистрируется комплекс, отличительной чертой которого является отсутствие ярко выраженных осей синфазности, что свидетельствует о его внутренней однородности. Этот факт позволяет соотнести комплекс с толщиной сапропеля мощностью 2 м. Последний комплекс определяется по образованию контрастной отражающей границы с последующим резким затуханием сигнала. Его однозначно можно проинтерпретировать как кровлю ленточных глин, подстилающие болотную залежь и залегающую на глубине порядка 6 м. Вторая радарограмма (рис.1Б) получена на мелиорированном болоте на запад от оз. Ганьковское, в восточной части полуострова. Все георадарные признаки, выделенные ранее, верны и для этой залежи, изменяется только мощность слоев. Так мощность торфа составляет 2,5 м, а сапропеля 1,5 м. Третья радарограмма (рис.1В) получена на болоте в северной части полуострова, в 2,5 км на запад от п. Толвуя. В общем виде она соответствует

предыдущим, при этом обладает и характерными особенностями. К ним можно отнести наличие нового комплекса регистрируемого на глубине 2-3 и 4-6 м, выраженного набором упорядоченных протяженных осей синфазности. Этот комплекс соотносится с переходными областями, в которых происходит градиентное изменение свойств. В интервале 2-3 м происходит изменение соотношения торф-сапрпель, а в 4-6 м сапрпель постепенно переходит в ленточные глины.

Четвертая радарограмма (рис.1Г) получена на болоте южнее оз. Падмозеро, в центральной части полуострова. На ней сохраняется нормальное трехслойное строение болотной залежи, а общая мощность меньше в сравнении с другими и не превышает 3 м.

Таким образом, применение георадиолокации на болотных экосистемах Заонежского полуострова позволило выявить их схожее строение, обусловленное однотипными условиями зарождения и эволюции. Полученные результаты хорошо соотносятся с данными, полученными ранее прямыми методами (бурением). На примере четырех болот показано наличие трех основных структурных единиц: торф – сапрпель – ленточные глины. При этом, выявлено существование различных неоднородностей, таких как изменение мощности или возникновения переходных зон, которые описывают специфические условия существования болотных экосистем. Вследствие чего, результаты георадиолокации возможно применять не только для экспресс-оценки строения болотных залежей, но и для выполнения палеореконструкций их развития на основе комплексного сравнения.

#### Литература:

Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. Учебное пособие. М.: Издательство МГУ, 2004. 153 с.

Шевелин П.Ф., Елина Г.А., Хомутова В.И., Арсланов Х.А. Отражение колебаний уровня режима Онежского озера в растительности и стратиграфии болота Разломное в голоцене / Болотные экосистемы Европейского севера. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1988. С. 39-59.

Biogeography, landscapes, ecosystems and species of Zaonezhye Peninsula, in Lake Onega, Russian Karelia / Eds. Lindholm T., Jakovlev J., Kravchenko A. Helsinki: Finnish Environment Institute, 2014. 360 p.

Hänninen, P. Application of ground penetrating radar and radio wave moisture probe techniques to peatland investigations / Geological Survey of Finland, 1992. №361. 71 p.

Parry L.E., West L.J., Holden J., Chapman P.J. Evaluating approaches for estimating peat depth // Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. 2014. V119. №4. P. 567-576.

Theimer, B.D. Nobes, D.C. and Waner, B.G. A study of the geoelectrical properties of peatlands and their influence on ground-penetrating radar surveying // Geophysical Prospecting. 1994. V42. №1. P. 79-209.

## **САПРОПЕЛИ КАРЕЛИИ: ИЗУЧЕННОСТЬ, ПРАКТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ И ОХРАНА (КРАТКИЙ ОБЗОР)**

**З.И. Слукровский**

*ФГБУН Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск,  
Республика Карелия, Россия, [slukovsky87@gmail.com](mailto:slukovsky87@gmail.com)*

Сапрпель – это озерные биогенные отложения с содержанием органического вещества более 15% в пересчете на сухую массу [Курзо, Богданов, 1989]. Несмотря на то, что под это определение подходит значительное количество современных пресноводных осадочных образований, термин «сапрпель» чаще всего используется при обозначении практической значимости донных отложений для народного хозяйства. Кроме того, это понятие («сапрпель») применяется в палеолимнологии для разделения генетически разных

осадочных формаций. При этом синонимами «сапропеля» являются такие термины, как «ил» и «гиттия» [Сапелко и др., 2014]

В результате сложных физических, химических и биологических процессов сапропель, помимо собственно органического вещества, оказывается обогащенным Ca, Fe, N, P, различными микроэлементами (Co, Mn, Cu, Zn и др.) и физиологически активными веществами (каротин, витамины, биостимуляторы, ферменты). Особенности химического состава, агрохимические и физические характеристики, многообразие видов позволяют использовать сапропелевое сырье в различных отраслях народного хозяйства: в земледелии, животноводстве и птицеводстве, мелиоративном строительстве и промышленности строительных материалов, в медицине, в буровой технике, в разработке современных биотехнологий [Курзо и др., 2012; Avdeeva, Kovalenko 2012; Савченко, 2015]. К одним из наиболее перспективных направлений применения сапропеля и/или сорбционных материалов на его основе относится детоксикация разного рода поллютантов в почвах, почвогрунтах, воде и других средах, загрязненных тяжелыми металлами и другими экологически опасными веществами [Кирейчева, Хохлова, 2004; Хлынина, Попов, 2013; Платонова и др., 2014].

Большой популярностью пользуется сапропель в качестве лечебных грязей, которые успешно применяются в медицинской практике для лечения различных заболеваний [Ступникова, Мурадов, 2005]. В настоящий момент на территории Республики Карелии, в том числе в г. Петрозаводске, действуют несколько санаториев, где успешно практикуется использование лечебных грязей, добываемых в оз. Габозеро. Важно заметить, что сама по себе добыча сапропелевого сырья со дна стареющих озер и других небольших водоемов также несет в себе большую экологическую значимость, препятствуя полному заболачиванию водных объектов и, как следствие, их омоложению [Синькевич, Экман, 1995]. При этом сапропель является восстанавливаемым и относительно недорогим полезным ископаемым с точки зрения его добычи, транспортировки и хранения перед непосредственным включением его в хозяйственную деятельность человека.

На территории Карелии сапропели являются самыми распространенными типами донных отложений малых и средних озер региона. Наибольшей изученностью сапропелепродуктивных водоемов характеризуется южная часть республики. И это связано не только с природными факторами, влияющими на образование донных отложений, но и с проблемой слабой развитости инфраструктуры в центральных и северных районах Карелии. Основными источниками информации о фонде сапропелей указанного региона России и качестве этого сырья как полезного ископаемого являются отчет «Севзапгеологии» «Оценка состояния и перспективы развития минерально-сырьевой базы торфа и сапропеля на Северо-Западе Российской Федерации. Республика Карелия» [Оценка..., 2000] и книга Е.И. Синькевича и И.М. Экмана «Донные отложения озер Восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита» [Синькевич, Экман, 1995]. Данные фондов частично продублированы во втором томе книги «Минерально-сырьевая база Республики Карелия» в разделе «Неметаллические полезные ископаемые» [Минерально-сырьевая..., 2006]. В Карельском научном центре работы по изучению сапропелевых отложений велись в основном сотрудниками лаборатории четвертичной геологии и палеоэкологии Института геологии. В 1989 году была начата тема «Озерные донные и погребенные отложения Карелии и перспективы их использования», где значительный акцент делался на анализе практического использования сапропелей с точки зрения народного хозяйства, однако в связи с прекращением финансирования в 1991 году исследования были приостановлены, хотя по плану это должно было произойти только через три года [Синькевич, Экман, 1995].

К вопросу практического использования донных отложений малых озер Карелии сотрудники Института геологии возвращались еще раз в 2000-2001 годах, когда по заданию Комитета по природным ресурсам и Министерства экономики Республики Карелия проводились исследования по проекту «Диатомиты Карелии: особенности формирования, размещения, перспективы использования» [Демидов, Шелехова, 2006]. Кроме широкого

освещения исследований диатомитов в книге приводится и общая информация о донных отложениях озер Карелии, в том числе затрагивается проблема изучения сапропелей. К сожалению, в 2008 году лаборатория четвертичной геологии прекратила свое существование как самостоятельное подразделение. Целенаправленное изучение распространения сапропелевых отложений малых водных объектов Карелии и их анализ их полезных компонентов и свойств в настоящее время проводятся сотрудниками лаборатории геохимии, четвертичной геологии и геоэкологии (ранее (до 01.01.2017 г.) – лаборатории геохимии и моделирования природных и техногенных процессов) в рамках проекта «Разработка технологии ремедиации деградированных земель промышленных и урбанизированных территорий с использованием сапропеля», финансируемого Фондом содействия развитию малых форм предприятий в научно-технической сфере (программа «У.М.Н.И.К.»).

Из всех карельских озер только на 215 малых озерах были проведены геологоразведочные работы по оценке запасов сапропеля [Оценка..., 2000]. При этом месторождения этого сырья выявлены всего в 164 озерах на общей площади 4,3 тыс. га в границе промышленной глубины сапропелевой залежи с общими геологическими запасами и ресурсами 33,4 млн тонн при 60 % условной влажности сапропеля [Минерально-сырьевая..., 2006]. Специалистами отмечается крайне низкая изученность озерного сапропеля Карелии: 8,3 % запасов этого полезного сырья (от общих запасов) разведано детально по категории А, 31,1 % – по категории С2 и 60,6 % – оценено прогнозно (Р1 и Р2). Большинство озер, наиболее перспективных для добычи сапропелевого сырья, расположены в южной части Республики Карелии, где кроме прочих благоприятных факторов выделяется фактор развитости инфраструктуры, что крайне важно с точки зрения экономической эффективности практического использования сапропеля как полезного ископаемого.

Согласно изученным фондовым материалам [Оценка..., 2000], специалистами, проводившими изучение сапропелевых залежей Карелии, оценены такие показатели как глубина водоема, мощность полезной толщи, зольность, рН, концентрации СаО и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и реже других веществ озерных сапропелевых отложений республики. Многие из важных для оценки перспективности сапропелей показатели остались неизученными. К ним, в частности, относится содержание тяжелых металлов [Stankevica et al., 2012]. Стоит отметить, что проблема накопления тяжелых металлов в донных отложениях малых водных объектов носит масштабный характер, в том числе и на Европейском Севере России. И хотя максимальные концентрации этих загрязнителей окружающей среды отмечаются при изучении рек и озер, расположенных вблизи непосредственных источников техногенного воздействия [Даувальтер и др., 2010], опасность загрязнения тяжелыми металлами поверхностных слоев пресноводных осадков касается также водных объектов, расположенных на условно-фоновых территориях, где может сказываться фактор глобального распространения отдельных загрязнителей через атмосферу Земли [Моисеенко и др., 2000, Stankevica et al., 2012].

Последние исследования автором и коллегами химического состава поверхностных донных отложений малых водоемов Республики Карелии, которые, по сути, являются сапропелями того или иного типа, показали, что фактор близкого расположения сапропелепродуктивного озера к районам крупных городов значительно сказывается на загрязнении пресноводных осадков тяжелыми металлами [Слуковский, Медведев, 2015; Слуковский, Медведев, 2015]. Например, озеро Четырехверстное, донные отложения которого до глубины 1 м содержат от 23% до 54% органического вещества, является приёмником таких токсичных элементов, как Pb, Sb, W, Sn, Cr, Ni, Cu, Co, имеющих превышающие в 2,5 и более раз концентрации в верхних слоях осадков по отношению к содержанию этих же элементов в нижележащем слое отложений [Слуковский, Медведев, 2015]. Кроме того, было установлено, что повышенное содержание указанных тяжелых металлов может быть причиной снижения разнообразия диатомовых водорослей, идентифицированных в изучаемых донных отложениях озера Четырехверстного [Слуковский, Шелехова, 2013]. Распространение загрязнения сапропелей тяжелыми

металлами в этом исследованном городском озере прослеживается до глубины 26 см от границы «вода-дно» вниз по разрезу пресноводных осадков [Новицкий и др., 2016]. Так, накопление свинца в концентрациях выше нормативных значений (ПДК для почв – 32 мг/кг) отмечается по всей верхней части колонки донных отложений озера Четырехверстного, представленных сапропелевыми илами. Это свидетельствует о явном техногенном воздействии на окружающую среду и сам водоем при формировании слоя осадочного материала мощностью, указанной на иллюстрации (рис. 1А). В нижележащих слоях отложений городского озера отмечается значительное снижение концентраций, которые варьируют от 6,3 до 21,3 мг/кг (рис. 1Б), что соответствует фоновому уровню для территории Карелии.

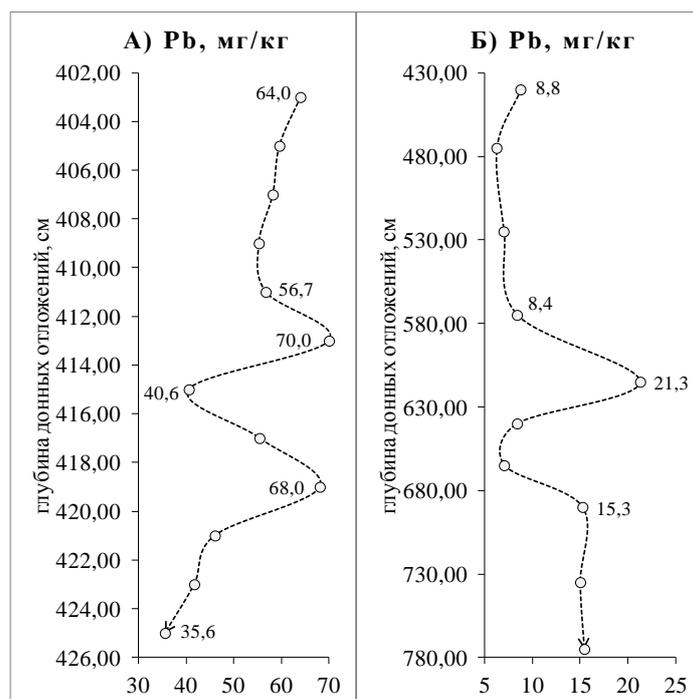


Рисунок 1.- Распределение концентраций свинца в донных отложениях (в т. ч. сапропелях) оз. Четырехверстного (А – верхняя «техногенная» часть разреза, Б – нижняя «фоновая» часть разреза), метод анализа – ICP-MS-спектрометрия

В донных отложениях (сапропелях) другого озера (Ламбы), расположенного в черте города Петрозаводска, специфическим загрязнителем, концентрации которого многократно превышают фоновые и нормативные значения, является ванадий [Слуковский, Медведев, 2015, рис. 2].

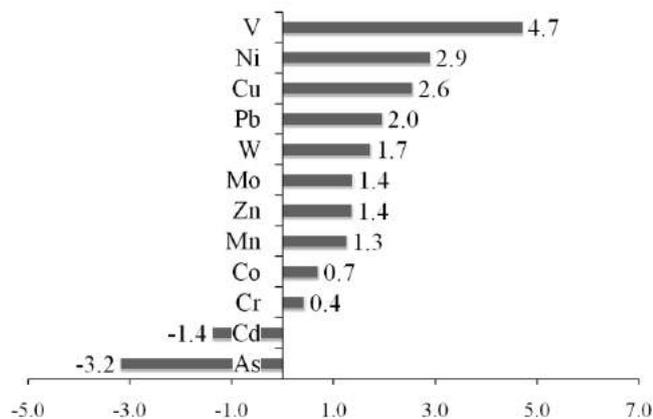


Рисунок 2. - Индексы геоаккумуляции  $I_{geo}$  для различных тяжелых металлов в донных отложениях (сапропеле) оз. Ламба, г. Петрозаводск, Карелия

Основным источником поступления этого тяжелого металла в экосистему малого лесного озера являются исторические выбросы теплоэлектроцентрали (ТЭЦ), использовавшей в качестве основного топлива с момента своего основания мазут, в котором одним из основных опасных элементов-примесей выступает ванадий. Анализ полученных значений индексов геоаккумуляции  $I_{geo}$  позволил оценить загрязнение донных отложений оз. Ламба как сильное по ванадию и умеренное/сильное по никелю, меди и свинцу [Слуковский, Медведев, 2015,].

При этом исследованные озерные сапропели Ламбы загрязнены ванадием и никелем до глубины 20 см от границы «вода-дно», а свинцом – до глубины 45 см. Аномально высокие концентрации свинца (более 100 мг/кг) отмечены в слоях от 25 до 35 см, что связано с выбросами от автомобильного транспорта, поскольку на 1940-80-е года прошлого века пришелся пик использования тетраэтилсвинца  $C_8H_{20}Pb$  в качестве антидетонирующей присадки в моторное топливо [Nriagu, 1990; Основные..., 2017].

Таким образом, загрязненные тяжелыми металлами сапропели озер допустимо использовать только в случае тщательной очистки отложений с завышенным фоном указанных поллютантов либо после удаления зараженного слоя и вывоза на специальные полигоны. Анализ уровня содержания тяжелых металлов и других токсичных веществ важен и для сапропелепродуктивных озер Карелии, расположенных вдали от техногенно нарушенной среды, поскольку верхний слой полезного сырья в виде донных отложений может содержать повышенные концентрации загрязнителей, поступающих в водную среду в результате трансграничного переноса. Поэтому выбор того или иного озера для изучения и в дальнейшем добычи сапропелевых отложений должен быть основан на множестве фактов, в том числе необходимо учитывать фактор потенциальной угрозы загрязнения полезного сырья. Например, указанные в [Оценка..., 2000] озера Прионежского района Круглое и Уварово, содержание органического вещества в сапропелях которых может достигать 80 %, что позволяет классифицировать эти осадки как органические сапропели, расположены в непосредственной близости со свалкой твердых бытовых отходов г. Петрозаводска (рис. 3).



Рисунок 3. - Спутниковый снимок расположения двух сапропелепродуктивных озер (Круглое и Уварово) вблизи свалки твердых бытовых отходов вблизи г. Петрозаводска

Имеющиеся установленные факты возгорания отходов на указанном полигоне [Огромная..., 2017] могут иметь серьезные последствия для всех компонентов экосистем

указанных водоемов. Хотя, учитывая выгодное расположение озер Круглое и Уварово с точки зрения инфраструктуры и, как следствие экономики, сапропели этих водных объектов имеют высокий потенциал для использования в народном хозяйстве в качестве удобрения, лечебных грязей, производства строительных материалов, клеящих добавок, буровых растворов и гуминовых веществ [Оценка..., 2000].

Согласно информации Управления недропользования Министерства по природопользованию и экологии Республики Карелия [Полный..., 2017], действующие лицензии на добычу сапропеля и лечебных грязей в регионе имеют ООО «Сапа» (основной объект – озеро Ганьковское Медвежьегорского района) и ООО «Санаторий Марциальные воды» (основной объект – озеро Габозеро Кондопожского района). На сегодняшний момент сапропелевые отложения активно изучаются в различных регионах нашей страны и ближнего зарубежья, в таких как Сибирь, Псковская область, район Прикаспийской низменности, Республика Беларусь, Латвия, Финляндия и др. Республика Карелия, обладающая, как уже отмечалось, большим потенциалом водных ресурсов, может встать в этот ряд. Необходим лишь строгий научный подход к изучению сапропелевых отложений, основой для которого могут быть наработки и опыт исследователей, занимавшихся проблемами карельского сапропеля ранее, как на территории республики, так в других районах Российской Федерации и мира.

Автор выражает искреннюю благодарность своим коллегам по лаборатории геохимии, четвертичной геологии и геоэкологии к.г.н. Т.С. Шелеховой, А.С. Медведеву и Д.Г. Новицкому за совместное сотворчество на ниве эколого-геологических исследований водных объектов Карелии.

#### Литература:

Даувальтер В.А., Даувальтер М.В., Кашулин Н.А., Сандимиров С.С. Влияние выбросов горно-металлургического комбината на химический состав донных отложений озер (Мончегорский полигон) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2010. № 2. С. 129–139.

Демидов И.Н., Шелехова Т.С. Диатомиты Карелии (особенности формирования, распределения, перспективы использования). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2006. 89 с.

Кирейчева Л.В., Хохлова О.Б. Восстановление деградированной почвы сапропелем // Аграрная наука. 2004. № 5. С. 24–25.

Курзо Б.В., Богданов С.В. Генезис и ресурсы сапропеля Белоруссии / Под ред. Н.Н. Бамбалова. – Мн.: Наука и техника, 1989. 176 с.

Курзо Б.В., Гайдукевич О.М., Кляуззе И.В., Зданович П.А. Особенности формирования вещественного состава сапропеля органического типа в озерах различных регионов Беларуси // Природопользование. 2012. № 21. С. 183–191.

Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Ильяшук Б.П., Каган Л.Я., Ильяшук Е.А. Палеоэкологическая реконструкция антропогенной нагрузки // Доклады Академии наук. 2000. Т. 370. № 1. С. 115–118.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия: Книга 2. Неметаллические полезные ископаемые. Подземные воды и лечебные грязи. Петрозаводск, 2006. 356 с.

Новицкий Д.Г., Слуковский З.И., Медведев А.С. Геохимия 26-сантиметрового техногенного слоя донных отложений малого лесного озера в черте города Петрозаводск (Республика Карелия) // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России. Материалы XXVII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. Апатиты: Издательство Кольского научного центра РАН, 2016. С. 184–188.

Огромная свалка уже неделю горит под Петрозаводском / Петрозаводск говорит. Информационно-развлекательный портал [Электронный ресурс]. URL: <https://ptzgovorit.ru/content/tyadom-s-petrozavodskom-gorit-svalka> (дата обращения 14.02.2017).

Оценка состояния и перспективы развития минерально-сырьевой базы торфа и сапропеля на Северо-Западе Российской Федерации. Республика Карелия: Отчет в двух книгах / Гусев О.Н., Смирнова Н.М., Лискович А.Л., Клинецвич В.А., Большакова Л.Н., Соколова Л.М. СПб, 2000. 150 с.

Основные результаты научных исследований Института геологии КарНЦ РАН в 2016 г. по программе фундаментальных исследований государственных академий наук на 2013-2020 гг. Раздел IX. Науки о Земле. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2017. 32 с.

Платонова Д.С., Масоров М.С., Адеев Л.Н. Сорбция меди гуминовыми кислотами из сапропеля Омской области // Вестник Омского университета. 2014. № 3. С. 47-50.

Полный список недропользователей Карелии (Действующие предприятия, имеющие действующие лицензии) / Управление недропользования. Министерство по природопользованию и экологии Республики Карелия [Электронный ресурс]. URL: <http://nedrark.karelia.ru/nedropolzovateli.php>.

Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Корнеенкова Н.Ю., Денисенков В.П., Лудикова А.В. Палеолимнология внутренних озер острова Путсаари (Ладожское озеро) // Известия Русского географического общества. 2014. Т. 146. № 3. С. 29-40.

Синькевич Е.И., Экман И.М. Донные отложения озер Восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1995. 177 с.

Слуковский З.И., Медведев А.С. Содержание тяжелых металлов и мышьяка в донных отложениях озер Четырехверстного и Ламбы (г. Петрозаводск, Республика Карелия) // Экологическая химия. 2015. № 1. С. 56-62/

Слуковский З.И., Медведев А.С. Вертикальное распределение микроэлементов в донных отложениях малого озера в условиях урбанизированной среды // Вода: химия и экология. № 3. 2015. С. 77-82.

Слуковский З.И., Шелехова Т.С. Взаимосвязь химического состава и диатомовых водорослей донных отложений озера Четырехверстного (г. Петрозаводск, Республика Карелия, РФ) // Экологическая геология: теория, практика, региональные проблемы: Материалы третьей международной научно-практической конференции, г. Воронеж, 20-22 ноября 2013 г. – Воронеж: Издательство «Цифровая полиграфия», 2013. С. 207-210.

Ступникова Н.А., Мурадов С.В. Физико-химические и микробиологические исследования лечебной грязи месторождения Озеро Утиное Камчатской области // Вестник ДВО РАН. 2005. № 3. С. 76–82.

Avdeeva L.N., Kovalenko T.A. Removal of organic substances and metal ions from water using a carbon-mineral sapropel sorbent // Russian Journal of Applied Chemistry. 2012. Vol. 85. No. 4. P. 557–563.

Nriagu J.O. The rise and fall of leaded gasoline // Science of The Total Environment. 1990. Vol. 92. P. 13-28.

Stankevica K., Klavins M., Rutina L. Accumulation of metals in sapropel // Material science and applied chemistry. 2012. Vol. 26. P. 99-105.

# ХРОНОЛОГИЯ ДРЕВНИХ ПАМЯТНИКОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ НА ОСНОВЕ СОВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ АРХЕОЛОГИИ, ГЕОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

**Н.В. Лобанова**

*ФГБУН Институт языка, литературы и истории Карельского научного центра РАН,  
г. Петрозаводск, Республика Карелия, Россия.  
[hobelob@yandex.ru](mailto:hobelob@yandex.ru)*

Территория юго-западного Беломорья (нижнее течение реки Выг) – одна из наиболее хорошо изученных на Северо-Западе России, она входит в число ключевых районов древнего наскального искусства России и мира. Здесь представлены удивительные по разнообразию и художественной выразительности петроглифические комплексы – своеобразная каменная летопись, отражающая основные стороны жизни древнего населения. В конце 1950 - начале 1970-х гг. карельскими археологами (Институт языка, литературы и истории КарНЦ РАН) в дельте р. Выг велись масштабные многолетние раскопки поселений разных эпох с участием специалистов Института геологии. Они позволили открыть новые группы петроглифов, в том числе перекрытые четвертичными отложениями, вмещающими культурные слои стоянок с многочисленными находками. Получены данные о состоянии рельефа и климата в послеледниковое время, о материальной и духовной культуре населения. Выявлены основные вехи в изменении природно-климатической обстановки, описаны процессы ритмического чередования синхронно протекавших фаз похолодания и увлажнения, потепления и сухости климата в разные периоды голоцена, полученные материалы опубликованы [Савватеев, 1970,1977; Девятова,1976; Савватеев, Девятова, Лийва,1978]. Сделаны попытки связать определенные группы стоянок и поселений с соответствующими им береговыми уровнями в долине р. Выг и на этой основе обосновать общие временные рамки и периодизацию беломорского наскального искусства в пределах финальной стадии атлантического времени и суббореала [Девятова, 1976, с.99-101]. Данная точка зрения получила поддержку и в недавних публикациях [Жульников, 2006; Janik, 2010], однако, на наш взгляд, она нуждается в серьезной корректировке [Лобанова, 2015].

Более 30 лет археологические работы в низовьях р. Выг не осуществлялись. Степень археологической изученности была сравнительно высокой, основные проблемы, относящиеся к хронологии и периодизации памятников, особенностям материальной культуры древнего населения Прибеломорья, считались в той или иной мере решенными, в том числе возраст наскального искусства. Вместе с тем, за эти годы накопились новые вещественные материалы, увеличилось число радиоуглеродных дат, произошла существенная корректировка хронологии культурных типов эпох каменного века – железного века Карелии [Косменко, 2003, Лобанова, 2004].

В 2000-2014 гг. комплексные научно-исследовательские работы в дельте р. Выг продолжены карельскими археологами совместно с зарубежными коллегами и с участием геологов, палеогеографов, экологов и лихенологов (Институты геологии и леса КарНЦРАН). Они проводились в рамках нескольких российских и международных проектов, главной целью и задачами которых являлось изучение уникального наскального искусства и связанного с ними культурно-природного контекста [Лобанова,2007, 2010,2015, Шелехова, Лаврова, 2008, Шелехова, Лаврова, 2011]<sup>1</sup>. Уточненные данные по C14, их корреляция с

---

<sup>1</sup>Карельско-норвежские проекты «Сохранение петроглифов Карелии (2000-2002 гг.)», «Сохранение и презентация Залавруги (2007-2008 гг.)», карельско-британский проект «Комплексное документирование наскального искусства Беломорья (2001-2005 гг.)», микро-проект ТАСИС «Каменная книга Беломорья (2006 г.)» проект НИОКР «Защита петроглифов Карелии от негативного био- и антропогенного воздействия (2013 г.)», проект ЕС NPI CBC “Rock art bridge” (2013-2014). Научным руководителем всех перечисленных проектов являлся автор данного доклада.

археологическими и палеогеографическими материалами (как более ранними, так и недавними) позволяют более детально и обоснованно оценить возраст Беломорских петроглифов и соседних с ними древних поселений, характер и динамику природных процессов этого времени.

К настоящему времени по берегам и на островах, часто вблизи порогов, в разветвленной дельте р. Выг выявлено известно не менее 90 поселений, сезонных стоянок и местонахождений от эпохи неолита до позднего средневековья [АПК, 2007]. Ниже в таблице приведены сведения о 32 наиболее хорошо раскопанных памятниках в дельте р. Выг (площадь раскопа, высотные отметки, даты по C14, хронологические комплексы). Получено 29 абсолютных дат, большинство которых (24) относится к эпохе неолита – энеолита (Савватеев, 1977. С. 290, 291; Тимофеев и др., 2004. С. 101). Жилые сооружения не выявлены, чаще всего здесь представлены сезонные стоянки с перемешанным разновременным инвентарем. Культурные напластования некоторых стоянок довольно мощные (0.4–1 м), насыщены находками, остатками кострищ, очагов, хозяйственных ям. Памятники занимают площадь 5 км<sup>2</sup>, образуя пять более или менее обособленных групп на высоте 7.5–24 м над современным уровнем моря [Савватеев, 1977].

Как показали наши исследования, основным критерием выбора места для сезонного или более длительного проживания являлось удобство расположения площадок и террас. Ограниченность таких участков заставляла людей использовать их многократно, но чаще всего в эпоху неолита (средний и финальный этапы) и энеолита. Многие факты, в частности, наличие предметов материальной культуры совершенно разного времени в одном и том же месте говорят о том, что возможности для остановок и проживания населения, а также для появления наскального искусства здесь складывались практически в любое время, начиная с середины атлантического времени. Благоприятный климат и разнообразная растительность климатического оптимума голоцена обеспечивали большой приток населения с юга. Именно в это время, в пик засушливой стадии атлантического времени (5700–5400 л.н.), и появляются, на наш взгляд, реальные предпосылки для появления петроглифов в Прибеломорье. Завершение этой традиции связано с концом атлантического времени и переходом к суббореалу, т.е. около 5000–4900 тыс. л.н. В это время все наскальные полотна Залавруги были замыты и перекрыты осадками раннесуббореального времени (ок. 5 тыс. л.н.), в которых сформировались культурные отложения эпохи раннего металла возрастом 4.8–4.6 тыс. л.н.

Сопоставление данных археологии и естественнонаучных дисциплин указывает на некоторые противоречия в датировке древних памятников. Вероятно, изменения природной среды носили более сложный характер, чем это представлялось ранее. Это, в свою очередь, требует продолжения комплексных работ на данной территории.

#### Литература:

- Археологические памятники Карелии. Каталог. Петрозаводск:КарНЦРАН. 2007.199 с.
- Брюсов А.Я. Стоянки в низовьях р. Выг около петроглифов Бесовы Следки // Археологический сборник. Петрозаводск. 1947.С.48-53.
- Девятова Э. И. Геология и палинология голоцена и хронология памятников первобытной эпохи в юго-западном Беломорье. Изд. «Наука», Ленингр. отд. Л., 1976. 121 с.
- Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Послеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (Палеорастиельность и палеогеография). Петрозаводск. 2000. 242 с.
- Елина Г.А., Лукашов А.Д., Токарев П.Н. Картографирование растительности и ландшафтов на временных срезах голоцена таежной зоны Восточной Фенноскандии. С-Петербург, «Наука» 2005.112с.
- Жульников А.М. 2006. К вопросу о датировке беломорских петроглифов // Первобытная и средневековая история и культура европейского Севера: проблемы изучения и научной реконструкции. Соловки. С. 238-247.

- Косменко М.Г. Проблемы датирования и хронология памятников Карелии (каменного, бронзового и железного века) // Российская археология, 2003. № 4. С. 25–35.
- Лобанова Н.В. Хронология и периодизация памятников с ямочно-гребенчатой керамикой на территории Карелии // Проблемы хронологии и этнокультурных взаимодействий в неолите Евразии. С-Петербург, 2004. С. 253-264.
- Лобанова Н.В. Петроглифы Старой Залавруги: новые данные – новый взгляд Археология, этнография и антропология Евразии, № 1(29). Новосибирск. 2007. С. 127-135.
- Лобанова Н. В. 2010. Проблемы документирования петроглифов Карелии // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. Серия Гуманитарные исследования. Выпуск 1. Петрозаводск. С.4-23.
- Лобанова Н.В., Петроглифы в низовьях р. Выг// Российская археология. №4.2015. С.15-33.
- Савватеев Ю.А. Залавруга. Петроглифы.- Часть 1. Л, 1970 - 442 с.
- Савватеев Ю. А. Залавруга. - Стоянки. Часть 2. Л, 1977 – 324 с.
- Савватеев Ю. А., Девятова Э. И., Лийва А. А. 1978. Опыт датировки наскальных изображений Белого моря // Советская археология, № 4.
- Тимофеев В.И., Зайцева Г.И., Шукуров А.М. 2004. Радиоуглеродная хронология неолита северной Евразии. Санкт-Петербург:Теза. 2004. 158 с.
- Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б.Палеоэкологические условия развития юго-западного Беломорья в голоцене// Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.11. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. С.254-265.
- Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б. Новые данные о миграции береговой линии Белого моря. Ученые записки Петрозаводского государственного университета, №2 (115), март,2011. Серия: естественные и технические науки. Из-во: ГОУ ВПО «Петрозаводский государственный университет (Петр ГУ), 2011. С.24-32.
- Janik L. (2010). The development and periodisation of White Sea rock carvings. *ACTA ARCHAEOLOGICA-DEN*, 81(1), 83-94. DOI: [10.1111/j.1600-0390.2010.00281.x](https://doi.org/10.1111/j.1600-0390.2010.00281.x).

## **СХЕМА СТРАТИГРАФИИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА РЕКИ ЧИРЧИК**

**А.Г. Стельмах**

*Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, г. Ташкент,  
Узбекистан, [stelmakh@rambler.ru](mailto:stelmakh@rambler.ru)*

Бассейн реки Чирчик расположен на юго-западном погружении Каржантау-Чаткальских гор Республики Узбекистан. Его границы проходят по замкнутой линии Дарбаза - Чарвак - Сукок - Янгиюль - Сырдарья. Современные черты строения орогенной области были созданы новейшими и современными тектоническими движениями, осложнившими предшествующие довольно сложные домезозойские и палеозойские структуры.

В районе исследования террасовидные поверхности указывают на эпейрогенические движения четвертичного периода. Наиболее молодые террасовидные поверхности плейстоцен-голоценовых отложений имеют равнинный рельеф, более старые – волнистый; верхние древние террасы совершенно размыты и представляют собой предгорные гряды со срезанными, часто довольно круто наклонными вершинами, сохранившими кое-где пятна галечников и лёссов, указывающих на аллювиальное и пролювиально-делювиальное происхождение этих поверхностей. Кроме цикловых террас, обязанных своим происхождением деятельности мощных речных потоков, остатком которых являются река Чирчик и её притоки, и мощным эпейрогеническим поднятиям крупных массивов, в

пределах предгорий и гор можно выявить более молодые террасы. Эти террасы связаны с местными передвижениями небольших площадей и деятельностью более мелких потоков, стекавших с гор.

Геологическая история бассейна реки Чирчик началась с палеогена и продолжается по настоящее время. В регионе начиная с позднего плейстоцена климат от влажного становится более аридным, происходит уменьшение тектонических процессов. В геоморфологическом отношении эрозионная деятельность реки Чирчик, вследствие уменьшения её водности, ограничивалась незначительной по масштабу боковой эрозией поднимающегося и блуждающего в своих осадках русла. Это русло создавало, таким образом, незначительные ступени на склонах, представляющие локальные террасы врезания. Они формировались при восходящем (аккумулятивном) движении русла, последовательно погребались аллювием. О слабом преобразовании ранее выработанного вреза в течение аккумулятивной стадии свидетельствует тот факт, что хорошо окатанные и сортированные галечники прислоняются к коренным склонам долины, не обогащаясь при этом местным склоновым материалом.

В аллювиях террас эрозионно-аккумулятивного констративного цикла присутствует отчетливая ритмично-линзовидная слоистость, которая характеризуется чередованием прослоев различного механического состава. Линзовидный характер слоистости объясняется формированием сильноразветвлённых потоков, на которые дробилось русло реки.

В голоценовое время река в процессе боковой миграции перебивает и перестилает верхнюю часть накопленного аллювия. В ходе ритмической миграции русла формируется серия незначительных локальных террас врезания. Отличительной особенностью аллювиальных террас является приуроченность горизонтов своеобразных серых галечников мощностью до 16 м, которые по составу обломочного материала не отличаются от подстилающего аллювия.

Перед началом работ по стратификации голоценовых образований района исследования возник вопрос об объеме и выделении стратиграфических подразделений голоцена. Впервые наиболее полно вопросы о голоцен-плейстоценовой границе рассмотрены М.И. Нейштадтом и К.К. Марковым [Нейштадт, 1965; Марков, 1965]. Первый проводил эту границу на уровне 12000 лет назад и увязывал её с началом накопления биогенных отложений в умеренном поясе Евразии. К.К. Марков проводил нижнюю границу голоцена на уровне 10000 лет, приурочив её ко времени равномерного разрушения Европейского ледникового щита, исчезновения перигляциальной растительности и фауны и началу мезо- и неолитического этапа развития общества.

В настоящее время в международной стратиграфической шкале четвертичная система разделяется на два неравных по объему отдела – плейстоцен (2,58-0,0117 млн. лет) и голоцен (от 0,0117 млн. лет до настоящего времени). Стратотип нижней границы голоцена установлен в Центральной Гренландии и утвержден в 2008 г. [Walker, 2009]. Близ этого уровня располагается маркирующий горизонт, наблюдаемый, кроме Гренландии, в Северной Европе и известный под названием «ведде-пепел» с возрастом 10400-10300 радиоуглеродных лет. На этом уровне отмечается палеомагнитная микрозона Гетеборг (12 тыс. лет).

В региональных схемах Узбекистана голоцен как местное стратиграфическое подразделение выделен как сырдарьинский или амударьинский комплекс, нижняя граница проводится на рубеже 10000 лет. В основном корреляция голоценовых толщ отдельных районов проводится в объеме голоцена.

В основном для разработки схем расчленения и корреляции болотно-торфяных толщ голоцена применяют климатостратиграфические данные. Однако, во многих случаях поясной или даже субглобальный характер наблюдаемых в голоцене кратковременных похолоданий и потеплений, практически не позволяют применять их для стратификации континентальных голоценовых отложений Узбекистана. С другой стороны, используемые геоморфологические данные для региональной корреляции голоценовых отложений Узбекистана не убедительны по причине отсутствия “жестких” временных реперов [Стельмах, 2016].

С целью корреляционных сопоставлений голоценовых отложений Узбекистана использован палеомагнитный метод, основанный на выявлении изменений естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. В методическом плане полевые и лабораторные исследования были направлены на выявление особенностей структуры геомагнитного поля в голоцене и последующих магнитостратиграфических построений. Для решения главной задачи лабораторных исследований естественной остаточной намагниченности, а именно – выделения составляющей, репрезентирующей геомагнитное поле времени образования пород – использовалась стандартная методика [Храмов, Шолпо, 1967; Третьяк, 1983]. Отобранные образцы были подвергнуты с помощью температуры и переменного магнитного поля магнитным чисткам. Детальные палеомагнитные исследования позволили составить палеомагнитную схему расчленения и корреляции разрезов голоценовых отложений, определить в сводном магнитостратиграфическом разрезе стратиграфические уровни кратковременных геомагнитных событий голоцена [Стельмах, 2015].

Составленная корреляционная схема голоценовых отложений бассейна реки Чирчик скорелирована с международной стратиграфической шкалой, геомагнитной шкалой полярности и схемами подразделений голоцена других регионов – биостратиграфическая схема Маева для Аральского моря, климатохронологическая схема Нейштадта для центральной части России и климатохронологическая схема Блитта-Сернандера для северо-западной части Европы.

Исходя из палеомагнитных и литологических данных голоценовые отложения в бассейне р. Чирчик выделены в сырдарьинскую серию (Qhsr), которая подразделена на нижнесырдарьинскую (Qhsr<sub>1</sub>) и верхнесырдарьинскую (Qhsr<sub>2</sub>) толщи, граница между толщами проведена на уровне 5000 лет назад.

К нижнесырдарьинской толще относятся отложения, слагающие вторую надпойменную террасу. В литологическом отношении отложения раннего голоцена состоят в основном из аллювиальных суглинков, подстилающимся галечником, песком и супесью. В предгорьях им соответствуют склоновые делювиальные и пролювиальные, в горах – моренные и на равнине озёрно-солончаковые образования. Мощность нижнесырдарьинской толщи в бассейне р. Чирчик не превышает десяти метров. В этой толще установлены два кратковременных геомагнитных события голоцена – экскурс и эпизод, которые прослежены в изученных разрезах Келес, Карасу, Аксаката и Хумсан. Нижняя граница голоцена проведена условно на уровне 13000 лет.

К верхнесырдарьинской толще относятся отложения, слагающие первую надпойменную террасу, пойму, а также конусы выносов. Литологически отложения представлены в основном галечником, дресвой, песком, супесью и в ограниченном объёме суглинками. Мощность толщи не превышает нескольких метров. В предгорьях отложениям данной толщи соответствуют незначительно развитые пролювиально-делювиальные образования, а на равнине им коррелятивны голоценовые отложения рек Сырдарья и Амударья. В палеомагнитном отношении в пределах прямо намагниченной зоны зафиксирован один кратковременный эпизод голоцена.

#### Литература:

Марков К.К. Главные изменения природы на поверхности Земли в голоцене // Палеогеография четвертичного периода. М.: МГУ, 1965. С. 5-18.

Нейштадт М.И. О методах изучения голоценовых отложений и применяемой терминологии // Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: Наука, 1965. С. 66-69.

Стельмах А.Г. Стратиграфическое расчленение голоценовых отложений Чирчик-Ахангаранского бассейна // Вестник НУУз, направление естественных наук, 3/1. Ташкент: НУУз, 2015. С.147-149.

Стельмах А.Г. Палеомагнитные и палеопочвенные критерии в стратиграфии плейстоцен-голоценовых отложений Чирчик-Ахангаранского региона // Вестник НУУз, направление естественных наук, 3/1. Ташкент: НУУз, 2016. С.185-188.

Третьяк А. Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. Киев: Наук. думка, 1983. 254 с.

Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л: Недра, 1967. 252 с.

Walker M., Johnsen S., Rasmussen S.O., Popp T. et al. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records // Quaternary Sci. 2009. Vol. 24. Is.1. – P. 3-17.

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>От редактора. Из книги «Бискэ Галина Сергеевна»</i>	4
<i>Русаков В.Ю.</i> МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ	6
<i>Шелехова Т.С.</i> АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ КАРЕЛИИ: СТРАТИГРАФИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	10
<i>Семенова Л. Р.</i> СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНАХ РЕК ВЯЛА И ПАНА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, ЛИСТ Q-36-XI-XII	17
<i>Носова О.Ю.</i> ИЗУЧЕННОСТЬ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА: ИСТОРИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ	19
<i>Мурашко Л.И., Мурашко О.В.</i> ИЗМЕНЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ	23
<i>Ваишков А. А., Заяц Ю. И., Жолнерович А. П.</i> ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЛЯЦИОМОРФОЛОГИЯ ДОЛЖАНСКОЙ ВОДНО-ЛЕДНИКОВОЙ РАВНИНЫ	26
<i>Верзилин Н. Н., Окнова Н. С.</i> СЛЕДЫ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ПАРКЕ МОНРЕПО ВЫБОРГА	30
<i>Николаева С.Б.</i> ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В РАЗРЕЗАХ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА: НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	35
<i>Никонов А.А., Полецук А.В., Зыков Д.С.</i> К ИСТОРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЕ ИЗУЧЕНИЯ МОЛОДЫХ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ В ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЕ БАЛТИЙСКОГО (ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО) ШИТА	38
<i>Никонов А.А., Флейфель Л.Д., Королева А.О.</i> НОВЫЙ ОБЪЕКТ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОСЕЙСМОДЕФОРМАЦИЙ В КАРЕЛИИ – УЧАСТОК ГИРВАС НА Р. СУНА	42
<i>Никонов А.А.</i> ДЕГЛЯЦИАЦИЯ ОБЛАСТИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФИНСКОГО ЗАЛИВА: УТОЧНЕНИЕ ВРЕМЕНИ И ХОДА ПРОЦЕССА	46
<i>Шварев С.В.</i> ПРИЗНАКИ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ В СКАЛЬНЫХ ПОРОДАХ И РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА	48
<i>Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Плешивцева Э.С., Сумарева И.В.</i> НОВЕЙШИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИЛАДОЖЬЯ: ВЗГЛЯД СО СТОРОНЫ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА	52

<i>Лаврова Н. Б., Филимонова Л. В.</i> ИЗУЧЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА И ЕГО БАССЕЙНА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ	56
<i>Воробьева А.В., Потапович А.А., Рюмин А.Г.</i> ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МАЛЫХ ОЗЕР ЮЖНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ КАК ИНДИКАТОР РАЗВИТИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ–ГОЛОЦЕНЕ	60
<i>Агафонова Е.А., Полякова Е.И., Романенко Ф.А.</i> ДАННЫЕ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УЧАСТКА КАРЕЛЬСКОГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ (П-ОВ КИНДО)	64
<i>Потахин С. Б.</i> ВЛИЯНИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ТАЁЖНОЕ ЗЕМЛЕДЕЛИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИИ: РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ	68
<i>Гриппа С.П.</i> ДЕНДРОИНДИКАЦИЯ АНТРОПОГЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ТАЁЖНЫЕ ГЕОКОМПЛЕКСЫ КАРЕЛИИ	70
<i>Филатов Н.Н.</i> НОВЫЙ ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АТЛАС КАРЕЛИИ	75
<i>Богданова М.С.</i> ЛАНДШАФТНАЯ КАРТА ЗАОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА	77
<i>В. А. Гурбич, М. Б. Зобков, М. С. Потахин</i> РАЗРАБОТКА ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА КОТЛОВИНЫ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА	81
<i>Калинкина Н.М., Шелехова Т.С.</i> ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РЕЛИКТОВЫХ РАКООБРАЗНЫХ В ВОДОЕМАХ КАРЕЛИИ	84
<i>Теканова Е.В., Калинкина Н.М.</i> ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ФОРМИРОВАНИЯ БИОПРОДУКТИВНОСТИ ОЗЕР КАРЕЛИИ	88
<i>Бородулина Г.С., Токарев И.В.</i> ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ-ГОЛОЦЕНЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ МАРЦИАЛЬНЫХ ВОД	91
<i>Кравченко И.Ю.</i> ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ МАЛЫХ ВОДОЕМОВ ЗАОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА И ВЕНДЮРСКОЙ ГРУППЫ ОЗЕР	94
<i>Здоровеннова Г.Э., Гавриленко Г.Г., Здоровеннов Р.Э.</i> РЕАКЦИЯ ПРИДОННОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ МАЛЫХ БОРЕАЛЬНЫХ ОЗЕР НА ИЗМЕНЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИМАТА	98
<i>Галахина Н.Е., Лозовик П.А.</i> ОЦЕНКА ЗАГРЯЗНЕННОСТИ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ И НОРМИРОВАНИЕ ДОПУСТИМОГО АНТРОПОГЕННОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ НА НИХ ТОКСИЧНЫМИ ВЕЩЕСТВАМИ	102
<i>Слуковская М.В., Кременецкая И.П., Иванова Л.А.</i> ПРИМЕНЕНИЕ ТЕХНОЛОГИИ РЕМЕДИАЦИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ОТХОДОВ ПРОМЫШЛЕННОСТИ В АРКТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ	105
<i>Костромина Н.А., Федоров Г.Б., Бобров Н.Ю., Крылов С.С., Титов А.В.</i> ИЗУЧЕНИЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И МОРФОЛОГИИ КОТЛОВИНЫ ОЗЕРА ЖИЖИЦКОЕ ПО ДАННЫМ ГЕОРАДАРНОЙ СЪЕМКИ	110
<i>Родионов А.И., Рязанцев П.А.</i> ГЕОРАДАРНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ОЗОВЫХ ГРЯД ЗАОНЕЖЬЯ	113
<i>Рязанцев П.А., Игнашов П.А.</i> ИЗУЧЕНИЕ БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ ЗАОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА МЕТОДОМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ	116
<i>Слуковский З.И.</i> САПРОПЕЛИ КАРЕЛИИ: ИЗУЧЕННОСТЬ, ПРАКТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ И ОХРАНА (КРАТКИЙ ОБЗОР)	118
<i>Лобанова Н.В.</i> ХРОНОЛОГИЯ ДРЕВНИХ ПАМЯТНИКОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО БЕЛОМОРЬЯ НА ОСНОВЕ СОВРЕМЕННЫХ ДАННЫХ АРХЕОЛОГИИ, ГЕОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ	125
<i>Стельмах А.Г.</i> СХЕМА СТРАТИГРАФИИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАССЕЙНА РЕКИ ЧИРЧИК	127