

Геологический институт РАН
Беломорская биологическая станция им. Н.А. Перцова
Российский фонд фундаментальных исследований

ПОЗДНЕ- И ПОСТГЛЯЦИАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ БЕЛОГО МОРЯ: ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТНИКА, СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ОБСТАНОВКИ, ХРОНОЛОГИЯ

**Материалы Всероссийской научной конференции.
Сборник статей**



ГИН РАН, ББС МГУ
(пос. Приморский, Лоухский район,
Республика Карелия)

14–22 сентября 2018 г.



УДК 551.242.2
ББК 26.324
М34

Издание подготовлено при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-05-20050)

М34 Материалы Всероссийской научной конференции «Поздне- и постгляциальная история Белого моря: геология, тектоника, седиментационные обстановки, хронология»: сборник статей. – М.: «КДУ», «Университетская книга», 2018. – 196 с.

ISBN 978-5-91304-855-4

В сборник включены статьи, подготовленные участниками всероссийской научной конференции «Поздне- и постгляциальная история Белого моря: геология, тектоника, седиментационные обстановки, хронология», проходившей на Беломорской биологической станции имени Н.А. Перцова Биологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова 14–22 сентября 2018 г. Представлены результаты научных исследований, посвященных геологии и тектонике Беломорского региона, динамике уровня Белого моря в голоцене, береговым процессам, палеоэкологическим реконструкциям, следам древних и исторических землетрясений Беломорья, седиментационным процессам, а также гидрологической эволюции и экологической сукцессии в водоемах, отделяющихся от Белого моря в ходе постгляциального поднятия берега.

The Proceedings book includes articles prepared by the participants of the All-Russian Scientific Conference «The Late-and Postglacial History of the White Sea: Geology, Tectonics, Sedimentation Environments, Chronology», held at the White Sea Biological Station n. a. N.A. Pertsov, of the Biological Faculty of Moscow State University, in September 14–22, 2018 The results of scientific research on geology and tectonics of the White Sea region, the dynamics of the White Sea level in the Holocene, coastal processes, paleoecological reconstructions, traces of ancient and historical earthquakes of the White Sea coast, sedimentation processes, as well as hydrological evolution and ecological succession in the meromictic lakes separated from the White Sea during the postglacial raising of the coast are presented in the Conference papers.

УДК 551.242.2
ББК 26.324

© ГИН РАН, 2018
© ББС МГУ, 2018
© «КДУ», 2018

ISBN 978-5-91304-855-4

СОДЕРЖАНИЕ

Балуев А.С. Геологическое строение и тектоническая эволюция земной коры Беломорского региона.....	6
Баранская А.В., Романенко Ф.А. Новейшие вертикальные движения земной коры Карельского берега Белого моря.....	13
Бойко А.А., Анисимов М.А. Анализ ¹⁴ C датировок морских и континентальных отложений Кольского и Карельского берегов, отражающих динамику уровня Белого моря.....	19
Гулин М.Б., Иванова Е.А. Формирование зооценозов бентали лагун и заливов, образующихся в ходе постгляциальной трансформации прибрежной зоны морских водоёмов.....	24
Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Антипин А.Н. Реконструкции теплового режима в основаниях позднеплейстоценовых ледниковых щитов (Лаврентийского, Скандинавского) по данным скважинной термометрии.....	30
Демиденко Н.А. Динамика берегов и седиментационные процессы в Мезенском заливе и в эстуариях Мезени и Кулая.....	36
Демиденко Н.А., Саввичев А.С., Савенко А.В. Гидрологические и экологические условия водоёмов губы Канды, отделенной от Белого моря фильтрующей дамбой.....	43
Емельянец П.С., Жильцова А.А., Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Харчева А.В., Пацаева С.В. Определение концентрации бактериохлорофиллов зелёных серных бактерий по спектрам поглощения природной воды.....	52
Жильцова А.А., Харчева А.В., Пацаева С.В., Лунина О.Н., Краснова Е.Д., Воронов Д.А. Флуоресцентный анализ проб воды из отделяющихся водоемов Кандалакшского залива Белого моря.....	56
Зарецкая Н.Е., Корсакова О.П., Шварёв С.В., Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н., Григорьев В.А., Баранская А.В., Нечушкин Р.И., Петров О.Л., Трофимова С.С., Аляутдинов А.Р. Новые исследования Терского берега Белого моря: геохронология, стратиграфия, палеосейсмология, история развития побережья в позднем плейстоцене и голоцене.....	64

Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Мардашова М.В.	
Важнейшие изменения в экосистеме водоема при его изоляции от моря на примере прибрежных беломорских озер и лагун	71
Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А., Леонтьев П.А.	
Органическое осадконакопление в малых озерах Беломорского бассейна в голоцене.....	74
Кутенков С.А., Кожин М.Н., Головина Е.О., Стойкина Н.В.	
Феномен развития «сухих» торфяников островов Белого моря	80
Ландик А.С.	
Моделирование поверхности морского дна.....	85
Липка О.Н., Крыленко И.В.	
Влияние современных изменений климата на гидрологический режим и экологию приустьевых участков р. Варзуга (Терский берег Белого моря).....	88
Лосюк Г.Н., Кокрятская Н.М.	
Восстановленные соединения серы в донных осадках озер отделившихся от Белого моря.....	96
Лудикова А.В.	
От моря к озеру: биоиндикационные признаки изоляционных процессов	104
Беляев Б.М., Василенко А.Н., Ефимов В.А., МIRONENKO А.А.	
Озера Сонострова – гидролого-гидрохимические характеристики меромиктических озер на ранней стадии отделения от моря.....	109
Репкина Т.Ю., Ефимова Л.Е., Косевич Н.И., Шиловцева О.А., Шевченко Н.В.	
Динамика фиардово-шхерных берегов по результатам мониторинга на ББС МГУ в 2009–2016 гг. (губа Ругозерская Кандалакшского залива Белого моря)	115
Репкина Т.Ю., Рыбалко А.Е., Михайлюкова П.Г., Терехина Я.Е., Барымова А.А., Середа И.И., Соловьева М.А., Исаченко А.И., Корост Д.В., Токарев М.Ю.	
Опыт крупномасштабного геоморфологического картографирования морского дна по данным многолучевого эхолотирования и гидролокации бокового обзора (пролив Великая Салма Кандалакшского залива Белого моря)	122
Романенко Ф.А.	
Геоморфологические следы тектонических движений и покровных ледников в Северо-Западном Беломорье: факты и домыслы	129

Рыбалко А.Е.	
Четвертичная геология и донные осадки Кандалакшского залива	135
Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Семенова Л.Р., Журавлев В.А., Барымова А.В., Старовойтов А.В.	
История формирования Беломорской котловины и четвертичного покрова Белого моря по данным геологического картирования	141
Саввичев А.С., Летаров А.В., Лунина О.Н., Веслополова Е.Ф., Демиденко Н.А., Кокрятская Н.М., Краснова Е.Д., Горленко В.М.	
Микробные процессы и микроорганизмы озера Трёхцветное – меромиктического водоёма на побережье Кандалакшского залива Белого моря	147
Спиридонов В.А.	
Как сформировалась экосистема Белого моря в послеледниковое время: сценарии и вопросы.....	153
Субетто Д.А., Никонов А.А., Шварев С.В., Зарецкая Н.Е., Гурбич В.А., Потахин М.С., Полещук А.В., Греков И.М.	
Роль природных катастрофических событий в формировании водных объектов и их донных отложений на границе Фенноскандинавского щита и Восточно-Европейской платформы	162
Шатилович А.В., Мыльников А.П., Быкова С.В.	
Жизнеспособные протисты в многолетнемёрзлых отложениях севера Якутии.....	169
Шварев С.В., Никонов А.А.	
Морфотектоника бассейна Белого моря в сопоставлении с уточненными характеристиками исторических землетрясений.....	174
Шилова О.С., Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е.	
Изменения уровня моря на Зимнем берегу Белого моря в голоцене по данным диатомового анализа.....	180
Шкурко А.В., Северова Е.Э.	
Реконструкция растительных палеосообществ полуострова Киндо по данным спорово-пыльцевого анализа: первые результаты	186
Яковлева А.П., Репкина Т.Ю.	
Морфология полуострова Турий как индикатор береговых процессов в голоцене.....	190

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

Балуев А.С.¹

Последние 15–20 лет бассейн Белого моря и прилегающая к нему территория подверглись интенсивному изучению различными геолого-геофизическими методами. На основании материалов этих исследований были изданы комплект листов Q-(35),36, Q-37 и Q-38 Государственной геологической карты (ГГК) РФ (2012), а также «Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий» м-ба 1:1500000 и Объяснительные записки к ним [Балуев и др., 2012]. Главная роль в этих работах принадлежит ОАО Морской арктической геолого-разведочной экспедиции (МАГЭ), выполнившей основной объем геолого-геофизических исследований в акватории Белого моря.

Акватория Белого моря на северо-западе и западе частично перекрывает раннедокембрийские образования Балтийского щита, частично — плитную часть Восточно-Европейской платформы: в центральной части бассейна терригенные образования среднего-верхнего рифея и на востоке — осадочные породы верхнего венда, и лишь на самом севере в проливе Воронка Белого моря обнаружены породы среднего палеозоя, залегающие с несогласием на породах венда. Однако конфигурация и рельеф морского дна Белого моря контролируются большей частью реактивацией древних разломов и палеорифтовых структур на неотектоническом этапе. Эти рифтовые структуры заложены в фундаменте платформы в среднем рифее, пережили активизацию в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовался современный бассейн Белого моря. Наглядное представление о строении земной коры под водами Белого моря и прилегающей к нему территории дает Тектоническая схема Беломорского региона (рис. 1).

Большая часть ложа бассейна Белого моря располагается в пределах Лапландско-Беломорского гранулитогнейсового подвижного пояса, разделяющего Кольский и Карельский массивы (мегаблоки) Балтийского щита. К приосевой части подвижного пояса, покрытой водами Белого моря, приурочен Кандалакшский грабен Онежско-Кандалакшского палеорифта, являющегося крайним юго-западным членом палеорифтовой системы Белого моря.

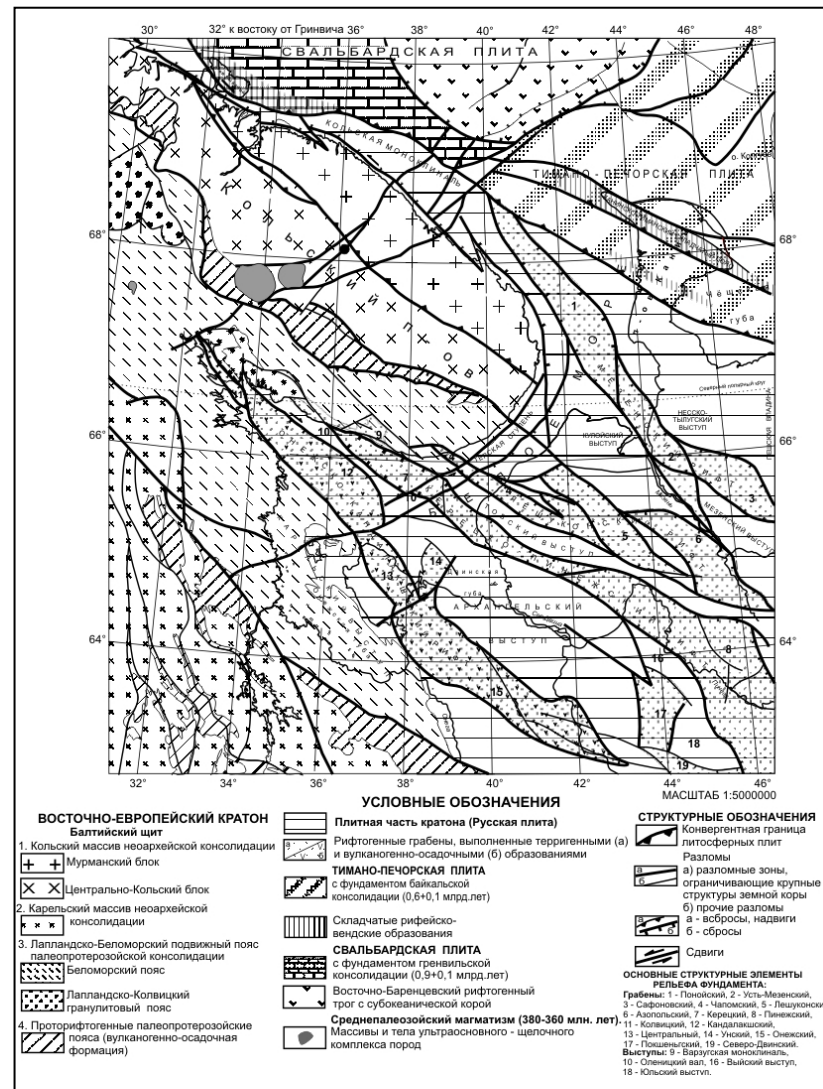


Рис. 1. Тектоническая схема Беломорского региона

В северной части акватории — Воронке Белого моря — располагается Понойская впадина, входящая в состав северо-восточного крайнего члена палеорифтовой системы — Усть-Мезенского (Баренцевоморского) палеорифта. Между ними выделяются еще две

¹ Балуев А.С., ГИН РАН, Москва.

ветви рифтовой системы: Керещко-Пинежская, также перекрытая водами основного бассейна Белого моря и выходящая на поверхность на Терском берегу Кольского полуострова, и Чапома-Лешуконская, секущая южную часть пролива Горло и выходящая на поверхность в виде Чапомского грабена на юго-восточном побережье Кольского полуострова. Все рифтогенные впадины выполнены синрифтовым комплексом терригенных и вулканогенно-осадочных образований среднего-позднего рифея, местами обнажающихся по краю щита (Терский берег, п-ов Средний, о. Кильдин). Глубина погружения фундамента в некоторых рифтогенных впадинах (Кандалакшская, Панойская) достигает 8–9 км. Рифейские образования перекрыты либо венд-палеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза), либо водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей. Таким образом, в фундаменте Беломорского бассейна выделяется система субпараллельных рифтогенных желобов северо-западного простирания, погружающихся от Балтийского щита на юго-восток под платформенный чехол Мезенской синеклизы. А самая северная часть бассейна Белого моря – Воронка Белого моря – перекрывает своими водами зону сочленения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) с Западно-Арктической платформой. С другой стороны, Белое море расположено в пограничной области между выходящим на дневную поверхность фундаментом платформы, т.е. щитом, и плитной частью платформы, покрытой чехлом.

Проявления внутриплитного магматизма в пределах северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы связаны в пространстве и во времени преимущественно с различными рифтогенными структурами на разных этапах эволюции палеорифтовой системы Белого моря (РСБМ). Здесь проявились 2 основных этапа магматизма: рифей-вендский и среднепалеозойский. Первый из них известен в Онежско-Кандалакшском палеорифте, где бурением была вскрыта толща вулканогенно-обломочных пород, вмещающая силлы и дайки диабазов и долеритов с возрастом 667 ± 31 млн. лет (Sm-Nd). В юго-западном борту Онежского грабена обнаружены дайкообразные тела флюидизатов эксплозивного облика среднерифейского возраста 1,10–1,12 млрд лет ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), что соответствует времени формирования рифтовой структуры [Балуев и др., 2012].

Среднепалеозойская активизация палеорифтовых структур северного сегмента ВЕП проявилась преимущественно во внутриплитном магматизме, представленном роями щелочных даек и трубков взрыва, в том числе и кимберлитового состава, а также сложными

кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формаций, располагающимися в зонах динамического влияния рифтов Беломорской системы. В пределах ареала проявлений среднепалеозойского щелочного магматизма по составу и характеру проявлений намечается определенная концентрическая зональность.

Постдевонская история северной части ВЕП характеризуется достаточно спокойным плитным режимом без каких-либо проявлений деструкционных тектонических событий и внутриплитного магматизма. Однако, несмотря на кажущуюся в настоящее время стабильность территории северо-восточного сегмента ВЕП, здесь наблюдаются неотектонические и современные процессы, сформировавшие ныне существующий морфоструктурный облик ландшафта. В первую очередь это касается конфигурации бассейна Белого моря и северной границы Балтийского щита с акваторией Баренцева моря.

Формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива Белого моря наследует и возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания в Онежско-Кандалакшском палеорифте в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. Два молодых (современных) грабена: Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий разделены островной грядой архипелага Средние Луды, являющейся межвпадинной перемычкой, которая представляет собой зону аккомодации современных тектонических напряжений. Значительную роль в современном структурообразовании играют здесь и сдвиговые деформации, проявляясь вдоль рифтогенных структур, что характерно практически для всех рифтовых зон. Однако, в данном случае процессы формирования современных грабенов в Белом море не стоит относить к зрелому континентальному рифтингу, т.к. они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры.

Исходя из геологического строения северо-восточного сегмента ВЕП и существующих на сегодняшний день палеогеодинамических реконструкций можно выделить следующие основные этапы тектонической эволюции консолидированной коры Беломорского региона:

Средний рифей – это время мощного проявления континентального рифтогенеза, связанного с распадом суперконтинента Палеопангеи и формированием тиманской пассивной окраины Балтики; заложение РСБМ в режиме транстенсии с формированием периконтинентального осадочного бассейна пассивной окраины па-

леоконтинента Балтика. Согласно палеогеодинамическим реконструкциям [Piper, 2000; Sawood et al., 2010], континентальная плита Балтика, начала откалываться от Палеопангеи примерно 1240–1265 млн лет назад. Раскрытие происходило в процессе асимметричного рифтинга, т.е. последовательного продвижения (пропагации) рифта от края вглубь континента при относительном вращении континентальных плит в противоположные стороны: Лаврентии по часовой стрелке, а Балтики против часовой стрелки. В результате на краю Балтики в условиях горизонтального растяжения коры начал формироваться периконтинентальный осадочный бассейн пассивной окраины, представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон, вытянутых вдоль края плиты и слегка раскрывавшихся веером в сторону расхождения плит. Согласно палеомагнитным реконструкциям [Piper, 2000; Sawood et al., 2010], в период с 1240 по 1000 млн. лет назад отколовшаяся континентальная плита Балтика дрейфовала к югу от палеоэкватора, разворачиваясь при этом по часовой стрелке примерно на 160° так, что ее присоединение к позднерифейскому суперконтиненту Родинии в конце этого периода произошло уже другой стороной, т.е. со стороны Скандинавской окраины.

В позднерифейское время — после гренвильской орогении и вхождения Балтики в состав суперконтинента Родинии (1,0 млрд. лет) со стороны скандинавской окраины, в связи с высоким стоянием поверхности континентальной плиты отмечается перерыв в осадконакоплении в рифтовом бассейне на 150–300 (?) млн. лет.

Конец позднего рифея — Тиманская пассивная окраина и вместе с ней рифтовая система Белого моря испытывает растяжение и морскую трансгрессию, связанные, вероятно с распадом Родинии. Формируется палеоплатформенный чехол (сафоновская и усть-пинежская серии) северо-восточного сегмента континента Балтика, перекрывающий рифтовую систему Белого моря. Краевой бассейн оставался открытым в сторону океана и получил новый импульс для эволюции, благодаря которому рифтовые впадины продолжали углубляться, и в них откладывались терригенные отложения верхнего рифея, которые местами «выплескивались» на борта рифтов. На рубеже рифея и венда в Онежско-Кандалакшском рифте проявляется основной (толеитовый) магматизм.

Ранний венд, век Варангер-Айс (650–635 млн лет) последовало воздымание территории, сопровождаемое размывом рифейских отложений и грандиозным лапландским покровно-континентальным оледенением в течение 10 млн. лет, объясняемое высоким стояни-

ем материка в южных полярных широтах [Hoffman, Schrag, 1999]. В конце раннего венда — сход ледяного покрова.

Поздний венд — на площади ледяного покрова возникает эпиконтинентальный морской бассейн, в пределах которого в течение позднего венда и, возможно, начала кембрия формируется синеклизный осадочный комплекс, плащеобразно перекрывающий синрифтовые рифейские образования РСБМ и фундамент платформы в пределах зарождающейся Мезенской синеклизы. В это же время, по-видимому, происходило сближение новоземельской активной окраины палеоконтинента Арктиды с тиманской пассивной окраиной Балтики. Однако, время столкновения этих палеоконтинентов и коллизионных событий на тиманской окраине Балтики, т.е. время формирования тиманид, а соответственно и зоны сочленения двух платформ, вызывает непрекращающиеся до сих пор дискуссии. В связи с этими разногласиями определение точного времени образования структурного шва Тролльфиорд-Рыбачий-Канин и, соответственно, тиманид пока не представляется возможным, можно лишь предполагать, что они возникли в интервале времени 620–540 млн лет назад (венд-средний кембрий) [Балуев и др., 2016].

В течение периода с 625 до 580 млн. лет Балтика с Арктидой (Аркт-Европа, по Н.Б.Кузнецову) и Лаврентии двигались уже раздельно, в результате чего произошло раскрытие океана Япетус, но оба континента оставались в высоких южных широтах в продолжении большей части венда [Cocks, Torsvik, 2006].

Кембрий-среднедевонский этап — в течение последующих 150–160 млн лет территория северо-восточного сегмента Восточно-Европейской кратона являлась областью денудации вплоть до среднего девона, когда вследствие изменения эвстатического уровня мирового океана во внутренние части платформы начали проникать мелководные шельфовые моря и начал накапливаться плитный чехол.

Среднепалеозойский — реактивация палеорифтовой системы Белого моря, когда широкое развитие получил щелочной магматизм как постумная реакция на формирование норвежских каледонид при закрытии палеоокеана Япетус. Активизация процессов рифтогенеза на северной окраине ВЕП выразилась в обновлении разрывных дислокаций и интенсивном проявлении внутриплитного магматизма в различных его формах, который представлен роями даек и трубок взрыва щелочных пород, в том числе и кимберлитового состава, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формаций, располагающимися в зонах динамического влияния рифтов Беломорской системы.

Среднепалеозойский-мезозойский этап в северо-восточном сегменте ВЕП характеризуется преобладанием плитного режима с формированием континентально-морских комплексов пород платформенного чехла среднедевонского-мелового возраста.

Позднекайнозойский, когда образовался современный бассейн Белого моря и проявляется современная тектоническая активность рифтогенных структур с заложением современных грабенов, сопровождаемая сейсмичностью, по периферии Балтийского щита на фоне его общего воздымания. По мнению многих исследователей современный этап структурной эволюции северного сегмента ВЕП определяется влиянием на Балтийский щит Северо-Атлантической зоны спрединга и зоны сочленения континент-шельф-море, где возникают высокие тектонические напряжения, а также современные вертикальные тектонические движения щита, одной из составляющих которых является и гляциоизостатический эффект.

Исследование выполнено в рамках Госзадания ГИН РАН №0135-2016-0012 при финансовой поддержке Программы Президиума РАН №19 проект 0135-2018-0040.

Литература

- [1] *Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С.* Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» м-ба 1:1 500 000). Отв. ред. М.Г. Леонов (Труды ГИНа, вып. 597). — М.: ГЕОС, 2012. — 104 с.
- [2] *Балуев А.С., Морозов Ю.А., Терехов Е.Н. и др.* Тектоника области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы // Геотектоника, 2016. №5. — С. 3–35.
- [3] *Cawood P.A., Strachan R., Cutts K., Kinny P.D., Hand M., Pisarevsky S.* Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // *Geology*, February 2010; v. 38. No. 2. — P. 99–102.
- [4] *Cocks, L.R.M., Torsvik T.H.* European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic // *Gee, D.G., Stephenson, R.A. (eds). 2006. European Lithosphere Dynamics. Geological Society, London, Memoirs, 32. — P. 83–95.*
- [5] *Hoffman P., Schrag D.* The Snowball // *Earth. New Scientist*. 1999. V. 117. — P. 1–5.
- [6] *Piper J.D.A.* The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Palaeopangaea? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 176. — P. 131–146.

НОВЕЙШИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАРЕЛЬСКОГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ

Баранская А.В.¹, Романенко Ф.А.¹

Карельский берег Белого моря находится в пределах Балтийского щита, характеризующегося общим новейшим поднятием, отмеченным как по данным повторных нивелировок [Johansson et al., 2002; Никонов и др., 2008; Scherneck et al., 2003; Pettersen, 2011], так и по датированию поднятых древних береговых линий [Corner et al., 2001; Колька и др., 2005; Митяев и др., 2008; Романенко, Шилова, 2012] и анализу наблюдений за современным изменением относительного уровня моря [Инжебейкин, 2004]. Скорость поднятия постепенно уменьшается, от 10–12 мм в год в раннем голоцене [Романенко, Шилова, 2012; Колька и др., 2005; Кошечкин, Кудлаева, 1970] до 1,5–4 мм в год в настоящее время [Романенко и др., 2013; Инжебейкин, 2004].

На общую картину поднятия накладываются блоковые движения, «клавишная тектоника», сопровождающаяся вертикальными движениями по разломам. Для Карельского и Терского берегов Белого моря активизация древних разрывных нарушений и заложение новых во многом определена механизмом унаследованного рифтинга. Основная структура, определяющая неотектоническую обстановку Беломорской области, — рифт, сложенный сочетанием линейно вытянутых грабенов. В различных работах он называется Онежско-Кандалакшским [Балуев, Журавлёв, 2009] или Кандалакшско-Двинским [Авенариус, 2004]. Развитие этой структуры происходит на месте палеорифта, зародившегося в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты в среднем-позднем рифее [Балуев и др., 2009].

Таким образом, дно Кандалакшского залива и его берега испытывают вертикальные движения, характеризующиеся различными скоростями и направлениями друг относительно друга. Исходя из этого, сомнений в том, что крупные блоки регионального масштаба могут одновременно обладать различными скоростями поднятий, не возникает. Спорным остается вопрос, в каких наименьших масштабах могут проявляться дифференцированные движения земной коры, и каковы минимально возможные размеры соседствующих блоков, для которых можно говорить о разных скоростях поднятия в один и тот же момент времени.

¹ Баранская А.В., Романенко Ф.А. — МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва.

Для изучения этого вопроса применялся морфоструктурный анализ, анализ трещиноватости и реконструкция напряжений. В качестве ключевого участка была выбрана северная часть Карельского берега Белого моря от пос. Лесозаводский на севере до губы Калгалакша на юге (рис. 1). Проводилось изучение различных типов нарушения сплошности залегания пород и их пространственного распределения с целью определения морфоструктурной неоднородности территории и различий в развитии соседствующих блоков земной коры.

Было выделено 10 блоков с разной морфологией, ориентировкой линеаментов и трещиноватости и напряжений, сформировавших ее. Они характеризуются и различной интенсивностью поднятия, выраженной в разной морфологии тектонического рельефа (принимались во внимание абсолютные высоты, расчлененность, наличие свежих тектонических форм вдоль линеаментов). На морфоструктурную карту были наложены данные датирования поднятых береговых линий ([Колька и др., 2005; Романенко, Шилова, 2012], собственные исследования), позволяющие говорить уже о количественной оценке скоростей поднятия (рис. 1).

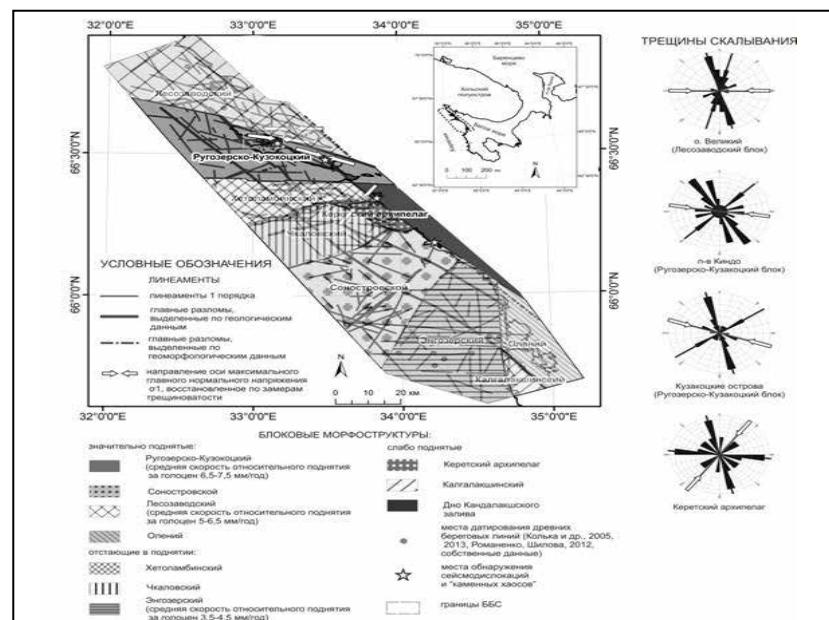


Рис. 1. Морфоструктурная схема Карельского берега Белого моря.
(указанные скорости относительного поднятия рассчитаны по данным [Колька и др., 2005; Романенко, Шилова, 2012], а также по собственным данным)

Два главных направления линеаментов — северо-западное, параллельное бортам Онежско-Кандалакшского рифта, характерное лишь для протяженных главных разломов, и преобладающее восточное и юго-восточное, присущее более мелким секущим и оперяющим их нарушениям. Своеобразие Карельского берега заключается в том, что, по мере приближения к кутовой части Кандалакшского залива, линеаменты всех масштабов, от крупных разломов до трещиноватости в породах, «поворачивают» к северу, и угол между их сериями уменьшается, свидетельствуя об изменении напряжений ближе к вершине активизированной системы грабенов.

Каждый из выделенных макроблоков обладает своим рисунком линеаментной сети и особенностями тектонической структуры. Изменения направлений линеаментов, а также оси максимального главного нормального напряжения σ_1 , определенной по анализу сопряженных серий трещин скалывания, происходят по обе стороны от крупнейших разрывных нарушений. Примером может служить разлом губы Ругозерской, отделяющий Лесозаводский блок от Ругозерско-Кузокоцкого, а также разломы губы Чупы, отделяющие Хетоламбинский блок от Чкаловского и блока островов Керетско-го архипелага. Именно по Чупинским разрывным нарушениям направление оси σ_1 , как и линеаментов 1 порядка, меняется наиболее резко, что говорит о существенной разнице в строении и развитии блоков по обе стороны от губы. Такие различия подтверждают существующие предположения [Балуев и др., 2009] о том, что лишь южная часть Кандалакшского залива от меридиана Порьей губы (расположенной на другом берегу залива против выхода из губы Чупы) и восточнее наследует сегмент рифтовой системы рифейского заложения, в отличие от северо-западной, оформившейся окончательно как грабеновая структура лишь в кайнозое.

Разрывные нарушения были активны в голоценовое время, о чем свидетельствуют многочисленные послеледниковые сейсмодислокации: обвалы на Сонострове, сейсмоущелья в бухте Биофильтров и сейсмовор на о. Коккоиха.

Разделенные главными разломами и крупными линеаментами макроблоки характеризуются и разными скоростями голоценового поднятия. Ругозерско-Кузокоцкий блок испытал самые быстрые восходящие движения, выраженные как в гипсометрических уровнях рельефа (гора Ругозерская с отметкой 99,7 м возвышается над окружающей равниной со средними высотами до 20–30 м), так и в свежих тектогенных формах: отвесных уступах, ущельях, ступенчатых склонах. Голоценовые береговые линии здесь находятся на де-

сятки метров выше, чем одновозрастные им на других блоках побережья. Скорости воздымания за голоцен составляли от 5 до 9 мм/год. Также подняты Соностровской блок, блок о. Оленьего и Лесозаводский (от 3,5 до 9 мм/год). Блок островов Керетского архипелага отстает в поднятии, как и Энгозерский. В начале голоцена, около 10 тыс. лет назад, его скорость составляла 3 мм/год, в то время, как Ругозерско-Кузокоцкий блок поднимался со скоростью 8–9 мм/год.

Таким образом, определено, что для блоков, отстоящих друг от друга на первые десятки километров разница в средних скоростях относительного поднятия с одного и того же момента времени, по данным датирования древних береговых линий, может достигать 4–5 мм в год (примером служит Ругозерский блок, где 4 тыс. лет назад наблюдалось поднятие со средней скоростью 8 мм в год, и Энгозерский блок, со скоростью воздымания 3 мм в год за тот же промежуток времени). Это подтверждает значительную неотектоническую активность Карельского берега Белого моря в голоцене.

Литература

- [1] *Авенариус И.Г.* Морфоструктура Беломорского региона // Геоморфология. 2004. №3. — С. 48–56.
- [2] *Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С.* Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // Доклады Академии Наук. Серия Геология. Т. 427, №3, 2009. — С. 348–353.
- [3] *Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море) // Доклады Академии Наук. Серия Геология. Т. 425, №2, 2009. — С. 199–203.
- [4] *Инжебейкин Ю.И.* Колебания уровня Белого моря/Диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук. СПб, 2004. — 253 с.
- [5] *Колька В., Евзеров В., Мёллер Я., Корнер Д.* Последлениковские гляциоизостатические движения на северо-востоке Балтийского щита./ Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова (сборник статей). Под ред.Ф.П. Митрофанова. Апатиты, изд-во КНЦ РАН, 2005.
- [6] *Кошечкин Б.И., Кудлаева А.Л.* Голоценовые трансгрессии и изменения береговой линии северного побережья Кольского полуострова. Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Гидрометеиздат. — Ленинград, 1970. — С. 243–247.

- [7] *Митяев М.В., Корсун С.А., Стрелков П.П., Матишов Г.Г.* Древние береговые линии Восточного Кильдина. ДАН. 2008, том 423, №4. — С. 546–550.
- [8] *Никонов А.А., Энман С.В., Флейфель Л.Д.* Голоценовые и современные движения земной коры в переходной зоне от Фенноскандинавского щита к восточно-европейской платформе в районе Ладожского грабена // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы XIV международной конференции. 2 часть. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. — С. 79–81.
- [9] *Романенко Ф.А., Репкина Т.Ю., Баранская А.В.* Жизнь тектонического рельефа Керетского архипелага в голоцене. Материалы научной конференции «Морская биология, геология, океанология — междисциплинарные исследования на морских стационарах», посвященной 75-летию Беломорской биологической станции МГУ (Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, 27 февраля — 1 марта 2013 г.): Тезисы докладов. — М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. — С. 270–274.
- [10] *Романенко Ф.А., Шилова О.С.* Последлениковское поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо/ Доклады Академии Наук, том 442, №4, 2012. — С. 544–548.
- [11] *Авенариус И.Г.* Морфоструктура Беломорского региона // Геоморфология. — 2004. — №3. — С. 48–56.
- [12] *Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С.* Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // Доклады Академии Наук. Серия Геология. Т. 427, №3, 2009. — С. 348–353.
- [13] *Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море) // Доклады Академии Наук. Серия Геология. Т. 425, №2, 2009. — С. 199–203.
- [14] *Инжебейкин Ю.И.* Колебания уровня Белого моря/Диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук. — СПб, 2004. — 253 с.
- [15] *Колька В., Евзеров В., Мёллер Я., Корнер Д.* Последлениковские гляциоизостатические движения на северо-востоке Балтийского щита./ Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова (сборник статей). Под ред.Ф.П. Митрофанова. Апатиты, изд-во КНЦ РАН, 2005.
- [16] *Кошечкин Б.И., Кудлаева А.Л.* Голоценовые трансгрессии и изменения береговой линии северного побережья Кольского полуострова.

Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Гидрометеороиздат, Ленинград, 1970. — С. 243–247.

- [17] Митяев М.В., Корсун С.А., Стрелков П.П., Матишов Г.Г. Древние береговые линии Восточного Кильдина. ДАН. 2008, том 423, №4. — С. 546–550.
- [18] Никонов А.А., Энман С.В., Флейфель Л.Д. Голоценовые и современные движения земной коры в переходной зоне от Фенноскандинавского щита к восточно-европейской платформе в районе Ладожского грабена // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Материалы XIV международной конференции. 2 часть. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. — С. 79–81.
- [19] Романенко Ф.А., Репкина Т.Ю., Баранская А.В. Жизнь тектонического рельефа Керетского архипелага в голоцене. Материалы научной конференции «Морская биология, геология, океанология — междисциплинарные исследования на морских стационарах», посвященной 75-летию Беломорской биологической станции МГУ (Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, 27 февраля — 1 марта 2013 г.): Тезисы докладов. — М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. — С. 270–274.
- [20] Романенко Ф.А., Шилова О.С. Последледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо/ Доклады Академии Наук, том 442, №4, 2012. — С. 544–548.
- [21] Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Y., Møller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia. Global and Planetary Change 31, 2001. — P. 155–177.
- [22] Johansson, J.M., Davis J.L., Scherneck H.-G., Milne G.A., Vermeer M., Mitrovica J.X., Bennett R.A., Jonsson B., Elgered G., Elósegui P., Koivula H., Poutanen M., Rönnäng B.O., Shapiro I.I. Continuous GPS measurements of postglacial adjustment in Fennoscandia. 1. Geodetic results. Journal of Geophysical Research 107: 2157, 2002.
- [23] Pettersen, B.: The postglacial rebound signal of Fennoscandia observed by absolute gravimetry, GPS, and tide gauges, Int. J. Geophys., 2011
- [24] Scherneck, H.-G. J.M. Johansson, H. Koivula, T. van Dam, and J.L. Davis, “Vertical crustal motion observed in the BIFROST project,” Journal of Geodynamics, vol. 35, no. 4–5. — P. 425–441, 2003.

АНАЛИЗ ^{14}C ДАТИРОВОК МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛЬСКОГО И КАРЕЛЬСКОГО БЕРЕГОВ, ОТРАЖАЮЩИХ ДИНАМИКУ УРОВНЯ БЕЛОГО МОРЯ

Бойко А.А.¹, Анисимов М.А.²

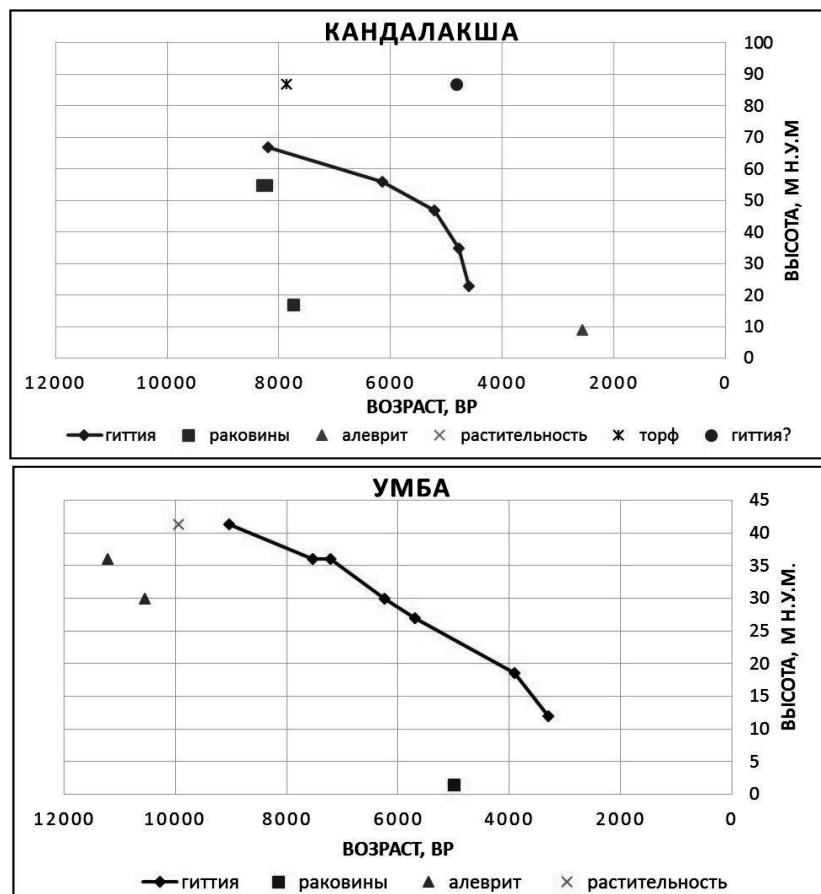
В конце позднего плейстоцена началось интенсивное освобождение рассматриваемой территории от ледникового покрова. Одновременно с этим происходит эвстатическое повышение уровня мирового океана и компенсационное поднятие территорий, освободившихся от давления ледника. Оба эти события совпадают по направлению развития. Приблизительно с десяти тысяч лет назад на свободных от ледника территориях начинают формироваться отложения, содержащие органику. Во второй половине 20 века, с появлением метода радиоуглеродного датирования, стало возможным датировать береговые формы, коррелировать их между собой и анализировать относительное изменение уровня моря и неотектонические движения на побережье Белого моря. Наличие большого количества озер, порог стока которых располагается на разных высотах создало предпосылку для использования определения положения уровня моря методом изолированных бассейнов. Этот метод, позволяющий проводить достаточно точную временную привязку положения относительного уровня моря по датированию времени отделения мелких котловин, наследуемых континентальными озерами, от морского бассейна [Колька и др., 2013; Сапелко и др., 2015; Субетто и др., 2012].

При анализе ранее опубликованных исследований [Кошечкин и др., 1975; Колька и др., 2015; Колька и др., 2013; Сапелко и др., 2015; Субетто и др., 2012] мы выделили шесть районов с высокой плотностью определения возрастов — г. Кандалакша, пгт. Умба, пгт. Чупа, пос. Эндгозеро, пос. Кузема и Соловецкие острова. Для определения радиоуглеродного возраста большей частью использовались гиттия, алевроит, раковины моллюсков. В настоящем исследовании мы попытались сопоставить радиоуглеродные датировки, полученные из разных органических материалов и проанализировать их валидность для целей восстановления истории перемещения относительного уровня Белого моря. Все данные, по каждому из районов, были собраны в отдельных графиках, где за условную верхнюю границу изо-

¹ Бойко А.А. — СПбГУ.

² Анисимов М.А. — СПбГУ, АНИИИ.

ляции водоема от моря были приняты датировки гиттии. Диаграммы, в целом, отражают динамику уровня Белого моря и показывают высотное расположение разнородного датированного материала для каждой территории отбора образцов. Эти диаграммы дают возможность установить регрессивный тренд береговой линии Белого моря в голоцене. Кроме того, они позволяют критически проанализировать имеющиеся разнородные радиоуглеродные даты для палеогеографических реконструкций [Anisimov, Barliaev, 2015].



Например, расположение датировок раковин для района г. Кандалакша — *Saxicava arctica* и *Mytilus edulis* на высоте 55 м и возрастом 8300 ± 100 [Арсланов и др., 1974] выше датировок озерной гиттии, требует тщательного анализа при дальнейших работах. К большому

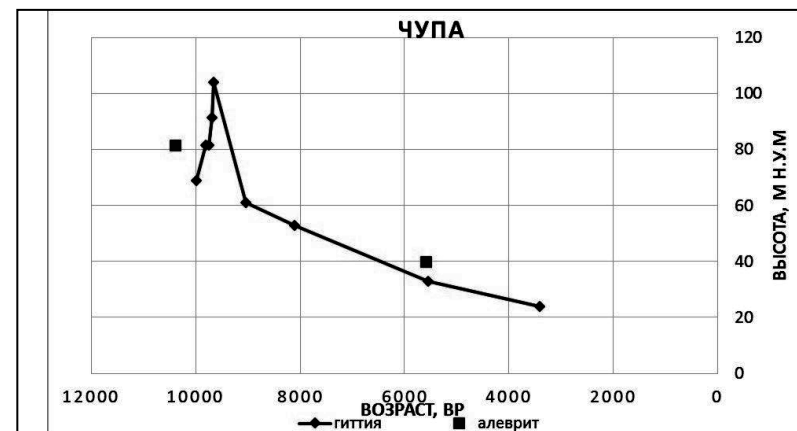
нашему сожалению, такого рода вопросы возникали у нас в процессе работы не однократно. Для района пгт. Умба линия тренда изменения уровня моря практически ровная, но имеет несколько отличную от района Кандалакши высотно-временную привязку.

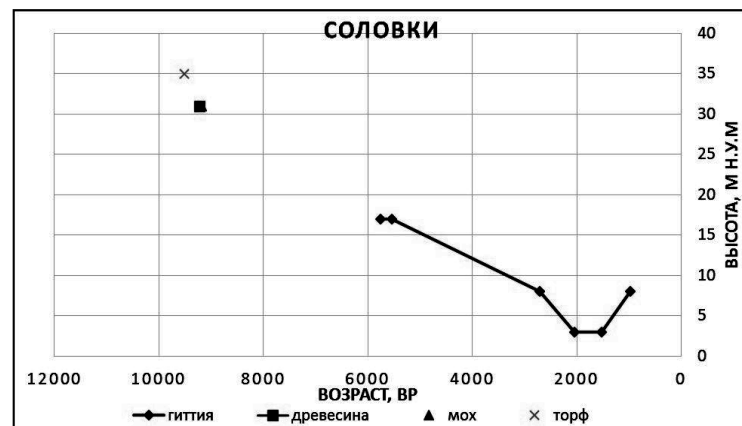
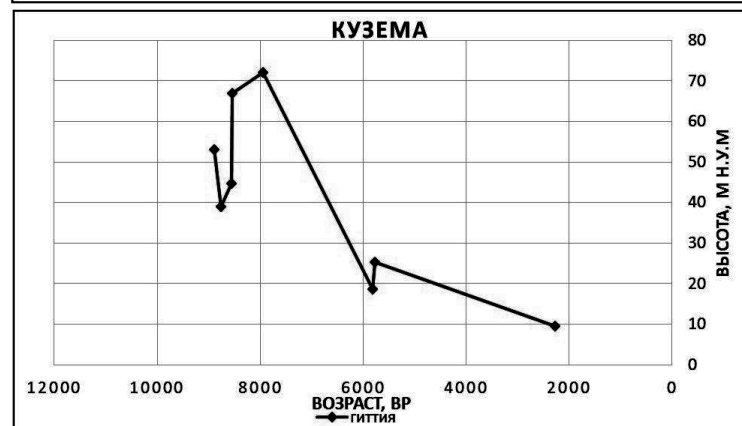
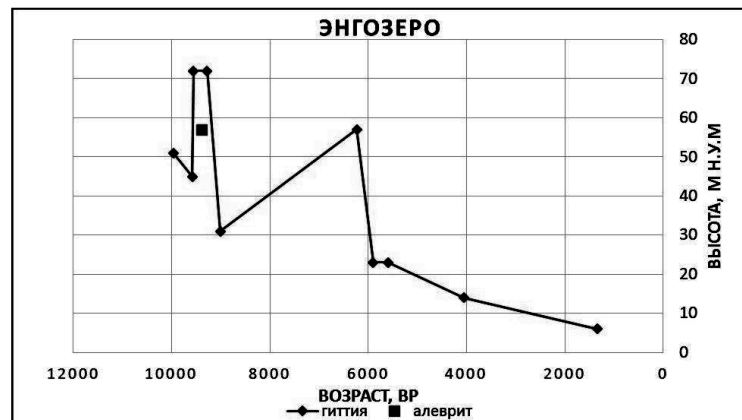
Серия графиков для Карельского побережья Белого моря является не менее репрезентативной. Так, можно проследить некую тенденцию к резкому изменению уровня Белого моря, которая начинается с 6000 т. л. До этого времени для территории Чупы, Энгозера и Куземы, исходя из графиков, характерны аномальные скачки, которые, по всей видимости, вызваны локальными тектоническими процессами.

Однако, далее линия становится более сглаженной и равномерной. Таким образом, для территории Чупы, Энгозера, Куземы и Соловецких островов характерна регрессирующая линия тренда уровня Белого моря.

Вопрос о частых осцилляциях положения уровня моря в начале голоцена для районов Чупы, Энгозера и Куземы частично решается в результате детального анализа карт современной тектонической активности этих районов. Все три района имеют установленные и предполагаемые новейшие и омоложенные разломы, идущие перпендикулярно морскому берегу.

Таким образом, для Кольского побережья графики изменения уровня моря более плавны и отвечают компенсационным поднятиям территории. Для Карельского побережья диаграммы осложнены скачками, что, вероятно, связано с раннеголоценовой локальной тектонической активностью. Уточнения в нашей работе может дать более детальный анализ сопоставления датированных водоемов и положения их относительно разломов.





Литература

- [1] Арсланов Х.А., Кошечкин Б.И., Чернов Б.С. «Абсолютная хронология осадков поздне- и послеледниковых морских бассейнов на Кольском п-ове // Вестник Ленинградского ун-та, 1974. №12. — С. 132–138.
- [2] Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Толстоброва А.Н. Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковье и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озер в районе пос. Чупа (северная Карелия) // Вестник МГТУ, 2015. №2. — С. 255–268.
- [3] Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Арсланов Х.А. Реконструкция относительного положения уровня Белого моря в голоцене на Карельском берегу (район поселка Энгозеро, Северная Карелия) // Доклады Академии наук, 2013. №5. — С. 587–592.
- [4] Кошечкин Б.И. Перемещение береговой линии Баренцева и Белого морей в поздне-послеледниковое время. — Известия Академии наук СССР. Серия географическая, 1975. №4. — С. 91–100.
- [5] Сапелко Т.В., Колька В.В., Евзеров В.Я. Динамика природной среды и развития озер в позднем плейстоцене и голоцене на южном берегу Кольского полуострова // Труды Карельского научного центра РАН, 2015. №5. — С. 60–69.
- [6] Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Сапелко Т.В., Лисицын А.П., Ван-Биек П., Суот М., Субетто Г.Д. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // Доклады Академии наук. Серия Геологическая. — М.: Наука, 2012. Т. 446, №2. — С. 183–190.
- [7] Anisimov M.A., Barliaev A.E. Analysis of radiocarbon dates of Holocene raised beach sequences of Svalbard and Franz Josef Land // PAST Gateways Conference and Workshop, 2015 — P. 22–23.

ФОРМИРОВАНИЕ ЗООЦЕНОЗОВ БЕНТАЛИ ЛАГУН И ЗАЛИВОВ, ОБРАЗУЮЩИХСЯ В ХОДЕ ПОСТГЛЯЦИАЛЬНОЙ ТРАНСФОРМАЦИИ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ МОРСКИХ ВОДОЁМОВ

Гулин М.Б.¹, Иванова Е.А.¹

Цель работы — анализ средообразующей роли колебаний уровня Чёрного моря, происходящих в Голоцене под воздействием климатических факторов, на формирование современного черноморского шельфа: локальных мезомасштабных местообитаний в прибрежной зоне и ассоциированных с ними поселений зообентоса. Также, представляется важным сравнительное рассмотрение постгляциальной истории прибрежных экосистем Чёрного и Белого морей ввиду разнонаправленных трендов изменения их береговых линий.

Исследования последних лет позволили установить, что, по крайней мере, со середины 19-го века наблюдается устойчивое повышение уровня Мирового океана [<http://www.climate.org/topics/sea-level/index.html#sealevelrise>]. Скорость такого подъёма имеет практически линейный характер. За последние 100 лет поверхность Океана поднялась примерно на 20 см. Количественные оценки для более ранних эпох не так однозначны.

В Чёрном море скорость перманентного подъёма уровня вод в период 1876–1991 гг. составила 0,13 – 0,37 см/год [Коников, 2010]. Напротив, современные тектонические движения в черноморском регионе имеют противоположную по последствиям тенденцию: береговая линия крымского побережья за последние 10 миллионов лет поднялась на 10 метров [Фокина, 2006]. Однако, эта величина на три порядка меньше обратных процессов, происходящих в Голоцене — изменений водного баланса моря и осадконакопления, поэтому может не учитываться в оценках современной (кратковременной) геоэкологической эволюции черноморского бассейна.

Значимость описанных явлений представляется достаточно высокой и имеет в ряде случаев практическое значение. Так, например, в последние годы в Крыму участились оползни и обвалы в береговой зоне, повреждения прибрежной инфраструктуры.

К настоящему времени в Чёрном море экологическое значение поглощённых морем прибрежных зон практически не изучено. Вместе с тем, например, реликтовые участки устьевых и предустьевых речных систем на современном морском шельфе способны, вероятно,

формировать особые условия обитания морских донных организмов. Речные бассейны, как правило, являются аккумуляторами осадочного материала, содержащего органическое вещество (ОВ) и после затопления их морем продолжают его накапливать за счёт естественного понижения дна в пределах своего батиметрического контура.

Впервые описание и целенаправленные исследования палеорусел рек Чёрная и Бельбек, а также их общей реликтовой дельты были выполнены сотрудниками ИМБИ РАН (в прошлом ИнБЮМ) в 2006–2007 гг. [Гулин, Коваленко 2010]. Прежде всего, были проведены детальные исследования батиметрических характеристик указанных мезоморф шельфа. Было установлено, в частности, что палеорусло реки Чёрная протекает в северо-западном-западном направлении от кутовой части Севастопольской Бухты к кромке шельфа, оно довольно извилисто и имеет длину не менее 45 км. Палео-Бельбек, наоборот, отличается меньшей извилистостью и скорее похож на подводный канал. Реликтовое русло реки Бельбек простирается в направлении с востока на запад, практически строго вдоль широты 44°40' с.ш. Обнаружено также, что реки Чёрная и Бельбек ранее сливались в единое русло или устье (рис. 1). Местоположение этого слияния находится на горизонте 86–89 м современного черноморского шельфа.

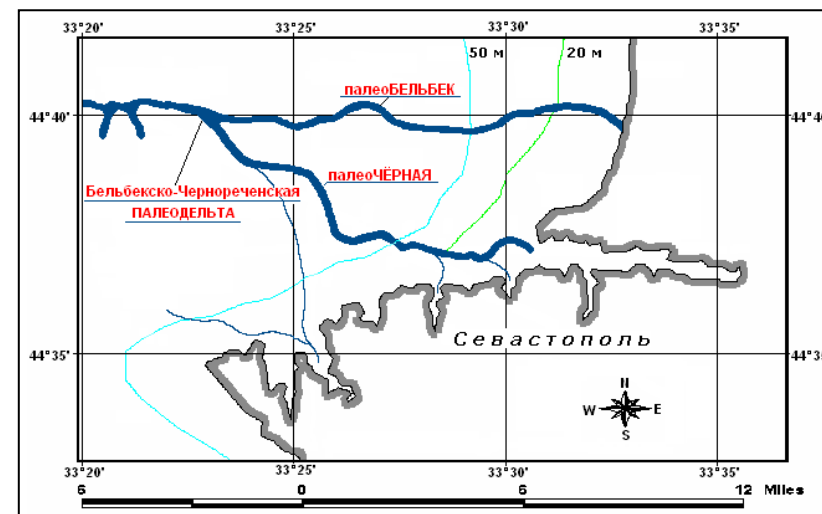


Рис. 1. Палеорусла и палеodelта рек Чёрная и Бельбек

Исследования конфигурации затопленного русла р. Чёрная на поперечных гидроакустических разрезах показали, что реликтовое

¹ Гулин М.Б., Иванова Е.А. — ФГБУН ИМБИ, Севастополь.

ложе реки, причём как в пределах Севастопольской Бухты, так и на прилегающем взморье, имеет в сечении коробчатую форму с крутыми береговыми склонами и практически совершенно плоским коренным руслом.

Особенности профилей дна позволяют предположить, что затопленное морем корневое русло Чёрной ранее имело сечение скорее каньонного типа, но теперь покрыто мощным (более 40 м) слоем иловых отложений.

Поверхностные донные осадки в ложбине палеореки Чёрная значительно обогащены органическим веществом (ОВ), причём концентрация органики, в том числе её лабильных форм, в палеорусле многократно превышает таковую на прилегающих к нему участках дна (рис. 2). Последнее подтверждает, что палеоруслу, как своеобразные углубления на дне шельфа, могут становиться “ловушкой” для оседающих из водной толщи взвесей.

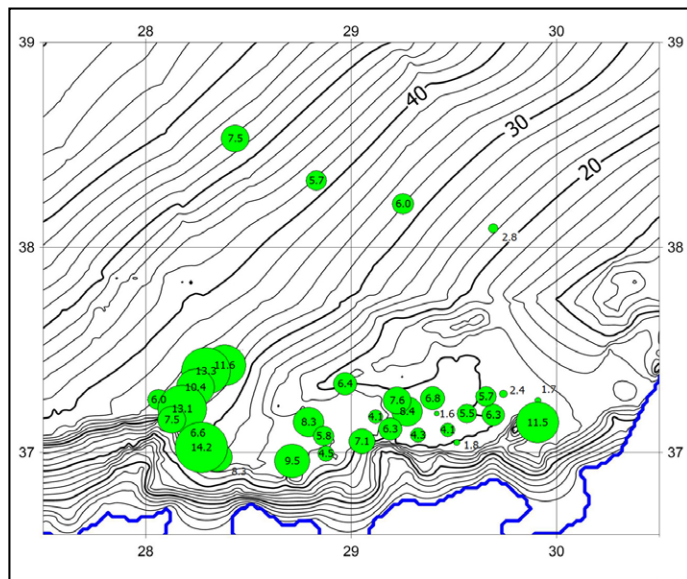


Рис. 2. Распределение легкоразлагающегося органического вещества в палеорусле р. Чёрная (сжигание при +180 °С, мг/г сухого вещества)

Характер осадков палеоруслу р. Чёрная, слагающих ложбину современного морского дна, показывает, что здесь накапливаются восстановленные, сульфидные илы и только на склонах самый верхний слой донных отложений может быть окисленным. Так,

для поверхности донных осадков, залегающих непосредственно в ложе палео-Чёрной, характерны отрицательные показатели окислительно-восстановительного потенциала (Eh, мВ), тогда как на обоих склонах затопленной части реки – северном и южном – Eh имеет положительные значения. Соответственно, данный экотоп должен иметь выраженный гипоксический тип кислородного режима, определяющий специфику состава, обилия и распределения обитающих здесь гидробионтов-аэробов [Заика, Коновалов, Сергеева, 2011; Middelburg, Levin, 2009] и их функциональной активности.

Установлено, что ровное илистое дно палео-Чёрной повсеместно изрыто норами достаточно крупных представителей бентосной инфауны. При этом отверстия таких ходов были найдены лишь на вершинах гребней волновой ряби. Напротив, во всех случаях они отсутствовали в ложбинах между гребнями. Можно предположить, что указанная особенность распределения макрофауны является адаптацией, одним из способов избегания бентосными животными гипоксии и заморов.

Из всего спектра выявленных количественных показателей развития зообентоса в гипоксической бентали палеоруслу реки Чёрная, наибольший интерес представляет сравнительный анализ параметров донной фауны в различных частях градиентного пространства реликтового фрагмента исследуемой речной системы – непосредственно в его ложе, а также на сопряжённых участках шельфа, ранее являвшихся береговыми склонами реки. Оказалось, что наиболее богатый видовой состав зообентоса характерен для береговых участков палеореки, а не его русла (рис. 3). На глубинах 16 и 74 м плотность поселений бентоса на реликтовых склонах превышала численность обитателей ложа палеоруслу в 9 и 3 раза, соответственно. На мелководье (гл. 16 м) высокие количественные показатели развития бентофауны на береговых склонах были обусловлены, главным образом, высокой численностью Crustacea. На больших глубинах доминировали полихеты и немуртины.

Аналогичные результаты, вернее, даже значительно больший гипоксический эффект наблюдался во внутренней акватории лимана Донузлав (северо-западный Крым). Было найдено, что в ложе данного полузамкнутого водоёма, практически на всём его протяжении, кислород в придонной воде отсутствует. Существенные величины $[O_2]$ были зарегистрированы лишь на береговых склонах: 7,26–7,74 мг/л (глубины дна 3,6–6,7 м) у западного побережья и 7,59 мг/л (дно – 4,5 м) у противоположного восточного берега.

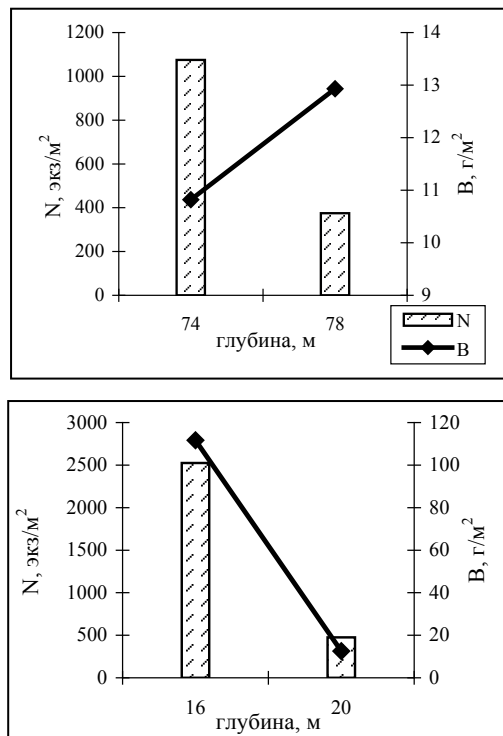


Рис. 3. Количественные параметры зообентоса в тальвеге (20 и 78 м) и на береговых склонах (16 и 74 м, соответственно) на двух трансектах через затопленное русло р. Чёрная; N – численность, B – биомасса

Анализируя в целом биологические параметры, характерные для ложа палеорусла р. Чёрная, следует отметить, что общее экологическое состояние бентосного сообщества в данном биотопе является угнетённым по сравнению с прилегающими осадками шельфа. Можно предположить, что данное явление связано с лимитирующими абиотическими факторами: повышенным содержанием ОВ, падением, как следствие его микробной минерализации, величины окислительно-восстановительного потенциала в донных осадках, дефицитом кислорода и сероводородным заражением на границе «придонный слой вод – поверхность дна». Можно констатировать, что обнаруженные гипоксические свойства исследуемого локального биотопа черноморской бентали прежде всего ответственны за обнаруженную обеднёность фауны макрозообентоса. Это согласу-

ется с работами других авторов, показавших на иных локальных или региональных морских объектах, что гипоксия снижает плотность и биомассу бентоса [Levin, 2003; Quiroga E., 2005].

Отметим также, что этот достаточно очевидный факт несколько контрастирует с другим явлением – повышенным запасом органического вещества в ложбине палеорусла, которое, напротив, могло бы стать благоприятным трофическим ресурсом, привлекающим донных и демерсальных гидробионтов. Тем не менее, в сумме оба эти фактора сосуществуют и это позволяет причислить затопленные палеорусла на шельфе, как градиентные гипоксические биотопы, к единой общности прибрежных, сформировавшихся в постледниковый период локальных кислород-дефицитных местообитаний морских водоёмов – меромиктических лиманов Белого моря, районов газовых сипов и т.п., где также постоянно или периодически сосуществуют высокая трофность осадков с острым недостатком кислорода и токсичным сероводородным заражением.

Литература

- [1] Гулин М.Б., Коваленко М.В. Палеорусла рек Чёрная и Бельбек на шельфе юго-западного Крыма – новый объект экологических исследований // Морской экологический журнал, 2010. – 9, №1. – С. 23–31.
- [2] Коников Е.Г., Лиходеева О.Г. Глобальные и региональные факторы колебаний уровня Чёрного моря как основа геодинамической модели береговой зоны // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2010. №1. – С. 84–93.
- [3] Фокина Н.А. Природные факторы процессов абразии // Культура народов Причерноморья, 2006. №79. – С. 29–33.
- [4] Заика В. Е., Коновалов С.К., Сергеева Н.Г. Локальные и сезонные явления гипоксии на дне севастопольских бухт и их влияние на макробентос // Морской экологический журнал. №3, Т. X, 2011. – С. 15 – 25.
- [5] Levin L.A. Oxygen minimum zone benthos: adaptation and community response to hypoxia // Ann. Rev. Oceanogr. Mar. Biol, 2003. №. 41. – P. 1–45.
- [6] Quiroga E., Quinones R., Palma M., Sellanes J., Gallardo V. A., Gerdes D., Rowe G. Biomass size-spectra of macrobenthic communities in the oxygen minimum zone off Chile // Estuar. Coast. Shelf S, 2005. №62. – P. 217–231.
- [7] Middelburg J. J., Levin L. A. Coastal hypoxia and sediment biogeochemistry // Biogeosciences, 2009. №6. – P. 1273–1293.

РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА В ОСНОВАНИЯХ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ЩИТОВ (ЛАВРЕНТИЙСКОГО, СКАНДИНАВСКОГО) ПО ДАННЫМ СКВАЖИННОЙ ТЕРМОМЕТРИИ

Демежко Д.Ю.¹, Горностаева А.А.¹, Антипин А.Н.¹

Выявление механизмов формирования, динамики и распада главных ледниковых покровов плейстоцена (Лаврентийского в Северной Америке и Скандинавского в Европе) дает ключ к пониманию глобальных климатических изменений прошлого и более надежных предсказаний будущих изменений. Особый интерес представляет тепловой режим в основании ледниковых щитов. Такую информацию могут предоставить реконструкции, основанные на анализе данных скважинной термометрии.

Несложно понять, как работает метод реконструкции. Если бы климат Земли не менялся, а вместе с ним сохранялась неизменной и температура земной поверхности, то температуры горных пород равномерно (приблизительно с постоянным геотермическим градиентом) увеличивались бы с глубиной. Колебания температуры земной поверхности вызывают аномалии, которые, постепенно затухая, распространяются вглубь и нарушают стационарное температурное поле Земли. Глубина проникновения аномалии зависит от времени, прошедшего с момента ее появления на поверхности, и коэффициента температуропроводности пород. Таким образом, анализируя современные геотермограммы, записанные в скважинах, можно реконструировать температурную историю земной поверхности. Для реконструкции долговременных колебаний температуры, охватывающих последние несколько десятков тысяч лет, необходимы температурные записи по скважинам глубиной 1,5–2 км, пробуренным в однородных породах без признаков гидрогеологической активности. Таких данных во всем мире немного. Те из них, что попадают на районы распространения позднеплейстоценовых ледниковых щитов, проанализированы в нашем докладе. На рис. 1 приведены пример термограммы, записанной в Онежской параметрической скважине, и реконструкция температуры за последние 40 тыс. лет [Demezhko et al., 2013]. В период максимума последнего оледенения (LGM)

18–25 тыс. л.н. температура земной поверхности здесь опускалась до -15°C – примерно на 20°C ниже современной среднегодовой температуры земной поверхности.

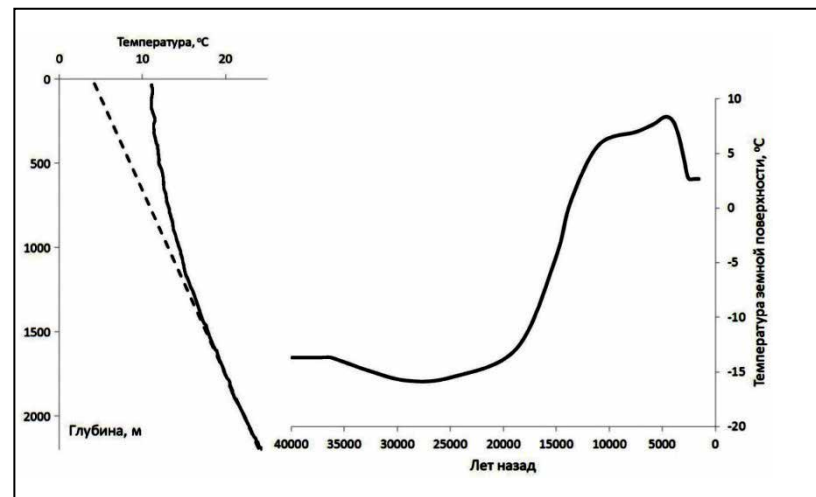


Рис. 1. Термограмма, измеренная в Онежской параметрической скважине (Онега, левый рисунок, сплошная линия), и реконструкции температурной истории (правый рисунок) [Demezhko et al., 2013]

Лаврентийский ледниковый щит являлся частью комплекса ледниковых щитов, покрывавших территорию Канады и север США в висконсине (65–12 тыс. л.н.). Его дегляциация началась ~19 тыс. л.н. и закончилась ~8 тыс. л.н. Нами здесь изучены 15 реконструкций температурных историй земной поверхности [Pickler et al., 2016, Demezhko et al., 2018] (рис. 2). Данные по близкорасположенным скважинам были усреднены, таким образом, итоговая выборка составила 9 температурных историй.

Средняя LGM температура в основании Лаврентийского ледникового щита составила $-0,4^{\circ}\text{C}$ (стандартное отклонение $\pm 1,4^{\circ}\text{C}$). Отметим, что при высоте ледника 1 км давление в его основании равно ~9 Мпа, а температура плавления льда $-0,8^{\circ}\text{C}$, при высоте 3 км – соответственно 27 Мпа и $-2,6^{\circ}\text{C}$. Таким образом, на большей части изученной территории в период LGM в основании ледника присутствовала талая вода, что обеспечивало его значительную горизонтальную динамику. Лишь две северные скважины обнаружили вероятно мерзлое основание.

¹ Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Антипин А.Н. – ИГФ УрО РАН, Екатеринбург.

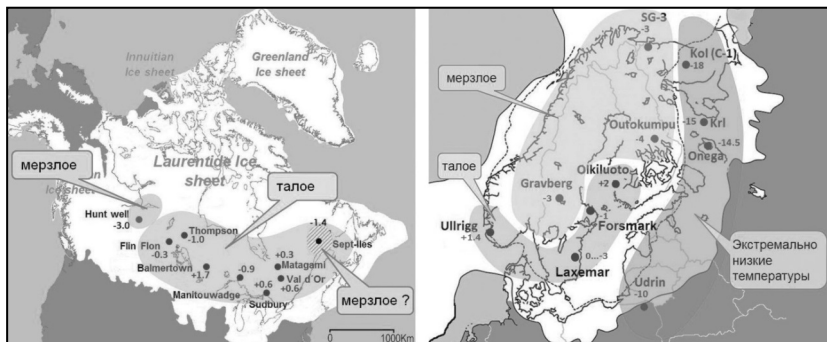


Рис. 2. Лаврентийский (левый рисунок) и Скандинавский (правый) ледниковые щиты в период максимума последнего оледенения (LGM, около 20 тыс. л.н.).

Черные кружки – изученные скважины, подписи у скважин – среднегодовая LGM температура земной поверхности. На правом рисунке пунктиром обозначены пределы распространения согласно минимальной [Siegert et al., 2001], белым цветом – согласно максимальной [Svendsen et al., 2004] моделей

Скандинавский ледниковый щит. Несмотря на более чем столетнюю историю его изучения, мнения о границах распространения ледника, его высоте и хронологии дегляциации до сих пор различаются. Часть исследователей придерживается гипотезы минимального распространения Скандинавского щита [Siegert et al., 2001], другие настаивают на значительно более широком распространении единого ледникового покрова [Svendsen et al., 2004], объединявшего Скандинавский с Баренцево-Карским ледниковым щитом на востоке, достигающего до Британских островов на западе, до северной части Белоруссии и Польши – на юге (рис. 2).

Всего по геотермическим данным здесь было получено 11 оценок LGM температур в основании ледника [Kukkonen et al., 1998, 2011, 2015, Glaznev et al, 2004, Rath and Mottaghy, 2007, Demezhko et al., 2013, Rath et al. – в печати, реконструкция по скважине Ullrigg была выполнена нами по данным, приведенным в Maystrenko et al., 2016]. Скандинавский ледниковый щит демонстрирует значительно более высокую изменчивость температурных режимов, чем Лаврентийский. Оценки, полученные за пределами границы минимального распространения ледникового щита (восточная часть Кольского п-ва, Карелия, Северная Польша), указывают на экстремально низкие LGM температуры земной поверхности: от -10 до -18°C . Такой температурный режим земной поверхности мог реализоваться лишь при отсутствии ледника либо при незначительном времени его су-

ществования. LGM температуры в пределах границы минимального распространения, напротив, существенно выше и близки к точке плавления льда (от -4 до $+2^{\circ}\text{C}$).

Разделение исследуемой территории на «ледниковую» и «вне-ледниковую» части становится более наглядным, если сопоставить реконструированные LGM температуры с оценками «нормальных» температур земной поверхности для этого периода. «Нормальные», т.е. характеризующие тепловой режим земной поверхности при отсутствии ледникового покрова температуры, можно оценить с помощью модели пространственного распределения амплитуд плейстоцен/голоценового потепления в Северной Евразии [Demezhko et al., 2007]. Достаточно вычесть амплитуды потепления из современной среднегодовой температуры земной поверхности. Согласно этой модели, полученной на основе анализа геотермических данных, амплитуда потепления уменьшалась обратно пропорционально расстоянию от центра, расположенного в Северной Атлантике (рис. 3). Сопоставление реконструированных T_{LGM} и «нормальных» T_{LGM}^m температур показало, что температурный режим за пределами ледника совпадает с «нормальным», а оценки, полученные в пределах ледника, образуют компактную группу вблизи фазовой границы лед/вода.

И все же нельзя утверждать, что геотермические оценки однозначно поддерживают гипотезу минимального распространения Скандинавского щита в период LGM. Возможно, тепловой след «внеледниковой» части просто не сохранился из-за незначительного времени пребывания здесь ледника и/или его малой мощности

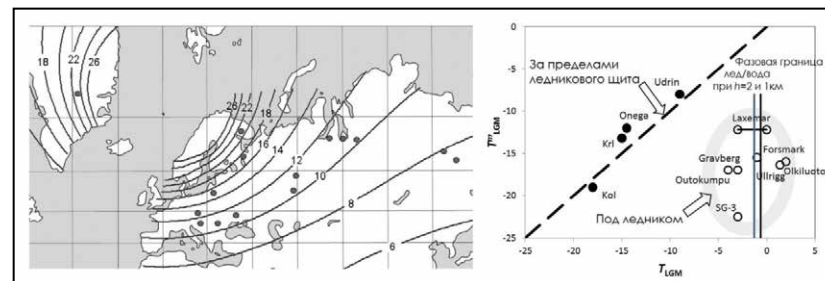


Рис. 3. Слева – распределение амплитуд плейстоцен/ голоценового потепления Δ , $^{\circ}\text{C}$ в Северной Евразии согласно модели [Demezhko et al., 2007]. Справа – сопоставление реконструированных LGM температур земной поверхности T_{LGM} с модельными «нормальными» температурами T_{LGM}^m , характеризующими температурный режим при отсутствии ледникового щита. Пунктирная линия соответствует соотношению $T_{\text{LGM}} = T_{\text{LGM}}^m$

Пространственное распределение LGM температур в исследованных районах хорошо воспроизводит современную зональность температур земной поверхности в Гренландии [MacGregor et al., 2016]. Районы с мерзлым основанием сосредоточены здесь лишь вблизи ледоразделов. В периферийных частях ледника присутствуют обширные зоны с талым основанием. Вне ледникового щита в северной части Гренландии среднегодовые температуры земной поверхности значительно ниже нуля: -6 в Pituffik, $-8,4^{\circ}\text{C}$ в Danmarkshavn, $-12,1^{\circ}\text{C}$ в Bliss Bugt. Таким образом, современный Гренландский ледниковый щит можно считать близким аналогом ледниковых щитов позднего плейстоцена. С другой стороны, учитывая, что геотермические оценки характеризуют тепловой режим за длительный период (например, для LGM с центром ок. 18 тыс. л.н. реконструкции дают среднюю температуру за период 18 ± 6 тыс.л.), наличие обширных талых зон в Гренландии не является признаком неустойчивого состояния ледника.

Исследование проведено при финансовой поддержке РФФИ (грант №16-05-00086).

Литература

- [8] Demezhko D.Yu., Ryvkin D.G., Outkin V.I., Duchkov A.D. and Balobaev V.T. Spatial distribution of Pleistocene/Holocene warming amplitudes in Northern Eurasia inferred from geothermal data. *Climate of the Past*, 3, 559–568, 2007.
- [9] Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Tarkhanov G.V. and Esipko O.A., 30,000 years of ground surface temperature and heat flux changes in Karelia reconstructed from borehole temperature data, *Bulletin of Geography. Physical Geography Series*, vol.6(1). —P. 7–25, 2013.
- [10] Demezhko D., Gornostaeva A., Majorowicz J., & Šafanda J., Temperature and heat flux changes at the base of Laurentide ice sheet inferred from geothermal data (evidence from province of Alberta, Canada), *International Journal of Earth Sciences*, vol. 107(1). —P. 113–121, 2018.
- [11] Glaznev V. N., Kukkonen I. T., Raevskii A. B., & Jokinen J., New data on thermal flow in the central part of the Kola Peninsula, *Doklady Earth Sciences*, vol. 396. —P. 512–514, 2004.
- [12] Kukkonen I.T., Gosnold W.D., Šafanda J., Anomalously low heat flow density in eastern Karelia, Baltic Shield: a possible paleoclimate signature, *Tectonophysics*, vol. 291. —P. 235–249, 1998.
- [13] Kukkonen I. T., Rath V., Kivekäs L., Šafanda J., & Čermak V., Geothermal studies of the Outokumpu Deep Drill Hole, Finland: Vertical variation

in heat flow and palaeoclimatic implications, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 188(1–2). —P. 9–25, 2011.

- [14] Kukkonen I. T., Rath V., Korpisalo A., Paleoclimatic Inversion of Ground Surface Temperature History from Geothermal Data on the Olkiluoto Drill Hole OL-KR56, Working Report no 2015–49, Helsinki, 64 pp., 2015.
- [15] MacGregor J. A., Fahnstock M. A., Catania G. A., et al. A synthesis of the basal thermal state of the Greenland Ice Sheet, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, vol. 121(7). —P. 1328–1350, 2016.
- [16] Maystrenko Y.P., Slagstad T., Elvebakk H.K., Olesen O., Ganerød G.V., & Rønning J.S., New heat flow data from three boreholes near Bergen, Stavanger and Moss, southern Norway, *Geothermics*, vol. 56. —P. 79–92, 2015.
- [17] Pickler C., Beltrami H., Mareschal J.-C., Laurentide Ice Sheet basal temperatures during the last glacial cycle as inferred from borehole data, *Climate of the Past*, vol. 12 (1). —P. 115–127, 2016.
- [18] Rath V., Mottaghy D., Smooth inversion for ground surface temperature histories: estimating the optimum regularization parameter by generalized cross-validation, *Geophysical Journal International*, vol. 171(3). —P. 1440–1448, 2007.
- [19] Rath V., Sundberg J., Näslund J.O., Claesson Liljedahl L. in press. Paleoclimatic inversion of temperature profiles from deep boreholes at Forsmark and Laxemar. SKB TR-18-06, Svensk Kärnbränslehantering AB.
- [20] Siebert M.J., Dowdeswell J. A., Hald M., & Svendsen J.I., Modelling the Eurasian Ice Sheet through a full (Weichselian) glacial cycle, *Global and Planetary Change*, vol.31(1–4). —P. 367–385, 2001.
- [21] Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*, vol. 23(11–13). —P. 1229–1271, 2004.

ДИНАМИКА БЕРЕГОВ И СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В МЕЗЕНСКОМ ЗАЛИВЕ И В ЭСТУАРИЯХ МЕЗЕНИ И КУЛОЯ

Демиденко Н.А.¹

В геологическом строении побережья Мезенского залива и эстуариев Мезени и Кулоя принимают участие два комплекса осадочных пород: четвертичные и континентально-морские отложения пермского возраста. На дневную поверхность выходят лишь отложения уфимского, казанского и татарского ярусов. Наиболее широко распространены современные и верхнечетвертичные образования различного генезиса. Преобладают морские, ледниковые и болотные отложения [Невесский, 1977].

Эрозионно-аккумулятивные процессы в прибрежной зоне и эстуарии Мезени обусловлены приливно-отливными течениями, речными расходами воды и стоком наносов, ветровым волнением и вдольбереговым потоком наносов за счет абразии морских берегов. В приливных морях и эстуариях главной причиной изменения потока наносов является абразия морских берегов. В Мезенском заливе ее темпы могут достигать 10 м/год. По данным [Невесский, 1977], на участке устья р. Семжа – м. Рябинов за 5 лет берег эстуария Мезени отступил на 15 м. В среднем скорость отступления высокого и обрывистого берега около 2 м/год. Интенсивная абразия восточного берега эстуария Мезени вблизи устья р. Семжа привела к разрушению жилой застройки.

Количество обломочного материала, поступающего в водную толщу от абразии берегов Мезенского залива достигает 30 млн. т/год [Невесский..., 1977, Медведев..., 1971]. В сравнении с этим объемом сток речных наносов, равный 0,7–0,9 млн. т/год, оказывается пренебрежимо малым. Наносы, перемещаемые вдольбереговыми течениями ветрового происхождения, составляют около 30% объема абразии. Остальная часть этого объема, преимущественно илистые частицы, переносятся приливо-отливными течениями.

Под воздействием преобладающих в летнее время ветров северных румбов крупнообломочный материал движется к югу, в сторону эстуариев Мезени и Кулоя. Схема, предложенная по результатам исследований В.С. Медведевым [Невесский..., 1977] (рис.1), позволяет определить пути и области аккумуляции песчаного материала и

направление результирующего переноса илистых наносов из речной части приливного эстуария Мезени в сторону Белого моря.

Транспорт песчаного материала достаточно масштабен, поскольку минеральные частицы этого размера покрывают поверхность осушки. По этой поверхности песок перемещается к югу с высокими скоростями, формируя единый поток наносов, заполняющих вершину Мезенского залива и эстуарии Мезени и Кулоя. Глинистые фракции составляют основную массу наносов, поступающих в прибрежную зону в результате абразии. Они переносятся течениями во взвешенном состоянии. Содержание в воде этих фракций колеблется от 10 до 5000 г/м³ [Демиденко..., 2012].

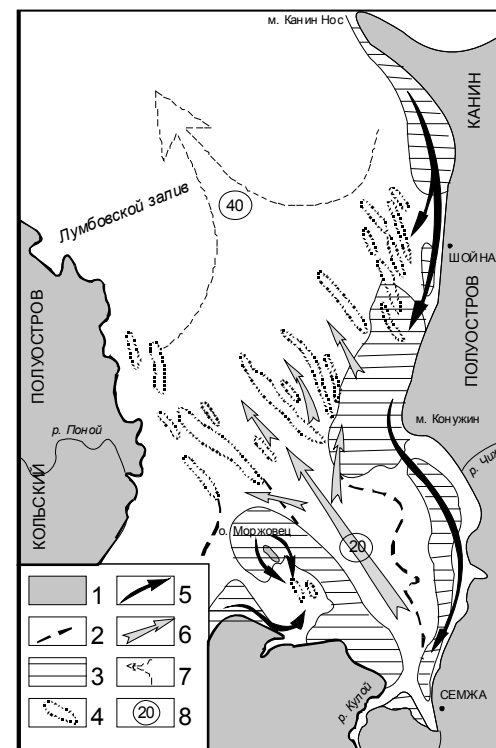


Рис. 1. Схема динамики наносов в Мезенском заливе и эстуариях Мезени и Кулоя [Невесский..., 1977]. 1 – суша, 2 – предполагаемая граница срезанной в голоцене суши, выраженная в рельефе дна в виде уступа, 3 – участки дна, почти лишённые современных и древних осадков, 4 – подводные песчаные гряды, 5 – пути вдольберегового перемещения песка, 6 – пути выноса песка из Мезенского залива, 7 – направление выноса взвешенного материала, 8 – количество ежегодно выносимого материала в млн т

¹ Демиденко Н.А. – ФГБУ Государственный океанографический институт им.Н.Н. Зубова, (ФГБУ «ГОИН»), Москва.

Сильные приливно-отливные течения обуславливают высокую динамичность рельефа дна эстуария. Основной приливно-отливный канал на участке р. Семжа — р. Пыя сместился от восточного края эстуария Мезени (1893 г.) к его центральной части (1927 г.), а затем, начиная с 1960 г., к западному берегу эстуария [Протопопов..., 1932]. До 30-х годов XX в. на месте современных осушек существовал судоходный фарватер, ориентированный в сторону устья р. Семжа. В настоящее время для судоходства используется только западный фарватер эстуария Мезени. Со времени первого инструментального обследования залива в 1914–1915 гг. глубины в районе устьевого створа эстуария Мезени уменьшились на 2–3 м. Эти же тенденции характерны и для вершины эстуария в районе г. Мезень.

Характерной особенностью динамики взвешенных наносов в зоне смешения речных и морских вод является формирование зоны максимальных значений мутности или «литоклина». Возникновение этой зоны обусловлено процессами флокуляции глинистых частиц и органического вещества, а также особенностями эстуарийной циркуляции воды [Демиденко..., 2009]. В ее пределах мутность воды значительно превосходит мутность в речных и морских водах.

Наличие зоны повышенной мутности воды характерно для эстуариев Мезени и Кулоя. Образование литоклина в этих эстуариях зависит от трансформации и асимметрии приливной волны при ее проникновении. Волна в прилив распространяется здесь с большей скоростью, чем во время отлива. В результате наносы в основном перемещаются в сторону суши, к вершине эстуария. Период смены течения в полную воду имеет большую продолжительность по сравнению с малой водой. Поэтому существуют предпосылки для аккумуляции части взвешенных частиц и увеличения объема отложений.

В эстуарии Мезени миграция зоны максимума мутности за приливный цикл составляет 20–25 км. Течения перемещают наносы различной крупности и создают зону высокой мутности в эстуарии — «пробку муты» с максимальной концентрацией взмученных в прилив наносов до 10–13 кг/м³, ядро которой располагается в 15–20 км от устьевого створа. Так, например, у д. Пыя величина мутности в придонном горизонте колеблется от 0,5 до 8,5 кг/м³ (средняя — 3,5 кг/м³), а у д. Семжа от 0,35 до 13 кг/м³ [Демиденко, 2009]. В период наблюдения на суточной станции в августе 2015 г. на фарватере эстуария Мезени по траверсу д. Семжа (в 6,5 км от УС) при квадратурных приливах мутность воды в поверхностном горизонте изменялась от 128 г/м³ в ПВ до 1,3 кг/м³ в МВ. В придонном горизонте мутность воды изменялась в значительном диапазоне от 150 г/м³ в

ПВ до 56 кг/м³ в МВ при подходе «пробки мутности». Такие максимальные значения мутности в пределах 40–56 кг/м³ наблюдались продолжительностью 2 часа приливного цикла при фазе отлива, малой воде, смене течений и начальной фазе прилива. Максимальная концентрация взвешенного вещества в воде в придонном горизонте была 56,32 кг/м³ и наблюдалась в начальной фазе прилива (МВ+1 ч) при обратных скоростях течения 0,3 м/с.

Мутность воды в эстуарии Мезени больше в сизигию и меньше — в квадратуру. При смене направления течения глинистые частицы и флокулированные частицы не осаждаются на дно, а находятся во взвешенном состоянии. Они перемещаются реверсивным течением в реку или море, участвуя в общей эстуарийной циркуляции, практически не удаляясь за пределы эстуариев Мезени и Кулоя. Мутность воды в поверхностном горизонте в этот период сохраняется на уровне 50–100 г/м³ [Демиденко..., 2008].

На регулярные полусуточные и двухнедельные приливные изменения мутности накладываются сезонные и годовые изменения концентрации взвешенных наносов. Эти изменения обусловлены климатическими и гидрологическими факторами, поскольку они определяют вынос в залив продуктов эрозии из речных бассейнов.

Высокая мутность воды и транспорт наносов во всем Мезенском заливе и эстуариях Мезен и Кулоя активно влияют на переформирование донных форм рельефа и морфологии всей устьевой области и береговой зоны залива.

Песчаные отложения образуют вытянутые узкие приливные гряды в центральных частях эстуариев. Алевроиты и илы отлагаются на береговых отмелях и на приливных осушках (маршах). В целом в эстуариях формируется так называемая «система удержания» осадков внутри эстуария, границы которой определяются с речной стороны пределом проникновения галоклина, а со стороны моря — зоной резкого снижения транспортирующей способности потока вследствие уменьшения скоростей течения. Седиментационный цикл в эстуариях включает в себя начальный взмыв тонких осадков со дна до момента их флокуляции и агрегирования на контакте пресных и соленых вод. Укрупнение частиц вызывает их осаждение на дно, накопление, уплотнение и сохранение до следующего эрозионного цикла. Периодическое возникновение застойных условий в момент наиболее высокого прилива (в течение 8–10 ч) приводит к осадконакоплению с высокими скоростями (4–7 мм/год). В эстуариях отлагается до 2/3 стока речных наносов. Вследствие коагуляции в них осаждаются 60–80% растворенных гуминовых веществ, железа и

поллютантов. Наиболее благоприятные условия для этого имеются в зоне выклинивания галоклина, где часто образуется зона с повышенной мутностью вод, а также участки пойм и маршей. Русловые бороздины в эстуариях при высоких нагонах и приливах интенсивно промываются, и донные осадки практически не загрязняются.

Высокая мутность воды и транспорт наносов во всем Мезенском заливе и эстуариях Мезен и Кулоя активно влияют на переформирование донных форм рельефа и морфологии всей устьевой области и береговой зоны залива.

Русло реки в районе вершины эстуария Мезени характеризуется чередованием плесов и перекатов. Оно заполнено многочисленными подвижными отмелями, которые быстро изменяют свое плановое положение. Глубина потока на перекатах в малую воду не превышает 1,0 м. Морфология пониженной части долины р. Мезени отражает процессы длительного приспособления донных отложений и перемещающихся в период прилива водных масс. В результате на дне эстуария сформировались пологая зона наибольших глубин, подводное аккумулятивное образование, находящееся ближе к вершине эстуария, и надводная приливная дельта реки.

В вершине эстуария существует система больших, не затопляемых в прилив, островов, прижатых к правому берегу. Острова Середовая Кошка, Заречье, Балуиха образуют начальную стадию приливной дельты реки. Они имеют относительно молодой возраст. В 6 км от устьевого створа отметки их поверхности имеют высоту, совпадающую с отметками уровней воды в период отлива. Цепь правобережных островов ниже г. Мезень продолжают острова Ванюшина Кошка, Максимова Кошка, Шестакова Кошка, Островок и Мишина Кошка. Причиной односторонней группировки дельтовых островов является преобладающая ориентация приливного потока, прижимающегося к левому берегу реки [Медведев..., 1971].

Ниже о. Мишина Кошка (в 25 км от устьевого створа) располагается зона затопляемых в прилив песчано-илистых осушек. Зона больших гряд и осушек простирается до участка крутого изгиба эстуария в створе м. Толстик — устье р. Пыя. Размеры гряд постепенно увеличиваются, превращаясь в сплошной массив ваттов. Вследствие интенсивного перемещения наносов происходят интенсивные деформации ваттовых илисто-песчаных отмелей, переформирования ложа эстуария и резкие смещения фарватеров в эстуарии. Рельеф дна эстуария отличается сильной изменчивостью, что крайне затрудняет судоходство. Заметны и однонаправленные тенденции русловых процессов. В частности, хорошо выражен процесс наращивания

аномальной, причлененной к правому берегу дельты в вершине эстуария. Вследствие этого г. Мезень, находившийся в XVI в. на берегу эстуария, сейчас отделен от реки дельтовой равниной шириной 2,5 км. В целом идет процесс заполнения эстуария Мезени речными и морскими наносами. Заполняются наносами ямы в русле эстуария, используемые для отстоя судов во время отлива. Это приводит к осложнению работы Мезенского порта и вообще морского судоходства в устье Мезени [Демиденко..., 2008].

Аналогичные процессы заполнения эстуария морскими наносами происходят в устье Кулоя. Показателем этого служит, например, блокирование русла и образование излучины у вершины эстуария в районе м. Митинского (ниже с. Долгошелье).

Приливные осушки эстуария Мезени и Мезенского залива имеют полого выпуклую форму с уклоном в сторону моря 2–3°. Ширина приливной осушки составляет 700–800 м и более. Средняя часть осушки занята окатанными валунами и щебнем, образующими небольшие гряды. Ближе к морскому краю осушки формируются илистыми отложениями, разделенными стоково-отливными бороздинами. Вязкие консолидированные илистые отложения покрывают поверхность морского края осушки толщиной до 1 м.

Верхняя прибрежная часть приливной осушки сложена из песка с обильным включением валунов. Средний размер окатанных моренных валунов составляет около 20 см в диаметре. Отдельные экземпляры валунов достигают в диаметре более 1,0 м. Если верхняя часть осушки слабо подвержена эрозии даже при сизигийных приливах и в период штормовых нагонов, она закрепляется солончатой растительностью, формируя заболоченные «лайды» или марши.

На устьевом взморье при наличии приливных течений и ветровых волн разных направлений создаются сложные донные аккумулятивные формы. На отмелях приливных осушках формируются донные формы рельефа как рифели и гряды. Рифели — мелкие формы дна русла с пологими склонами, ориентированными против течения, и крутыми склонами — по течению. Длина их от гребня одного рифеля до гребня другого обычно составляет 0,3 м и не превышает 0,6 м. Гряды — средние формы дна русла, имеющие длину от 0,6 м до нескольких метров.

Гигантские песчаные гряды формируются на выходе из Мезенского залива (Северные Кошки). Их существование впервые открыл М.Ф. Рейнеке в период гидрографических описаний Белого моря, выполненных в 1830 г. Результаты сравнения карт М. Рейнеке с современными показывает их стабильное положение в течение продолжительного периода времени. Подобные гряды, называемые

«гигантскими песчаными волнами», являются типичными формами приливной аккумуляции песчаного материала в условиях сильных приливных течений на шельфе морей [Медведев..., 1971]. Некоторые из них обсыхают в малую воду при сизигийных приливах, но большинство остается под водой. Поперечный профиль песчаных волн, как правило, асимметричный. Крутой склон чаще обращен в сторону берега Канинского полуострова (по направлению распространения подходящей приливной волны). Чем ближе песчаные волны расположены к берегу, тем четче проявляется их асимметрия.

Таким образом, северо-восточная часть Белого моря, где расположен Мезенский залив и эстуарии Мезени и Кулоя, по геологическому строению и гидродинамическим условиям исключительно благоприятна для развития абразионных процессов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 16-05-01018) и РНФ (грант 14-17-00155 и 14-37-00038 (экспедиционные исследования).

Литература

- [1] Демиденко Н.А. Гидрологический режим Мезенского залива и эстуариев Мезени и Кулоя. Монография Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. Гл. 5,4. — М.: Научный мир, 2012. — С. 411–432.
- [2] Демиденко Н.А. Формирование максимума мутности воды в сильно-приливных эстуариях Мезени и Кулоя. Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (школы) по морской геологии. т.IV. — М.: ГЕОС, 2009. — С. 65–69.
- [3] Демиденко Н.А., Землянов И.В., Горелиц О.В., Михайлов В.Н. Исследование гидролого-морфологических процессов в устьевой области реки Мезень для целей проектирования Мезенской приливной электростанции. — М., Труды ГОИН вып. 211, 2008. — С. 273–288.
- [4] Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море (Седиментогенез и история развития в голоцене). — М.: Наука, 1977. — 236 с.
- [5] Медведев В.С. Вопросы динамики прибрежной зоны Мезенского залива Белого моря в связи с проектированием приливных электростанций. В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны, — М.: Наука, 1971. — С. 23–29.
- [6] Протопопов И.Д. Несколько данных о гидрологическом режиме устья р.Мезени. В кн. Исследования морей — СССР. Изд. ГГИ, Л., 1932. — С. 87–102.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОДОЁМОВ ГУБЫ КАНДЫ, ОТДЕЛЕННОЙ ОТ БЕЛОГО МОРЯ ФИЛЬТРУЮЩЕЙ ДАМБОЙ

Демиденко Н.А.¹, Саввичев А.С.², Савенко А.В.³

Губа Канда расположена в западной части Кандалакшского залива Белого моря, имеет длинную, извилистую форму. В губу впадает река Канда и множество ручьев. Губа Канда относится к внутренним морским водам Российской Федерации.

С началом Первой мировой войны резко активизировались работы по созданию железной дороги на Мурман. В ноябре 1914 г. были начаты изыскательские работы по всей трассе будущей дороги, которые завершились к марту 1915 г. Строительство железной дороги велось одновременно на трех участках: Петрозаводск — Сорокская губа, Сорокская губа — Кандалакша и Кандалакша — Кольский залив. Участок от Сорокской губы (ныне г. Беломорск, ранее — Сорока) до Кандалакши строился с сентября 1915 по ноябрь 1916 гг.

Строительство очень затрудняло обилие рек и ручьев. Особая проблема возникла в районе губы Канда. Здесь было решено строить фильтрующую дамбу через морское мелководье. Подобное сооружение возводилось впервые в мире. Проект разработал В.П. Ивашев, начальник строительного участка Сорокская губа — Кандалакша. В основу закладывались крупные валуны, далее по мере наращивания дамбы использовались все более мелкие валуны и камни. В результате, вода в приливы и отливы могла проходить сквозь тело дамбы. Дамба прошла через острова Кривой (другое название Темный), Крекаля и два прилегающих к ним. Для прохода мелких судов и рыбы была оставлена протока, через которую был построен однопролетный мост. Таким образом, в конце 1916 г. была нарушена свободная связь губы Канда с Белым морем [Смирнова..., 1965].

Следующие изменения произошли во время Второй мировой войны — в 1942 г., когда протока, соединяющая губу с морем, была

¹ Демиденко Н.А. — Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Москва.

² Саввичев А.С. — Институт микробиологии имени С.Н. Виноградского РАН, Москва.

³ Савенко А.В. — МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва.

засыпана. Связано это было с тем, что во время войны, пытаясь нарушить железнодорожное сообщение, немецкая авиация в первую очередь ожесточенно бомбила мосты. В данном случае было принято решение просто засыпать протоку, чтобы не восстанавливать поврежденный при бомбардировке мост. В результате этих инженерных мероприятий связь водных масс губы Канда с морем стала очень слабой, только при фильтрации через тело плотины. Такая изоляция привела к изменению гидрологического и гидрохимического режимов губы, ранее сходных с условиями прилегающей части Кандалакшского залива, а затем и гидробиологических условий.

В 1959 г. дамба была расширена и построен второй путь железной дороги. Гидротехнические сооружения и железная дорога приобрели свои окончательные размеры — общая длина дамбы 2,1 км, ширина 12 м, высота насыпи от 3 до 8 м [Смирнова..., 1965].

В 1972 г. под давлением «Мурманрыбвода» в теле дамбы был построен рыбоход — водопропускное сооружение. Проход сверху был покрыт двумя металлическими мостовыми пролетами, боковые стенки и дно выполнены из скальной породы. Общая длина сооружения составила 20 м, ширина 12 м, высота 4 м (на 2 м выше уровня дна прилегающей морской акватории). Водобмен Канда-губы с морем немного увеличился, и в губу снова смогли заходить морские и проходные рыбы.

При строительстве автодороги М18 «Кола» (Санкт-Петербург — Мурманск) через центральную часть губы Канда (ширина губы в этом месте 600 м) была построена еще одна фильтрующая дамба и мост (пролет 75 м). Строительство было закончено в 1968 г. Водобмен между кутовой частью и остальной губой был резко ограничен [Смирнова..., 1965]. В настоящее время утвержден проект реконструкции мостового перехода на этом участке, фактически предусматривающий строительство рядом еще одной дамбы и моста с пролетом 97 м (рис. 1).

После строительства второй дамбы водоемы губы Канда по существу превратились в каскад из двух низконапорных водохранилищ: верхнего, аккумулирующего поступающие из р. Канды пресные воды, и нижнего, из которого происходит сброс вод в море. Такие антропогенные преобразования губы, естественно, отразились на изменении ее гидрологического и гидрохимического режимов. По данным института СеврыбНИИпроект (г. Петрозаводск) [Иванов..., 1983], в 1981–1982 гг. в губе Канда уже существовала резко выраженная стратификация вод с пресноводным поверхностным слоем и заполненными соленоватой водой глубоководными застойными

зонами со значительной концентрацией растворенного сероводорода. Наибольшие изменения произошли в той части губы, которая превратилась в верхнее водохранилище.

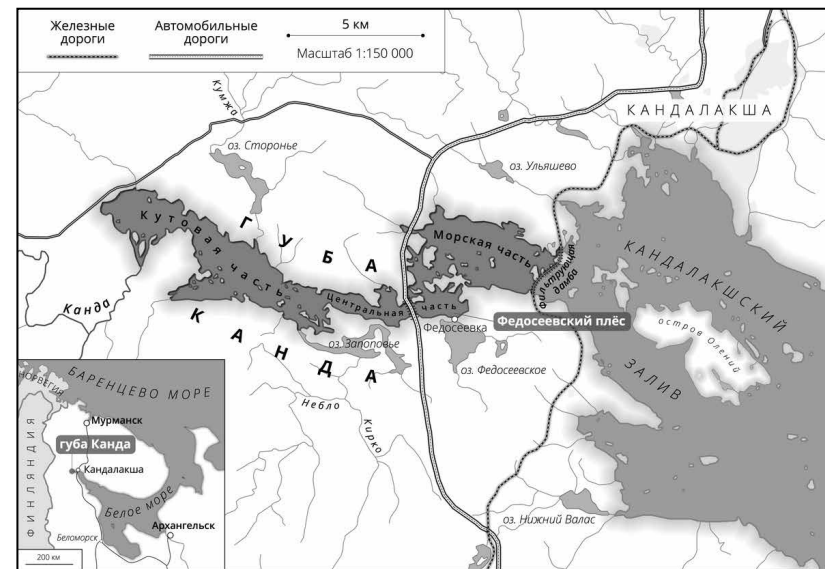


Рис. 1. Карта-схема водоемов губы Канда, дельты р. Канда и прилегающей акватории Кандалакшского залива

Таким образом, в течение последних десятилетий гидрологический режим губы Канда неоднократно изменяли. Строительство дамб многократно снизило водобмен внутри губы, между губой и морем. В настоящее время колебания уровня воды в морской части губы не превышают 0,5 м, хотя до зарегулирования здесь был выражен приливный цикл, характерный для Кандалакшского залива в целом (величина сизигийного прилива в этой части залива составляет 2,8 м). В кутовой и центральной частях губы приливный цикл почти не выражен. Нарушение водообмена приводит к застойным явлениям, которые, видимо, нарастают. Так, при первом обследовании губы в 1959 г. на ряде станций зафиксирован сильный дефицит кислорода в придонных слоях, отмечались застойные явления, но сероводородное заражение в тексте прямо не упоминалось [Смирнова..., 1965]. При повторном обследовании в 1962–1963 гг. в кутовой и центральной частях сероводород появился в наиболее глубоких местах. По данным 1978–79 гг., оказалось, что в кутовой

и центральной частях соленые воды на глубинах более 8–10 м практически лишены кислорода, а придонные слои насыщены сероводородом [Иванов..., 1985].

С целью исследования трансформации гидрологического и гидрохимического режимов, а также экологических условий морского залива, имеющего сложный рельеф дна, при его частичной или полной изоляции от моря, в июле–августе 1984 г. Государственным океанографическим институтом (ГОИНОм) [Друмева..., 1987] было выполнено экспедиционное обследование губы Канда. Основное внимание было обращено на выявление условий стратификации и перемешивания вод, а также на определение состояния застойных зон в этом водоеме.

Губа Канда – довольно глубоко вдающийся в материк небольшой фиорд, расположенный в вершине Кандалакшского залива Белого моря. Губа вытянута в широтном направлении, наибольшая длина – 22,5 км, ширина – 3 км, площадь водного зеркала – 26,0 км². Топография губы и рельеф дна характеризуются большой сложностью. Акватория изобилует островами, узкие мелководные проливы сменяются широкими и глубокими плесами. Максимальная глубина губы составляет 22 м [Иванов..., 1985], средняя – около 6 м. Основным источником пресных вод является р. Канда, дающая до 90% всего годового стока с водосбора. Соленые воды поступают из моря во время приливов, просачиваясь через фильтрующую дамбу и перетекая в губу через проход для лодок и рыбы под насыпью. Проникновение соленых вод вглубь губы ограничено обилием мелководных проливов и автомобильной дамбой.

Исходя из особенностей геоморфологии берегов, искусственных транспортных сооружений и гидролого-гидрохимического режима, акватория губы условно разделена на три части: морскую, центральную и кутовую.

В межливный период (при расходах воды в устье р. Канды около 15 м³/с) сохранялся устойчивый перепад уровня между верхним водохранилищем и Федосеевским плесом, составляющий 0,10–0,15 м. При этом происходил постоянный перелив воды через водослив разделяющей дамбы с затопленным гребнем шириной 15 м и глубиной 0,3–0,5 м. Поток пресной воды, обходя с севера Федосеевский плес, устремлялся через мелководные проливы у о. Б. Кукин в морской плес нижнего водохранилища. Горизонт уровня воды в нижнем морском плесе был на 0,5 м выше среднего уровня моря. В период прилива в Кандалакшском заливе уровень моря возвышался над уровнем морского плеса губы Канда до 0,7–0,8 м

и в водопропускном сооружении морской железнодорожной дамбы устанавливались обратные перепады уровня и течений. Поток поверхностной морской воды устремлялся в губу Канда. Такой процесс в фазу прилива в Белом море длился в среднем 3–4 ч. В течение этого промежутка времени в нижнем морском плесе наблюдался подъем уровня воды на 0,15–0,20 м, передающийся и на Федосеевский плес в виде приливных колебаний уровня величиной 0,12–0,16 м.

При прохождении дождевого паводка (расход воды в устье р. Канды достигали 100 м³/с) максимальный подъем уровня в кутовой части губы и на верхнем водохранилище составил 1,1 м, на нижнем морском плесе составил 0,7 м. В этот период установился односторонний обмен воды губы Канда с морем, так как горизонт уровня воды в период квадратурных приливов в губе Канда был больше приливного уровня воды в Кандалакшском заливе. После прохождения речного паводка и понижения уровня воды в нижнем морском плесе до исходных межливных отметок приливные колебания уровня в губе Канда восстановились.

Соленость воды губы Канда изменялась в широком диапазоне: от 0,2 до 22,2‰. В поверхностном опресненном горизонте сумма ионов постепенно увеличивалась от 0,2–0,4 мг/л в кутовой части губы до 3–6‰ у морского плеса. В придонном горизонте соленость вод находилась в интервале от 13,8 до 21,9‰. Для всей губы отмечалось сильное опреснение поверхностных слоев: в центральной и кутовой частях в летний период поверхностная соленость обычно не превышала 1,8‰ и только в июле 1962 г., после очень жаркого и сухого периода, она достигала 3,6‰ [Савенко..., 2015]. В морской части губы поверхностная соленость изменялась от 2,6‰ в западной части до 6,5‰ у фильтрующей железнодорожной дамбы. В придонных слоях соленость достаточно высока, достигая 16,9‰ в отдельных глубоких участках центральной части и 26,5‰ в морской части.

Для вертикального распределения солености было характерно наличие двух основных водных масс: пресноводно-солонатоводного миксолимниона и высокосоленого мнимолимниона, разделенных между собой хемоклином. Толщина слоя опресненных вод изменялась в разных районах губы от 1 до 10 м. Эти воды обильно насыщены кислородом (80–100%), хорошо прогреваются в летний период, содержат много углекислоты и органических веществ. Летом 1963 г. опресненный слой до 4–5‰ в морской части составлял не более 2 м; в центральной части опреснение от 1,8‰ до 4‰ распространялось до четырехметровой глубины.

Ниже расположен слой мощностью 2–4 м с резким возрастанием солёности (гало- или хемоклин), обычно совпадающий с термоклином. Хемоклин характеризуется высоким (иногда до 10‰ на 1 м) градиентом солёности.

Глубже 8–10 м залегают высокосолёные воды, являющиеся в кутовой части и центральных плесах почти застойными. Последние практически лишены кислорода (вплоть до его полного отсутствия), насыщены углекислотой (от 57 до 350 мг/л) и в нижних слоях – растворённым сероводородом (до 7–8 мг/л, иногда до 11,5 мг/л). Температура в придонном горизонте оставалась низкой (3,2–4,5°C) в течение года, а в самых глубоких участках опускалась до 2,7°C. Солёность в морской части губы на глубине 4–6 м составляла 18‰, постепенно увеличиваясь ко дну до 23‰. В центральной части губы с увеличением глубины отмечалось очень резкое возрастание солёности: от 3–4‰ на глубине 4 м до 15,5‰ на глубине 10 м, достигая в самых глубоких участках 19‰ [Савенко..., 2015]. В кутовой части губы в придонном горизонте максимальная солёность наблюдалась весной (5‰) и осенью (9‰) [Галкина..., 1963]. Единственные обитатели этих вод – анаэробные бактерии. Границы между водными массами особенно резко обозначены в период летней стратификации. Осеннее и весеннее перемешивание вод приводит к частичному размыванию галоклина и осолонению нижних горизонтов миксолимниона.

В средней части губы Канда в Федосеевском плесе, отделенного от морского плеса мелководным порогом, также наблюдается двухслойная структура водной массы с пикноклином, залегающим на глубине 7–8 м. Температура воды в верхнем слое около 15°C, концентрация растворённого кислорода – 8–9 мг/л. Под пикноклином температура воды 4°C, солёность 12–14‰, количество растворённого кислорода резко падает, у дна достигая аналитического нуля. В центральной и восточной части Федосеевского плеса в придонном горизонте формируется слой с анаэробными условиями [Друмева..., 1987].

Гидрологическая съёмка, проведенная в морской части губы Канда в зимний период в конце января 2015 г., показала, что толщина льда на акватории составляла в среднем 42 см, высота снежного покрова на льду достигала 15 см. Глубины на гидрологических станциях изменялись от 8 м в западной части плеса до 17 м в центральной части у о. Крокалий. В западной части морского плеса температура воды в поверхностном горизонте, где вода практически пресная, была равной 0°C; в центральной части с повышенной солёностью поверхностных вод составляла –0,2°C [Саввичев..., 2017].

С глубиной температура воды увеличивалась, и в придонном горизонте достигала 2,8°C у западной, более мелководной, части по сравнению с 2,3–2,5°C в центральной части с глубинами 13–17 м.

Материалы для исследований получены в январе 2015 и февраля-марте 2016 г. Зондирование и отбор водных образцов осуществлялись с поверхности льда. Исследования морской и кутовой акваторий губы Канда показали, что водная толща локальных ям содержит растворённый кислород во всем слое от подлёдного горизонта и до дна, при этом признаки сероводорода отсутствуют в поверхностном слое осадка. Однако в центральной части Федосеевского плёса наблюдались все признаки меромиксии [Саввичев..., 2017].

Опресненный слой водной толщи соответствует подлёдному водному слою. Гало- и термоклин выражены слабо и находятся на глубине 9–10 м. Окислительно-восстановительный потенциал резко изменяется в пределах этого горизонта. Содержание кислорода в подлёдном слое соответствовало 0,3 ммоль л⁻¹, глубже концентрация O₂ плавно снижалась до минимальных значений на глубине 10 м (0,03 ммоль л⁻¹) [Саввичев..., 2017]. На глубине 11 м концентрация сероводорода составляла 0,42 ммоль л⁻¹, а в придонном слое достигала 1,93 ммоль л⁻¹. Распределение тяжелых металлов по глубине [Саввичев..., 2017] контролируется двумя процессами: 1) окислением двухвалентных форм марганца и железа в миксолимнионе (от поверхности до 8 м) с образованием коллоидных частиц (главным образом, оксигидроксидов железа (III) с захваченными в результате соосаждения и сорбции другими металлами), скорость осаждения которых в слое галоклина резко снижается, приводя к возникновению локального максимума концентраций, и 2) восстановлением окисленных форм Mn(IV) и Fe(III) в зоне сульфатредукции (ниже 12 м) с образованием менее растворимых соединений, вероятно, сульфидов железа, также захватывающих в качестве примесей металлы, имеющие сродство с железом (Co, Zn, Pb и Cd) [Савенко..., 2015]. Концентрации минерального и органического фосфора (рис. 1-г) в поверхностном горизонте до глубины 8 м были минимальны (0,012–0,014 мг л⁻¹), увеличиваясь до 0,12 на глубине 10 м и резко возрастающая в придонных горизонтах (до 3,8 мг P_{мин} л⁻¹ и 0,19 мг P_{орг} л⁻¹) [Савенко..., 2015].

Общая численность микроорганизмов (ОЧМ) в миксолимнионе Федосеевского плёса (450 10³–650 10³ кл мл⁻¹) соответствовала значениям обычным для зимнего сезона в олиго-мезотрофных водоёмах. В слое хемоклина величина ОЧМ достигала локального максимума (1650 10³ кл мл⁻¹), что свойственно меромиктическим водоёмам. Результаты экспериментов с добавкой Na₂³⁵SO₄ показали, что во всех

пробах сероводородной воды происходит процесс микробной сульфатредукции, суточная скорость которого (до $3,0 \text{ мкмоль S л}^{-1} \text{ сут}^{-1}$) почти на 3 порядка величин ниже, чем содержание сероводорода [Саввичев..., 2017]. Из этого следует, что обнаруженные концентрации сероводорода могли образоваться не за один год, т.е. не только в текущий зимний сезон.

Концентрация растворенного метана в миксолимнионе варьировала от 19 до 29 нмоль л^{-1} , что немного превышало его содержание в атмосфере. В слое хемоклина и придонном водном слое концентрация растворенного метана достигала $2,8\text{--}3,7 \text{ ммоль л}^{-1}$, характер распределения содержания указывает на поступление метана из донных отложений. Изотопный состав углерода растворенного метана из придонного водного горизонта ($\delta^{13}\text{C} (\text{CH}_4) = -79,2\text{‰}$) свидетельствует о его современном микробном генезисе. При этом содержание легкого изотопа углерода метана в слое хемоклина было меньше, чем соответствующие величины в нижележащих горизонтах ($\delta^{13}\text{C} (\text{CH}_4) = -70,4\text{‰}$). Такое изменение изотопного состава углерода метана свидетельствует об эффекте фракционирования, возникающего при микробном потреблении преимущественно легкого изотопа углерода.

Гидрологический режим губы Канда — это сложный и сжатый во времени техногенный вариант процесса отчленения от моря системы крупных озер. Большинство больших и малых озер, расположенных вблизи побережья Кандалакшского залива, по происхождению являются участками морских акваторий. Губа Канда — единственный крупный водоем, где этот процесс можно наблюдать в промежуточной стадии, когда устойчиво существуют пресноводные и морские водные массы. Этим губа Канда сходна с широко известным меромиктическим озером Могильным на о. Кильдин, что отмечают все исследователи. Если существующие тенденции изменений сохранятся, то в конечном итоге на месте губы Канда будут меромиктические и пресноводные озера. В связи с хорошо выраженным влиянием антропогенного фактора в формировании современного облика губы Канда возникла идея ее использования в качестве модели антропогенного водоема, формирующегося при отделении от моря залива, имеющего сложный рельеф дна. На примере губы Канда можно показать, в каком направлении будут трансформироваться гидрологические и экологические условия и в целом вся экосистема морского залива при его частичной или полной изоляции от моря.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 16-05-01018) и РНФ (грант 14-17-00155 и 14-37-00038 (экспедиционные исследования)).

Литература

- [1] Галкина Л.А., Позднякова Л.Е., Цееб Т.Я. Губа Канда и ее обитатели // *Океанология*. 1963. т. 3. №5. — С. 898–906.
- [2] Друмева Л.Б., Лупачев Ю.В., Лучков В.П., Маврина М.В. Гидрологические и гидрохимические особенности губы Канда // *Химия и биология морей* [Сборник статей] / Гос. океаногр. ин-т. Под ред. А.И.Симонова. — М.: Гидрометеиздат: Моск.отд-ние, 1987 (222 с. ил.). — С. 49–53.
- [3] Иванов Н.О., Китаев В.П., Чеченков А.В. Особенности гидрофауны Канда-губы Белого моря // *Итоги и перспективы изучения биологических ресурсов Белого моря*. — Л.: ЗИН АН СССР, 1983. — С. 37–44.
- [4] Саввичев А.С., Демиденко Н.А., Краснова Е.Д., Калмацкая О.В., Харчева А.И., академик РАН М.В.Иванов. Микробные процессы в губе Канда — меромиктическом водоеме, искусственно отделенном от Белого моря. // *Доклады Академии наук*. — 2017. — Т. 474, №5. — С. 637–641.
- [5] Савенко А.В., Демиденко Н.А., Саввичев А.С., Покровский О.С. Распределение главных ионов и растворенных микроэлементов в меромиктических водоемах Кандалакшского залива Белого моря. Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. — М.: ГЕОС, 2015. — С. 271–275.
- [6] Смирнова Т.С. Донная фауна губы Канда Белого моря // *Гидробиологич. журнал*. 1965. Т.1. №4. — С. 27–33.
- [7] Юрченко С.В., Корякин А.С. Техногенные воздействия на губу Канда, Белое море. // *Экологические проблемы северных регионов и пути их решения: Материалы IV Всерос. науч. конф. с междунар. участием* (2–5 октября 2012 г.). — Апатиты, 2012. Ч. 2. — С. 171–173.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ БАКТЕРИОХЛОРОФИЛЛОВ ЗЕЛЁНЫХ СЕРНЫХ БАКТЕРИЙ ПО СПЕКТРАМ ПОГЛОЩЕНИЯ ПРИРОДНОЙ ВОДЫ

Емельянцев П.С.¹, Жильцова А.А.¹, Краснова Е.Д.²,
Воронов Д.А.³, Харчева А.В.¹, Пацаева С.В.¹

Работа посвящена разработке метода определения концентрации бактериохлорофиллов (Бхл) фототрофных анаэробных микроорганизмов природной воды методом спектроскопии поглощения непосредственно в водной среде, без экстрагирования пигментов органическими растворителями. Объектом изучения являются зелёные серные бактерии (ЗСБ) – фототрофы, обитающие в меромиктических водоёмах в анаэробной зоне возле хемоклина. ЗСБ, в зависимости от содержания различных Бхл, делятся на две разновидности: зелёноокрашенные, содержащие Бхл *d*, и коричневоокрашенные, содержащие Бхл *e*. В качестве образцов выбраны зелёноокрашенные и коричневоокрашенные культуры ЗСБ, а также пробы, отобранные в марте 2018 года с различной глубины из трёх меромиктических водоёмов: Лагуны на Зелёном мысе, оз. Большие Хрусломены и оз. Трёхцветного. Спектры поглощения измеряли с помощью спектрофотометра Solar PV1251. Примеры спектров поглощения в воде и в ацетон-метаноловых экстрактах приведены на Рис. 1.

ЗСБ обеих разновидностей имеют два пика поглощения: в синей и дальней красной областях. Длинноволновые пики поглощения Бхл *d* и *e* расположены близко (с максимумом около 720–725 нм) и накладываются друг на друга. В спектре поглощения Бхл в воде коротковолновые пики поглощения слабо заметны из-за полосы поглощения, обусловленной взвешенными в воде частицами, а также самими клетками. Однако в спектре поглощения в экстракте коротковолновые пики поглощения Бхл *d* и *e*, с максимумами при 440 и 470 нм соответственно, хорошо видны, и по их амплитуде можно судить, например, что зелёноокрашенные ЗСБ в оз. Б. Хрусломены

преобладают (см. Рис. 1 внизу). Также можно заметить, что при экстрагировании пики поглощения Бхл сдвигаются в более коротковолновую область по сравнению со спектрами поглощения клеток ЗСБ в воде. Это связано с тем, что растворители разрушают внутри клеток ЗСБ хлоросомы, содержащие Бхл в виде агрегатов. Поэтому в экстрактах присутствует только мономерная форма Бхл, имеющая отличные оптические свойства по отношению к агрегатам Бхл.

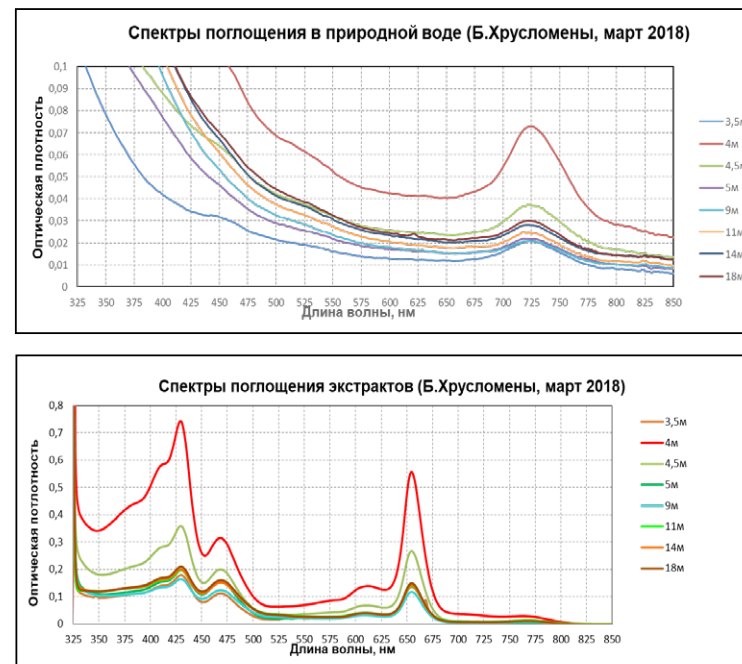


Рис. 1. Спектры поглощения проб из оз. Большие Хрусломены (март 2018 г.) в воде и в ацетон-метаноловых экстрактах

Концентрацию Бхл *d* и *e* можно рассчитать по эмпирической формуле Овермана-Тилзера из работы [1], в которую входят значения оптической плотности на 651 и 663 нм спектра поглощения экстракта. Однако метод измерения концентрации Бхл в экстрактах довольно трудоёмок с технической точки зрения. Необходимо производить центрифугирование или фильтрацию для повышения концентрации пигментов, чтобы пики поглощения в спектрах были лучше видны. Затем нужно приготовить экстракт с использованием токсичных органических растворителей (ацетон и метанол). Экстракт нужно хра-

¹ Емельянцев П.С., Жильцова А.А., Харчева А.В., Пацаева С.В. — МГУ им. М.В. Ломоносова, физический факультет, Москва.

² Краснова Е.Д. — МГУ им. М.В. Ломоносова, биологический факультет, Москва.

³ Воронов Д.А. — Институт проблем передачи информации им. А.А. Харкевича РАН; Институт физико-химической биологии имени А.Н. Белозерского; МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

нить в холодном и тёмном месте, поскольку яркий свет разрушителен для Бхл. Для осаждения рассеивающих частиц экстракты рекомендуются центрифугировать перед измерением спектров поглощения.

Однако всего этого можно избежать, если пользоваться новым методом, разработанным на физическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова [2]. Метод подразумевает определение концентрации Бхл d и e по площади под длинноволновым пиком поглощения в спектрах поглощения в воде. В качестве первого приближения был выбран интервал длин волн от 650 до 800 нм и аппроксимация «пьедестала» под пиком поглощения в виде трапеции. Несмотря на то, что это довольно грубое приближение, получилась хорошая линейная корреляция между площадью под длинноволновым пиком поглощения в воде и концентрацией Бхл, рассчитанной по формуле Овермана-Тилзера [1] для экстрактов. Рис. 2 показывает корреляцию между площадью под длинноволновым пиком поглощения в воде и концентрацией Бхл, рассчитанной по формуле Овермана-Тилзера для экстрактов для проб воды из Трёхцветного озера (март 2018 г.). Подобные корреляционные зависимости были построены и для двух других исследованных водоёмов — Лагуны на Зелёном мысе и оз. Б. Хрусломены (март 2018 г.).

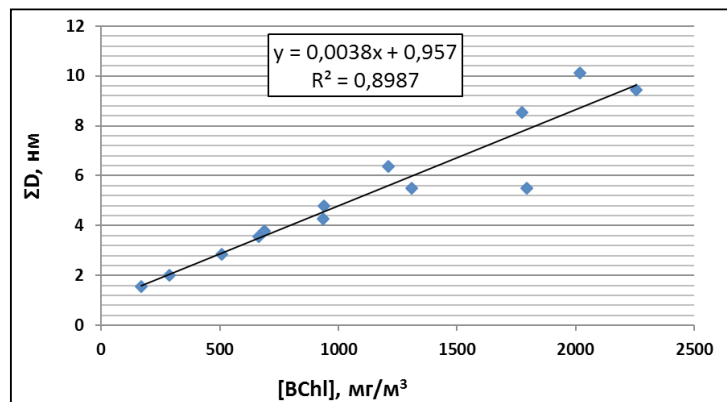


Рис. 2. Корреляция между площадью под длинноволновым пиком поглощения в воде и концентрацией Бхл, рассчитанной по формуле Овермана-Тилзера для экстрактов. Данные для Трёхцветного озера (март 2018 г.)

Аналогичные зависимости были построены в работе [2] для монокультур зелёноокрашенных и коричневоокрашенных ЗСБ, выделенных из различных озёр в 2013–2016 гг. Значения коэффициентов линейной регрессии K для проб природной воды из трёх меромиктических озёр (март 2018 г.) и монокультур (по данным работы [2]) приведены Табл. 1.

Таблица 1.

Значения коэффициентов линейной регрессии K для разных проб природной воды и монокультур.

Тип ЗСБ	Проба	K , нм·м³/мг
зелёноокрашенные	оз. Трёхцветное	0,0038
	культуры	0,0032
коричневоокрашенные	Лагуна на Зелёном мысе	0,0102
	культуры	0,0068
смешанные	оз. Б. Хрусломены	0,0042

Как видно из таблицы, для зелёноокрашенных культур ЗСБ и для проб зелёноокрашенных ЗСБ из оз. Трёхцветное коэффициенты K очень близки. Для коричневоокрашенных коэффициенты K уже не так близки. Это связано с погрешностью метода, поскольку в формуле Овермана-Тилзера используется экстинкция Бхл d , которая меньше, чем экстинкция Бхл e . Поэтому новый метод, который мы сравниваем с методом Овермана-Тилзера, пока корректнее работает для измерения концентраций Бхл d .

Из линейности графиков корреляции следует формула для определения концентрации Бхл: $[Bchl\ d,e] = (\Sigma D)/K$, где K — коэффициент наклона графиков корреляции, который приведен в Табл. 1 для разных разновидностей ЗСБ.

Выводы:

Уточнён метод определения концентрации бактериохлорофиллов ЗСБ в природной воде методом спектроскопии поглощения, без экстрагирования пигментов. Определены эмпирические параметры формулы расчёта концентрации Бхл для проб природной воды из меромиктических водоёмов, отделяющихся от Белого моря.

Работа поддержана РФФИ (грант № 16-05-00548-а).

Литература

- [1] Overmann J., Tilzer M.M. Control of primary productivity and the significance of photosynthetic bacteria in a meromictic kettle lake Mittlerer Buchensee, West-Germany. *Aquatic Sciences* 51(4): 261–278, 1989.
- [2] Kharcheva A., Zhiltsova A., Emelyantsev P., Lunina O., Krasnova E., Voronov D., Savvichev A., Patsaeva S. Spectrophotometric quantification of chlorosomal bacteriochlorophyll in intact cells of green sulphur bacteria: monocultures and natural water EARSel eProceedings. 17(1): 7–15, 2018.

ФЛУОРЕСЦЕНТНЫЙ АНАЛИЗ ПРОБ ВОДЫ ИЗ ОТДЕЛЯЮЩИХСЯ ВОДОЕМОВ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ

Жильцова А.А.¹, Харчева А.В.¹, Пацаева С.В.¹,
Лунина О.Н.², Краснова Е.Д.³, Воронов Д.А.⁴

Отделяющиеся от Белого моря водоемы являются уникальными природными экосистемами, микробное сообщество которых представляет особый интерес для изучения. В хемоклине отделяющихся озер обитают анаэробные фототрофные микроорганизмы, зеленые серные бактерии (ЗСБ), являющиеся самыми древними фотосинтезирующими организмами, существующими в настоящее время [Горленко, Рожнов, 2011]. ЗСБ способны жить в анаэробных условиях при чрезвычайно низкой интенсивности света, недостаточной для фотосинтеза других фототрофов [Oostergetel, 2010]. Сообщество ЗСБ представляет собой естественный биологический фильтр, препятствующий проникновению сероводорода в верхние слои водоемов, и тем самым сохраняющий баланс между аэробными и анаэробными водами. Существуют доказательства, что анаэробные бактерии, образующие бактериохлорофиллы, появились прежде окислительных бактерий, образующих хлорофиллы [Горленко, 2010], что обуславливает значимость исследований данных микроорганизмов не только с практической точки зрения (для диагностики природной воды), но и для понимания процессов эволюции фотосинтеза в целом. В соответствии с имеющимися на сегодняшний день литературными данными анаэробные фототрофные бактерии были изучены в основном микроскопическими методами и в редких случаях методами абсорбционной спектроскопии [Blankenship, 2004; Bina, 2015]. Однако, проведение флуоресцентного анализа проб воды с ЗСБ, в совокупности с разработанным авторами методом, позволяет получить принципиально новую информацию.

Главной целью данной работы являлось подробное исследование флуоресцентных характеристик двух разновидностей зеленых серных

бактерий. Для этого из нескольких отделяющихся озер Кандалакшского залива Белого моря (оз. Трехцветное, оз. Большие Хрусломы, оз. Еловое, Лагуна на Зеленом мысу и оз. Нижнее Ершовское) с разных глубин были отобраны образцы воды, а затем в лабораторных условиях измерены их спектры флуоресценции. Кроме того, в институте микробиологии из проб природной воды были выделены накопительных культуры бактерий, с которыми проведены аналогичные измерения. Спектры испускания флуоресценции для разных длин волн возбуждающего света и спектры возбуждения флуоресценции регистрировались на флуориметре Solar CM2203, для этого использовались стандартные кварцевые кюветы с длиной оптического пути 10 мм. Последующая за измерениями математическая обработка спектров производилась с помощью программного пакета Origin.

Флуоресценцией называют излучение, производимое молекулами, ионами и др. соединениями, которое возникает в результате электронного перехода в этих частицах при их возвращении из возбужденного состояния в основное, за время τ . [Левшин, 1994]. Спектром флуоресценции называют зависимость интенсивности света, излучаемой образцом, от длины волны испускаемого света. Существуют две формы ЗСБ, отличающиеся фотосинтетическими пигментами, и, соответственно, спектральными характеристиками. Зеленоокрашенные формы бактерий содержат Бхл *d* и каротиноид хлоробактин, моноциклическое соединение с ароматическим кольцом. Коричневоокрашенные — Бхл *e* и каротиноид изорениератин, имеющий два ароматических кольца. Кроме того, обе формы ЗСБ содержат Бхл *a* [Olson, 1998].

Измерение спектров флуоресценции зеленоокрашенных и коричневоокрашенных накопительных культур ЗСБ производилось в двух режимах: испускания и возбуждения. Для образцов культур спектры испускания флуоресценции были зарегистрированы для длин волн возбуждения $\lambda_{\text{ex}} = 270, 355, 390, 440, 450$ и 525 нм. Общими для всех спектров испускания флуоресценции коричневоокрашенного вида ЗСБ являются два максимума испускания: в диапазоне от 743 до 747 нм, соответствующего флуоресценции Бхл *e*, и на 813 нм, возникающего за счёт флуоресценции Бхл *a*. Для зеленоокрашенного вида ЗСБ длины волн на которые приходятся общие для всех проб максимумы составляют 763–767 и 813 нм, обусловленные присутствием Бхл *d* и Бхл *a* соответственно (Рис. 1а).

На основе экспериментальных данных, полученных из измерений порядка десяти образцов накопительных культур каждой разновидности ЗСБ, рассчитаны средние значения длин волн, на которые приходится максимум флуоресценции бактериохлорофиллов (Табл. 1).

¹ Жильцова А.А., Харчева А.В., Пацаева С.В. — МГУ им. М.В. Ломоносова, физический факультет, Москва.

² Лунина О.Н. — Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского, Москва.

³ Краснова Е.Д. — МГУ им. М.В. Ломоносова, биологический факультет, Москва.

⁴ Воронов Д.А. — ИППИ РАН; Научно-исследовательский институт физико-химической биологии им. А.Н. Белозерского, Москва.

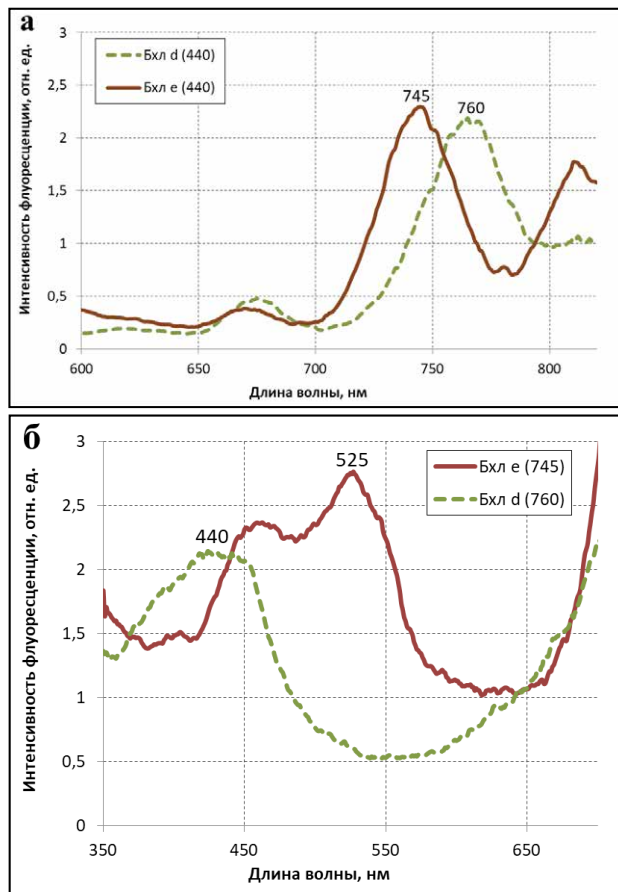


Рис. 1а Спектры испускания флуоресценции двух типов Бхл при возбуждении светом, длиной волны 440 нм; 1б – Спектры возбуждения флуоресценции для Бхл d на длине волны регистрации 760 нм и Бхл e на длине волны регистрации 745 нм

Таблица 1.

Значения максимумов флуоресценции бактериохлорофиллов, определенные экспериментально на чистых культурах.

Бхл d (зеленоокрашенные)	$\lambda_{\max} = (760 \pm 7) \text{ нм}$
Бхл e (коричневоокрашенные)	$\lambda_{\max} = (744,5 \pm 2,6) \text{ нм}$
Бхл a	$\lambda_{\max} = (812,5 \pm 1,1) \text{ нм}$

Посредством сравнения спектров возбуждения флуоресценции накопительных культур серобактерий каждой разновидности между собой, удалось установить оптимальную длину волны возбуждающего света, равную 440 нм, при которой флуоресценция Бхл d максимальна, а флуоресценция Бхл e имеет высокие значения. Показано, что лучше всего молекулы Бхл d флуоресцируют при облучении светом с длиной волны 525 нм (Рис. 1б).

В качестве математических функций, задающих полосы флуоресценции бактериохлорофиллов, в дальнейших расчетах принимались кривые Гауссова распределения (Рис. 2). Анализ чистых культур ЗСБ показал различие полуширины полос флуоресценции для двух разных типов бактерий. Для зеленоокрашенных ЗСБ параметр полуширины пика w принимал значения от 44,7 до 54,3 нм, для коричневоокрашенных ЗСБ значения w лежали в диапазоне от 38,6 до 41,5 нм. Таким образом, полосы испускания флуоресценции коричневоокрашенных культур примерно на 20% уже полос зеленоокрашенных ЗСБ. Для дальнейших вычислений в качестве параметра w было взято среднее арифметическое от имеющегося набора данных. Для зеленоокрашенного типа $w = 48,3 \pm 1,4 \text{ нм}$, для коричневоокрашенного $w = 39,5 \pm 0,5 \text{ нм}$.

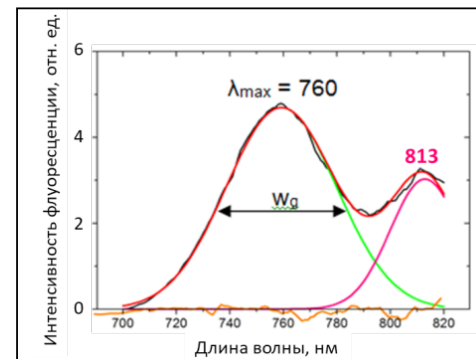


Рис. 2. Аппроксимация полос флуоресценции Бхл d и Бхл a распределением Гаусса

Так как в образцах природной воды могут присутствовать разные виды ЗСБ, то в зависимости от их соотношения максимум флуоресценции сдвигается от значений длин волн, определенных для зеленоокрашенных (763–770 нм) и коричневоокрашенных (740–750) видов в отдельности. Полученная экспериментальным путем информационные данные о полосах флуоресценции для каждой формы ЗСБ (а именно значения длины волны на которой флуоресценция максимальна и параметра w) легли в основу метода разделения двух раз-

новидностей ЗСБ в природной воде. Для определения процентного соотношения зеленоокрашенных и коричневоокрашенных ЗСБ в пробе максимум спектра испускания флуоресценции в области 740–770 нм раскладывался на две гауссианы со строго определенными параметрами, найденными выше (Рис. 3а).

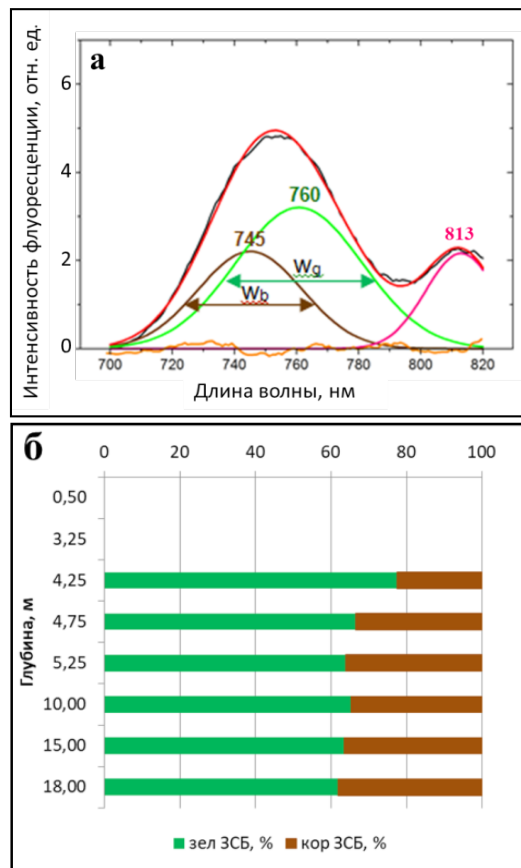


Рис. 3а Разложение на три компоненты спектра флуоресценции пробы воды из оз. Б. Хрусломены с глубины 5,25 м (март 2017). 3б – Процентное содержание зеленоокрашенных ЗСБ в озере Большие Хрусломены в марте 2017 г.

Данный метод был применен для определения процентного соотношения двух разновидностей культур серобактерий на разной глубине для четырех отделяющихся озер Белого моря. Таким образом в марте 2017, с погрешностью не более 10%, показано содержание в лагуне на Зеленом

мысу года только коричневоокрашенного типа ЗСБ, а в озере Нижнее Ершовское – только зеленоокрашенного типа. В озере Трехцветное и Большие Хрусломены преобладала флуоресценция Бхл *d* (Рис. 3б).

Еще одним интересным явлением, является эффект тушения флуоресценции, который был зарегистрирован, как в природной воде, так и в лабораторных условиях (Рис. 4).

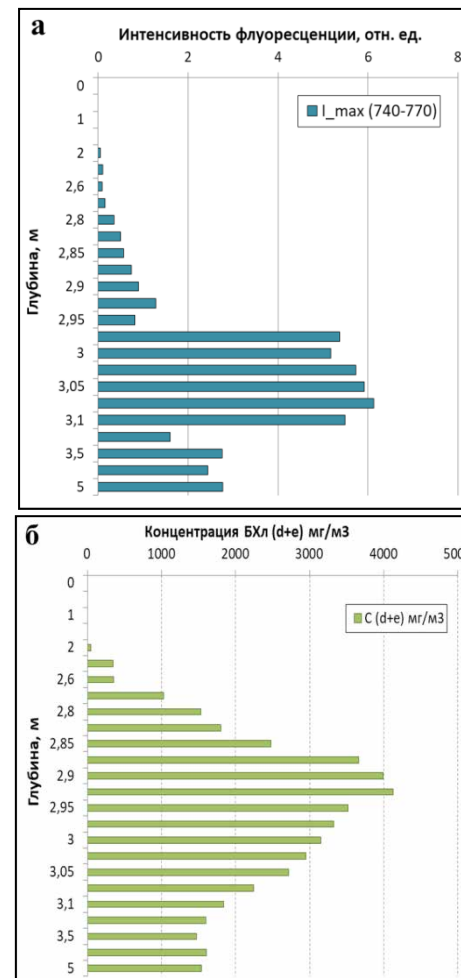


Рис. 4а Диаграмма распределения концентрации Бхл [Overmann, 1989] по глубине в оз. Еловое. 4б - Диаграмма распределения интенсивности флуоресценции по глубине в оз. Еловое в марте 2016 г.

В верхних слоях водоема рассчитанная по эмпирической формуле концентрация Бхл [Overmann, 1989] высока, однако интенсивность флуоресценции незначительна. На глубинах ниже хемоклина при той же концентрации интенсивность флуоресценции возрастает. Эффект тушения флуоресценции планируется более детально изучать в дальнейшем.

Таким образом, в ходе выполнения работы были изучены флуоресцентные характеристики фотосинтетических пигментов ЗСБ — бактериохлорофиллов. С помощью анализа спектров образцов накопительных культур показана возможность аппроксимации полосы испускания флуоресценции бактериохлорофиллов кривой распределения Гаусса и определены параметры этого распределения для клеток бактерий, содержащих Бхл *d* и Бхл *e*. Предложен метод разделения вкладов двух разновидностей серобактерий в водоеме, с помощью которого определено процентное соотношение зеленоокрашенных и коричневоокрашенных культур бактерий на разной глубине для четырех отделяющихся озер Белого моря.

Работа поддержана РФФИ (гранты №16-05-00548-а и 17-04-01263а).

Литература

- [1] Проблемы ранней эволюции фотосинтеза / Отв. ред. В.М. Горленко, С.В. Рожнов. Серия «Геобиологические процессы в прошлом». — М.: ПИН РАН. — 218 с., 2011.
- [2] *Oostergetel G., van Amerongen H., Boekema E.* The chlorosome: a prototype for efficient light harvesting in photosynthesis // *Photosynth Research* 104. — P. 245–255, 2010.
- [3] *Горленко В.М.* Аноксигенные фототрофные бактерии // Труды Института микробиологии имени С.Н. Виноградского. Фотосинтезирующие микроорганизмы / Отв. ред. В.Ф. Гальченко. Вып. 15. Ин-т микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН. — М.: Макс пресс. — С. 133–175, 2010.
- [4] *Anoxygenic Photosynthetic Bacteria* / Edited by R. E. Blankenship, M. T. Madigan and C. E. Bauer. Netherlands: Kluwer Academic Publishers. — 1331 p., 2004.
- [5] *Bíňa D., Zdenko G., František V., Radek L.* Native FMO-reaction center supercomplex in green sulfur bacteria: an electron microscopy study // *Photosynthesis research*. — P. 93–100, 2015.

- [6] *Левшин Л.В., Салецкий А.М.* Оптические методы исследования молекулярных систем Ч.1. Молекулярная спектроскопия. — М.: Изд-во МГУ. — С. 135, 1994.
- [7] *Olson J.M.* Chlorophyll Organization and Function in Green Photosynthetic Bacteria // *Photochemistry and Photobiology* 67(1). — P. 61–75, 1998.
- [8] *Overmann J., Tilzer M.M.* Control of primary productivity and the significance of photosynthetic bacteria in a meromictic kettle lake Mittlerer Buchensee, West-Germany // *Aquatic Sciences* V. 51. №4. — P. 261–278, 1989.

НОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕРСКОГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЯ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Зарецкая Н.Е.¹, Корсакова О.П.², Шварёв С.В.³,
Репкина Т.Ю.⁴, Луговой Н.Н.⁴, Григорьев В.А.⁵,
Баранская А.В.⁴, Нечушкин Р.И.⁶, Петров О.Л.⁶,
Трофимова С.С.⁷, Аляутдинов А.Р.⁴

Терский берег Белого моря протянулся с запада на северо-восток от устья реки Варзуга до мыса Святой Нос, с северо-западной стороны окаймляя пролив Горло. Разнообразие ландшафтов Терского берега, предопределённое процессами, его сформировавшими, равно как его труднодоступность, обусловили, с одной стороны, интерес к нему со стороны исследователей, с другой — его недостаточную изученность. Поэтому в 2018 году здесь были проведены комплексные исследования на участке от устья р. Варзуги до устья р. Пулоньги, ставившие перед собой несколько целей, и решавшие разнообразные задачи.

Основной целью исследований было хронометрирование стратиграфических последовательностей позднего неоплейстоцена, вскрывающихся в естественных разрезах в долинах рек Терского берега, выявление палеоклиматических трендов и поиск аналогов природных обстановок валдайского времени. В ходе работ были изучены следующие разрезы (с востока на запад): Большая Кумжевая, Чапома (Глиняная гора), Фактория (в устье р. Чапомы), Каменка, Чаваньга и Варзуга (Клетной порог) (рис. 1). Все разрезы расположены в приустевых (не далее 5 км вверх по течению от устья) участках одноимённых рек.

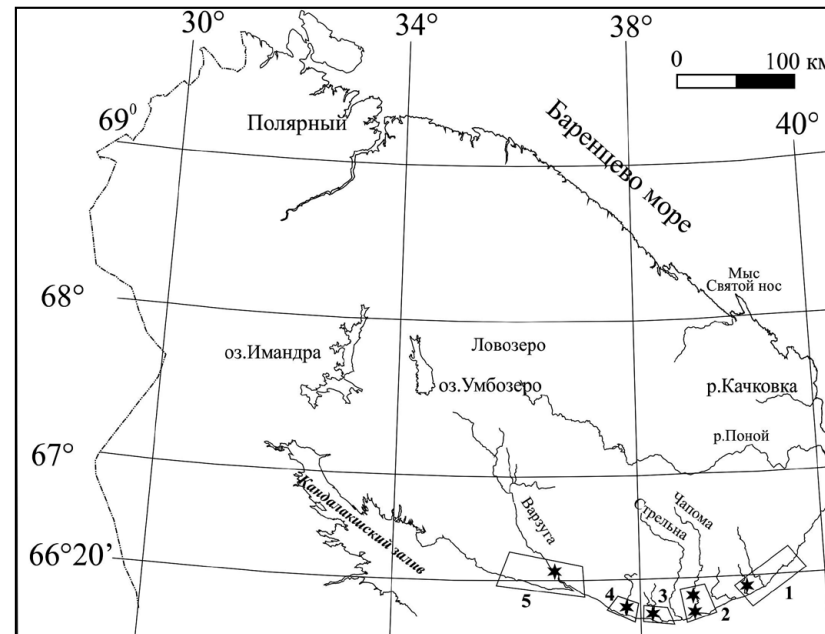


Рис. 1. Район работ и ключевые участки: 1 – Пулоньга–Большая Кумжевая (разрез Б. Кумжевая); 2 – Чапома (разрезы Чапома (Глиняная гора) и Фактория (устье Чапомы); 3 – Тетрино–Песчанка (разрез Каменка); 4 – Чаваньга (разрез Чаваньга); 5 – Варзуга–мыс Корабль (разрез Клетной порог). * – изученные разрезы

Ранее изучением этих разрезов (кроме разреза в устье р. Чапомы, который изучен впервые) занимались [Арманд, 1969; Граве и др., 1969; Евзеров, Кошечкин, 1977; Евзеров и др., 1980], и возрастная привязка осадочных толщ проводилась главным образом по литостратиграфическим, спорово-пыльцевым и диатомовым данным. В начале 2000 годов по этим разрезам были получены первые геохронологические данные [Корсакова и др., 2004; Korsakova, 2009], позволившие более чётко отнести вскрывающиеся в них горизонты к отложениям последнего ледникового макроцикла. Было установлено, что в разрезах Терского берега присутствуют морские осадки микулинского времени (понойские слои — отложения бореальной трансгрессии с теплолюбивой малакофауной), позднемикунинского (стрельнинские слои) и среднего валдая (отложения ленинградского горизонта). Отложения ледникового парагенетического ряда присутствуют, как в погребённом виде, которые по литостратиграфическим и единичным геохронометрическим данным отнесены к ран-

¹ Зарецкая Н.Е. — ГИН РАН; ИГ РАН; ИФЗ РАН, Москва.

² Корсакова О.П. — ГИ КНЦ РАН, Апатиты.

³ Шварёв С.В. — ИГ РАН; ИФЗ РАН, Москва.

⁴ Репкина Т.Ю., Луговой Н.Н., Баранская А.В., Аляутдинов А.Р. — МГУ им. М.В. Ломоносова, географический ф-т, Москва.

⁵ Григорьев В.А. — СПбГУ, Ин-т Наук о Земле, Санкт-Петербург.

⁶ Нечушкин Р.И., Петров О.Л. — ГИН РАН, Москва.

⁷ Трофимова С.С. — ИЭРЖ УрО РАН, Екатеринбург.

не-валдайскому времени [Корсакова и др., 2004; Korsakova, 2009], так и в виде практически сплошного покрова морены и водно-ледниковых осадков последнего ледникового максимума.

В задачи проводившихся исследований входили: расчистка известных разрезов; описание разрезов и литостратиграфическая привязка горизонтов к описаниям, сделанным ранее, для последующей корреляции полученных дат с уже опубликованными данными; детальный отбор образцов песчаных горизонтов на OSL и IRSL датирование и малакофауны из суглинков на $^{230}\text{Th}/\text{U}$ анализ. Также проводился отбор микропалеонтологических (диатомовых и спорово-пыльцевых) образцов. Для поиска климатических аналогов МИС 3 Вычегодско-Северодвинской флювиальной системы проводился отбор образцов на карпологический анализ из голоценовых торфяных болот.

По первому направлению ожидаются следующие результаты:

1. Будет определен с высокой степенью достоверности (за счет использования разных датирующих методов) возраст морских отложений, отнесенных по единичным датировкам и полученным ранее палинологическим данным к среднему валдаю;
2. Будет реконструирована событийность средневалдайского времени на южном побережье Кольского полуострова и в Бломорском бассейне и проведено сравнение с Северодвинской флювиальной системой, в том числе — для выявления градиента изменения тепла и влаги с запада на восток.

Второй целью работ был детальный анализ морфоструктуры Терского берега и прилегающего дна Белого моря в сопоставлении с современными рельефо-образующими процессами и палеосейсмичностью.

Актуальность детальных исследований морфоструктуры Терского берега обусловлена необходимостью установления четких зависимостей между современным структурным планом, режимом позднеплейстоценовых и голоценовых тектонических движений и их влиянием на развитие рельефа и осадконакопление. Это, с одной стороны, весьма важно для выявления причинно-следственных связей и корректных палеогеографических реконструкций, а с другой — для прогнозов территориального развития и определения природных опасностей, таких как землетрясения и катастрофическая активизация рельефообразующих процессов.

Исследование морфоструктурных особенностей Терского берега распадается на две составляющие, определяемые переходным поло-

жением морфоструктуры на границе «суша-море». В методическом плане морфоструктурные особенности субаквальной части территории выявляются с использованием детальной батиметрической информации, моделируемой в трех измерениях с использованием средств ГИС-анализа [Шварев, Никонов, 2015], а для определения иерархической блоковой морфоструктуры субаэральной части использованы дистанционные изображения среднего и высокого разрешения (Landsat-ETM+, WorldView и др.), а также цифровые модели рельефа, созданные как на основе дистанционных данных (ASTER GDEM), так и обобщения данных по абсолютным высотам, заимствованных с топографических карт (ГТОР-30) [Шварев, 2014]. Совмещение двух типов данных демонстрирует сопряжение структур на дне моря с дислокациями на прибрежной суше. Для Кандалакшского залива такие сопряженные структуры ориентированы как в продольном направлении, совпадая с главной осью опускания, так и в диагональном и поперечном направлениях. Преобладающие тектонические смещения здесь явно носят вертикальный характер, что отражается в высотах уступов, обрамляющих грабены, достигающих индивидуальных значений 100–150 м при суммарном опускании дна в осевой части залива до глубин более 300 м. Тем не менее, хорошо заметны и сдвиговые смещения, реализуемые здесь в поперечных направлениях [Шварев, Никонов, 2015].

Морфоструктурный план территории четко дифференцируется на два участка. Первый вытянут вдоль Горла Белого моря, где преобладают прямолинейные структуры ЗСЗ-простираения, определяющие вдольбереговые структурные ступени рельефа, моделируемые морскими террасами разных уровней. В морской части ему соответствуют уступы того же простираения высотой до первых десятков метров. Второй участок протягивается вдоль Кандалакшского залива и характеризуется преобладанием в субаэральной части дугообразных разрывов, отсекающих от побережья ступени, замыкающиеся к востоку и западу. В морской части характерно развитие прямолинейных уступов, обращенных к осевой части Кандалакшского грабена, из которых основным является эскарп СЗ-простираения. Высота уступа, достигающая 100 м, в совокупности с протяженностью более 100 км определяет его как главную активную тектоническую структуру территории, обладающую сейсмическим потенциалом. Из характерных особенностей морфоструктуры как субаэральной, так и субаквальной частей участка можно отметить веерообразные сочленения разрывов преимущественно ССЗ-простираений, определяющие сбросовые ступени, как, например, сложный грабен нижнего течения

р. Варзуга. Помимо явной сбросовой кинематики, преобладающей для постледниковых тектонических смещений, подобные структуры могут отражать новейшие сдвиговые смещения основных структур обрамления Кандалакшского грабена.

На трех участках побережья (2, 3–4 и 5, рис. 1) были сосредоточены работы по поискам следов постледниковой активности тектонических структур, в том числе имеющих сейсмогенный характер в коренных породах и рыхлых отложениях. В коренных породах на всех трех участках обнаружены следы вибрационных сейсмических воздействий, выраженные в площадном дроблении и латеральные смещения крупных блоков. Локально распространены сейсмо-гравитационные структуры и единично – гравитационно-сеймотектонические. В разрезах рыхлых отложений вскрыты складчатые и разрывные структуры, приуроченные как к позднеплейстоценовым осадкам, лежащим под отложениями последнего ледника, так и к голоценовым отложениям. Их структурная обусловленность подтверждается четкими пространственно-кинематическими соответствиями характеристик основных межблоковых зон, выделенных при морфотектоническом анализе и самих деформаций. Важно отметить, что деформации, как в скальных породах, так и в рыхлых отложениях, отражают сейсмические события, связанные как с нормальными сбросами, так и со сдвиговыми и взбросовыми смещениями. Таким образом, они отражают не только постледниковые подвижки, связанные с изостатической компенсацией, но также и то, что обнаруженные разновозрастные деформационные структуры охватывают длительный период с периодическим повторением.

Третья цель имела перед собой изучение и реконструкцию истории развития Терского берега в позднеледниковье и голоцене, и распадалась на три направления:

1. Изучение дифференцированных вертикальных движений земной коры в после-ледниковое время.
2. Изучение истории развития Терского берега в постгляциальное время как результат взаимодействия комплекса факторов.
3. Изучение современной динамики берегов района.

Для решения поставленных задач на четырех ключевых участках (рис. 1) было выполнено геоморфологическое профилирование (13 профилей). Высота поверхностей определялась с помощью ручного уровня CST Berger 17-632 Hand Sight Level и мерной рейки. Координатная привязка профилей осуществлялась с помощью портативного GPS-приемника Garmin60CSx. На двух профилях высота

определена путем тахеометрического профилирования с привязкой к Балтийской системе нормальных высот. Также на трех участках профилирование было дополнено съемкой БПЛА.

Геоморфологическое профилирование выполнялось в целях увязки скважин ручного бурения и интерпретации истории развития рельефа участков. Профили охватывали комплекс морских голоценовых террас от верхней границы современной береговой зоны до наиболее древней береговой линии. В ходе профилирования определена относительная высота поверхностей террас, выполнено описание их морфологии, ландшафтных особенностей. Состав приповерхностных отложений охарактеризован по закопашкам, искориям, фитоиндикационным признакам. Профилирование сопровождалось полевым геоморфологическим дешифрированием детальных топографических карт и космических снимков (КС): обработанных на предполевом этапе (синтез, координатная привязка, улучшение разрешения до 14,5 м) КС Landsat ETM+ и КС Quick Bird (пространственное разрешение 2,5 м), содержащихся в Google Earth.

Террасы с отчетливо выраженными аккумулятивными (береговые валы) и абразионными (бенчи, оглаженные выход скальных пород) формами зафиксированы на высотах до 10–30 м. Тыловой шов наиболее высоких террас примыкает к отчетливому абразионному уступу, выработанному в ледниковых отложениях поздневалдайского или коренных породах. Максимальных отметок рельеф морского происхождения достигает в районе устья р. Варзуга. На участках Чаваньга, Тетрино и Чапома закономерного снижения верхней морской границы в восточном направлении не выявлено. Высота террас в существенной мере связана с положением кровли коренных пород или ледниковых отложений.

Строение древних морских террас, как правило, аналогично строению современной береговой зоны. Это позволяет говорить о сохранении морфодинамических тенденций. В устье р. Чапома по морфологическим признакам можно предположить относительно недавнее изменение направлений потоков наносов.

Определение возраста террас позволит реконструировать историю развития береговой зоны Терского берега в голоцене и установить время перестройки морфодинамических систем западного берега Горла Белого моря.

Работа проведена в рамках Госзадания ГИН РАН №0135-2018-0037, при финансовой поддержке РФФИ, грант №17-05-00706, и Программы Президиума РАН №19 проект 0135-2018-0040.

Литература

- [1] Арманд А.Д. Рельеф и стратиграфия антропогенных отложений юго-западной части Кольского полуострова // Фонды Кольского филиала АН СССР. Апатиты, 1967. — 162 с.
- [2] Арманд А.Д. Паудорфский межстадиал в юго-западной части Мурманской области // В сб.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского п-ова. — Л.: Наука, 1969. — С. 63–79.
- [3] Граве М.К., Гунова В.С., Девятова Э.И., Лаврова М.А., Лебедева Р.М., Самсонова Л.Я., Черемисинова Е.А. Микулинское межледниковье на юго-востоке Кольского полуострова // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского п-ова. — Л.: Наука, 1969. — С. 25–56.
- [4] Евзеров В.Я., Коган Л.Я., Лебедева Р.М., Раямяз Р.А. Разрез валдайских отложений в окр. г. Ковдора (ЮЗ часть Мурманской обл.) // Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова. — Апатиты: изд-во Кольского филиала АН СССР, 1980. — С. 112–125.
- [5] Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. Палеогеография плейстоцена западной части Кольского п-ова. — Л.: Наука, 1980. — 105 с.
- [6] Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В. Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // ДАН, 2004. Т. 398. №2. — С. 218–222.
- [7] Шварев С.В., Никонов А.А., Фроль В.В. Морфоструктура, тектоническая и сейсмическая активность в бассейне Белого моря: анализ на основе ЦМР, геологических и сейсмических данных // Всероссийская конференция «VII Шукинские чтения»: Москва, МГУ им. М.В. Ломоносова, 18–21 мая 2015. — М.: МГУ, 2015. — С. 199–202.
- [8] Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинементы и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского шита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности: мат-лы междунар. конф.; г. Нерюнгри, 2015. — С. 243–251.
- [9] Шварев С.В. Экзогенные процессы Кольского полуострова в свете блокового строения и активной тектоники // Мат-лы XXXIV Пленума Геоморф. комиссии РАН, 2014 г. Волгоград.
- [10] Korsakova O.P. Pleistocene marine deposits in the coastal areas of Kola Peninsula (Russia) // Quaternary International. 2009. Vol. 206. — P. 3–15.

ВАЖНЕЙШИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ЭКОСИСТЕМЕ ВОДОЕМА ПРИ ЕГО ИЗОЛЯЦИИ ОТ МОРЯ НА ПРИМЕРЕ ПРИБРЕЖНЫХ БЕЛОМОРСКИХ ОЗЕР И ЛАГУН

Краснова Е.Д.¹, Воронов Д.А.², Мардашова М.В.³

В результате постгляциального поднятия берега некоторые заливы могут отделяться от Белого моря и превращаться в полуизолированные водоемы, которые характеризуются устойчивой вертикальной стратификацией за счет сосуществования слоев с разной соленостью — меромиксией [Пантюлин, Краснова, 2011; Краснова и др., 2016]. На побережье Кандалакшского залива мы обследовали множество прибрежных озер, из которых 14 оказались меромиктическими. Придонный слой в таких водоемах представляет собой морскую воду, захваченную до их изоляции или поступающую из моря с разной периодичностью, зависящей от высоты порога, который отделяет водоем от моря.

По мере нарастания изоляции водоем эволюционирует от морского залива с равномерно перемешанной морской водой к соленой стратифицированной лагуне с асимметричными приливами, проходит через стадию меромиктического озера с реликтовой соленой водой на дне, и, в конечном счете, превращается в пресное озеро со слоистыми донными осадками, отражающими всю предыдущую историю водоема. По данным Д.А. Субетто с коллегами [2012], у нынешних пресных озер на Соловецких островах меромиктическая стадия длилась два-четыре столетия.

Типовая гидрологическая структура такого водоема состоит из: 1) миксолимниона с соленостью меньшей, по сравнению с ниже лежащей водной массой, вплоть до полного опреснения, 2) галоклина; 3) гиполимниона с беломорской соленостью, а иногда и более высокой. Соленый гиполимнион, в свою очередь, подразделяется на верхний аэробный слой, в котором содержание кислорода мо-

¹ Краснова Е.Д. — МГУ им. М.В. Ломоносова, биологический факультет, Москва.

² Воронов Д.А. — Институт проблем передачи информации им. А.А. Харкевича; Научно-исследовательский институт физико-химической биологии им. А.Н.Белозерского, Москва.

³ Мардашова М.В. — Центр морских исследований МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

жет превышать уровень насыщения и доходить до 200–300% насыщения, и нижний анаэробный с сероводородом. Его концентрация порой доходит до значений, рекордных для природных водоемов морского происхождения — 600–900 мг/л [Losyuk et al., 2015]. Зоны с высоким содержанием кислорода и с сероводородом обычно разделяют всего 10–30 см, и разность окислительно-восстановительных потенциалов между ними может составлять до 0,5 вольт. Два главных химических антагониста, определяющих разделение соленого гипоплимниона на две контрастные зоны, кислород и сероводород, имеют автохтонное биогенное происхождение. Насыщение кислородом происходит в результате фотосинтеза фитопланктона, а сероводород производят бактерии-сульфатредукторы, восстанавливая серу из сульфата морской воды до сульфид-иона. В разделительной градиентной зоне (хемоклине) обычно формируются цветные прослойки воды, окрашенные за счет массового развития фотосинтезирующих микроорганизмов [Krasnova et al., 2015]. Они поглощают остатки света, которые дошли до этой глубины, в результате чего ниже свет не проникает.

Таким образом, хемоклин разделяет водные массы с весьма контрастными свойствами. И это не только термохалинные характеристики. Ниже хемоклина складываются афотические условия; в отсутствие солнечного прогрева там низкая температура, постоянная в течение всего года. Так первичную гидрологическую структуру из трех слоев — опресненного поверхностного, нижнего соленого и пикноклина, микроорганизмы превращают в пятислойную, разделяя соленый гипоплимнион на еще три слоя: аэробный, анаэробный и хемоклин. Из четырех геохимических барьеров (поверхность воды, пикноклин, хемоклин и дно) три имеют абиогенное происхождение, а (хемоклин) — биогенное.

Распределение донных организмов также следует физико-химическим особенностям слоев водоема. В поверхностном слое состав фауны зависит от его солености: если он пресный, то в нем обитают пресноводные организмы, если соленый — то морские. В аэробной части гипоплимниона обитает обедненная морская фауна, в основном соответствующая типичному для литорали и верхней сублиторали Белого моря сообществу *Macoma balthica*. По мере отделения, происходит дальнейшее обеднение сообщества, в первую очередь, за счет выпадения инфауны. По мере снижения роли крупных двусторчатых моллюсков, преобладающими формами становятся брюхоногий моллюск *Peringia ulvae* и личинки комаров-звонцов (Chironomidae). На более поздних стадиях отделения основу биомассы бентоса со-

ставляют личинки насекомых, к которым еще позднее присоединяются пресноводные моллюски. Максимумы обилия массовых форм, а также максимум суммарной биомассы всего бентоса приходится на пояс, контактирующий со слоем воды с повышенным содержанием кислорода [Мардашова и др., 2017].

Работа поддержана РФФИ (грант №16-05-00548а).

Литература

- [1] Краснова Е. Д., Воронов Д. А., Демиденко Н. А., Кокрятская Н. М., Пантюлин А. Н., Рогатых Т. А., Самсонов Т. Е., Фролова Н. Л., Шапоренко С. И. К инвентаризации реликтовых водоемов, отделяющихся от Белого моря // Комплексные исследования Бабьего моря, полу-изолированной беломорской лагуны: геология, гидрология, биота — изменения на фоне трансгрессии берегов, в. 12. Труды Беломорской биостанции МГУ. — М.: Т-во науч. изданий КМК, 2016. — С. 211–241.
- [2] Мардашова М. В., Краснова Е. Д., Воронов Д. А. Характеристика бентосных сообществ отделяющихся водоемов окрестностей ББС МГУ (Кандалакшский залив Белого моря) // Труды VI Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU — 2017)». — М.: ПолиПРЕСС, 2017. — С. 427–431.
- [3] Пантюлин А. Н., Краснова Е. Д. Отделяющиеся водоемы Белого моря: новый объект для междисциплинарных исследований // Геология морей и океанов. Мат-лы XIX Межд. науч. конф. (Школы) по морской геологии, в. 3. — С. 241–245. — М.: ГЕОС, 2011.
- [4] 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), Суо М. (M. Souhaut), Субетто Г. Д. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления Докл. Акад. Наук, сер. «Геол.», 2012, т. 446, №2. — С. 183–190.
- [5] Krasnova, E. D., Kharcheva, A. V., Milyutina, I. A., Voronov, D. A., Patsaeva, S. V. Study of microbial communities in redox zone of meromictic lakes isolated from the white sea using spectral and molecular methods // Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom, 95(8):1579–1590, 2015.
- [6] Losyuk, G., Kokryatskaya, N., Krasnova, E. Formation of hydrogen sulfide in isolated basins at the Karelian coast of the White Sea // EARSel eProceedings, 14:49–54, 2015.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В МАЛЫХ ОЗЕРАХ БЕЛОМОРСКОГО БАССЕЙНА В ГОЛОЦЕНЕ

Кузнецов Д.Д.¹, Субетто Д.А.¹, Леонтьев П.А.²

Целью работы явилось 1) определить особенности органического осадконакопления в малых озерах Беломорского бассейна и 2) оценить повторяемость результатов при анализе колонок, отобранных из разных частей озерной котловины.

Материалом послужили колонки отложений, отобранные в малых озерах Беломорского бассейна (Соловецкие острова, Онежский берег, Кандалакшский берег) в ходе экспедиционных работ 2005–2015 гг. [Леонтьев и др., 2016; Сапелко и др., 2009; Субетто и др., 2012].

Колонки озерных отложений отбирались русским торфяным буром летом с плота или зимой со льда. В дальнейшем колонки разбирались по образцам сплошными сегментами по 2–5 см. Содержание органического вещества оценивалось по потерям при прокаливании (ппп). Анализ осуществлялся по принятой в ИНОЗ РАН методике: сушка перетертого в порошок образца при температуре 105° в течение 2 часов, остужение в эксикаторе до комнатной температуры, взвешивание, прокаливание в течение 6 часов при температуре 500°, остужение в эксикаторе до комнатной температуры, взвешивание.

В отложениях Никольского и Верхнего Зеленого озер (Большой Соловецкий остров), расположенных в 5 км друг от друга выделены 5 периодов осадконакопления характеризующихся определенным сходством. Органическое осадконакопление в этих озерах началось не позднее 11000 кал. л.н. Около 10000 кал. л.н. отмечается сильное снижение продуктивности в обоих озерах. Далее отмечен период с максимальным накоплением органического вещества (первый максимум). Он непродолжителен и сменяется быстрым спадом (снижение ппп на 20–40%). Далее в характер осадконакопления в озерах начинает различаться, но везде выделяется второй (среднеголоценовый) максимум содержания органического вещества, сменившийся позднеголоценовым падением. Скорость осадконакопления составила 0,15 и 0,24 мм/год соответственно.

¹ Кузнецов Д.Д. — Институт озероведения РАН, С.-Петербург.

² Субетто Д.А., Леонтьев П.А. — Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, С.-Петербург.

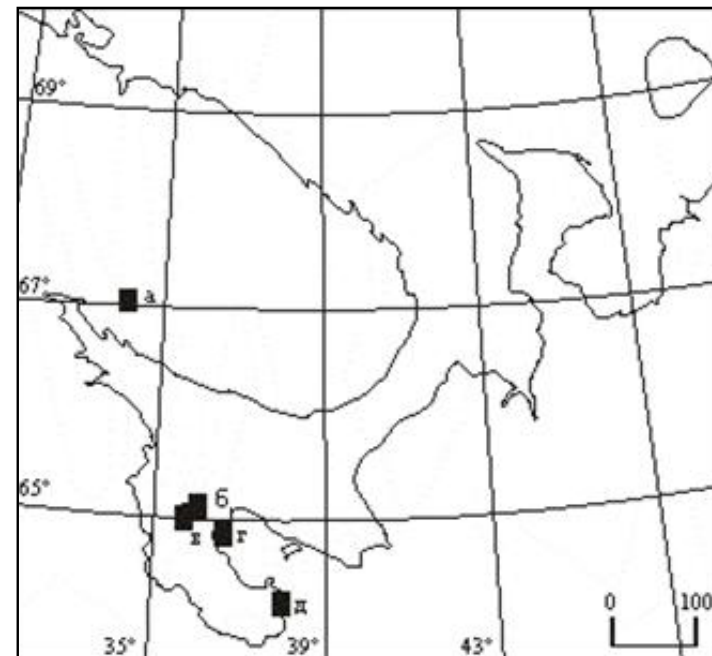


Рис. 1. Местоположение исследованных разрезов (а — Канозеро, Треугольное; б — «Надбанное»; в — Большое Корзино, Святое, Никольское, Верхнее Зеленое, Большое Зеленое; г — Среднее, Конюховское; д — Пертозеро)

В Большом Зеленом озере (Большой Соловецкий остров) скорость осадконакопления составила 0,05–0,08 мм/год, отчасти по этой причине корреляция динамики органического осадконакопления с вышеописанными разрезами затруднительна. Но надо отметить возраст формирования торфянистой гиттии в основании разреза — около 10400 кал. л.н. — близкий возрасту начала формирования гиттии в Никольском и Верхнем Зеленом озерах. В Большом Зеленом озере колонки отбирались в нескольких местах. Несмотря на расположение точек пробоотбора у противоположных берегов принципиальная картина осадконакопления идентична и различается только в деталях. Так, например, мощность верхнего горизонта однородной гиттии варьирует от 50 до 75 см, или же в нижней части колонки у южного берега вскрыты более тонкие минерогенные отложения, чем в аналогичной части колонки, отобранной у северного берега. Результаты анализа ппп свидетельствуют о значительных различиях в абсолютных значениях содержания органи-

ческого вещества в двух колонках. Так, в горизонте торфянистой гиттии значения ппп достигают максимальных значений — 34% в колонке 1 и 78% в колонке 2. Выше, в отложениях, представленных гиттиями, разрыв в абсолютных значениях несколько снижается и составляет около 20%. В то же время отмечено практически идентичное поведение полученных кривых. В начале голоцена в озере происходит подъем уровня воды, формирование торфянистой гиттии прекращается, начинают накапливаться тонкие органогенные илы. Накопление органического вещества в них растет на протяжении всего голоцена с некоторыми колебаниями, которые, несмотря на различие в абсолютных значениях, отмечены в обеих колонках. Важно отметить это совпадение, как общего тренда, так и незначительных флуктуаций.

Осадки в Святом озере и озере Большое Корзино в нижней части разрезов накапливались в морских условиях [Лудикова, 2018]. Процесс изоляции от моря выразился в резком увеличении содержания органического вещества (рост значений ппп на 20–40%). В озере Большое Корзино в ходе изоляции, длившейся около 200 лет, в отложениях, представленных пелитовыми слоистыми илами, в динамике органического вещества отмечен четкий спад с последующим восстановлением (диапазон ппп около 10%). Скорость осадконакопления для этого периода больше 1 мм/год. После изоляции от моря скорость осадконакопления в озерах составила около 0,35 мм/год. В Большом Корзино происходит второй резкий рост содержания органики в осадках до максимальных значений, каковые продолжают сохраняться до припл. 1800 кал. л.н., когда отмечается начало тренда к уменьшению значений ппп вплоть до современности. В Святом озере в ходе изоляции устанавливаются условия, когда сначала в осадках накапливается максимальное количество органического вещества, а затем происходит резкий спад. После окончательной изоляции в осадках снова отмечается рост содержания органического вещества и последующий современный спад.

Переход от минерального осадконакоплению к органогенному в отложениях «Надбанного» озера (остров Анзер) завершился около 11000 кал. л.н. Далее на протяжении почти всего разреза происходит рост содержания органического вещества, иногда постепенный, иногда резкий. Единственный спад отмечен в верхней части в осадках возраста около 1500–2000 кал. л.н. Скорость осадконакопления составила 0,16 мм/год.

В Среднем озере (Онежский полуостров) после начала органического накопления в структуре отложений выделено три ступени —

после изоляции озера отмечены максимальные значения ппп, далее большую часть разреза при значительных колебаниях значения ппп в среднем ниже, и наконец, в верхней части происходит еще одно снижение.

Органическое осадконакопление в Канозере (Кандалакшский берег) происходило без значительных колебаний, отмечен устойчивый рост содержания органики, начиная с 9200 л.н. [Сапелко и др., 2009], происходящий в течение всего голоцена с последующей стабилизацией. Скорость осадконакопления 0,27 мм/год.

В Треугольном озере (Кандалакшский берег) после изоляции от Канозера около 10400 л.н. скорость осадконакопления составила 0,13–0,16 мм/год. Начало органонакопления отмечено резким ростом содержания органического вещества, далее следует спад значений со стабилизацией и последующий, снова резкий подъем. Верхняя часть разреза представлена сплывом, накопление ее шло со скоростью 0,28 мм/год.

В Конюховском озере (Онежский полуостров) после начала органического осадконакопления около 10200 кал. л.н. отмечен первый максимум содержания органики, после чего озеро становится морским заливом [Лудикова, 2018] и характер осадконакопления меняется на минеральный. После изоляции от моря органическое вещество накапливается в осадках без существенных колебаний со скоростью около 0,13 мм/год.

В Пертозере (Онежский полуостров) колонки были отобраны в двух точках, расположенных на расстоянии 100 м друг от друга (при размерах озера 550х300 м). Глубины в точках пробоотбора составили 2,40 и 4,35 м соответственно, мощность вскрытых отложений 2,5 и 4,7 м соответственно. Скорость осадконакопления составила 0,14–0,16 и 0,45 мм/год соответственно. После изоляции от крупного приледникового бассейна около 11000 л.н. начинается резкий рост содержания органического вещества, с максимумом накопления около 10400 л.н. Далее происходит значительное снижение накопления органического вещества (падение ппп почти на 30%). После 6500 л.н. содержание органического вещества постоянно растет, отмечено 2 спада, последний из которых относится к концу субатлантики.

Отмечена корреляция между данными, полученными из двух колонок — так совпадают тренды к повышению/понижению накопления органики в осадках. При этом абсолютные значения ппп в одних и тех же периодах могут значительно отличаться. Так, например, минимальные значения в третьем периоде (перед началом

подъема) в колонке из точки 1 составили 6% с последующим ростом до 38 и 47%, то аналогичная амплитуда в колонке из точки 2 составила 18% — 44 и 47%. Падение содержания органического вещества в последнем периоде в абсолютных значениях ппп составило с 64 до 56% и с 64 до 48% соответственно.

Заключение

Проанализировано на ппп 11 озерных колонок. Полученные данные позволили оценить 1) динамику голоценовой продуктивности озер; 2) характер и размер погрешности результатов, возникающей при работе с отложениями из разных частей озерной котловины.

Органическое осадконакопление в семи исследованных озерах началось около 10500—11000 л.н. и связано с отделением от крупного приледникового бассейна. Из этого возрастного диапазона выделяется Канозеро, где органическое осадконакопление началось позже. В двух озерах органическое осадконакопление началось после отделения от Белого моря и возраст его начала зависит от высотной отметки порога стока водоема.

В большинстве озер отмечено: 1) резкий подъем содержания органического вещества в осадках после начала органического осадконакопления; 2) 2—3 периода с повышенным накоплением органического вещества; 3) уменьшение содержания органического вещества в верхней части разрезов.

В двух озерах проведен анализ колонок, отобранных в разных частях озерной котловины. Несмотря на расположение точек пробоотбора на разных глубинах принципиальная картина осадконакопления идентична и различается только в деталях (в первую очередь по скорости осадконакопления, реже изменению гранулометрического состава). Отмечено совпадение общих трендов к повышению/понижению накопления органики в осадках. При этом фиксируются значительные различия в абсолютных значениях содержания органического вещества и потеря некоторых флуктуаций в колонках с меньшей мощностью отложений.

Авторы выражают большую благодарность всем участникам полевых и лабораторных работ. Работа выполнена в рамках государственного задания ИНОЗ РАН по теме №0154-2018-0004 (№гос. регистрации 01201363380) и при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант №16-05-00727).

Литература

- [1] Леонтьев П.А., Греков И.М., Субетто Д.А., Кузнецов Д.Д., Колька В.В., Лудикова А.В., Потахин М.С., Сапелко Т.В., Сырых Л.С., Толстобров Д.С. Стратиграфия озёрных отложений Онежского полуострова, Белое море // Общество. Среда. Развитие. — 2016, №3. — С. 125—129.
- [2] Лудикова А.В. От моря к озеру: биоиндикационные признаки изоляционных процессов (в этом сборнике).
- [3] Сапелко Т.В., Лудикова А.В., Шумкин В.Я., Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А. Изменение природных обстановок южной части Кольского полуострова в поздне-последледниковье // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 2009. — С. 534—537.
- [4] Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Сапелко Т.В., Лисицын А.П., Евзеров В.Я., Беек П. (P. van Beek), Суо М. (M. Souhaut), Субетто Г.Д. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // Доклады Академии наук, 2012, том 446, №2. — С. 183—190.

ФЕНОМЕН РАЗВИТИЯ «СУХИХ» ТОРФЯНИКОВ ОСТРОВОВ БЕЛОГО МОРЯ

Кутенков С.А.¹, Кожин М.Н.², Головина Е.О.³, Стойкина Н.В.¹

На островах вдоль берегов Белого и Баренцева морей встречаются сухие торфяники, покрывающие их центральные части и пологие склоны крутизной до 15°. Торфяники зачастую имеют необычную сетчатую структуру поверхности, напоминающую полигонально-трещиноватые комплексы полигональных болот — выпуклые торфяные блоки полигональной формы, разделенные узкими трещинами, глубоко, иногда до основания, прорезающими торфяную залежь. При этом в трещинах отсутствуют клинья мерзлоты, а размеры блоков (4–25 кв.м.) значительно меньше, чем в арктических полигональных болотах. Торф относительно сухой, мощностью до 80, редко 140–160 см. Торфяники встречаются как на скальных, так и на перекрытых морскими рыхлыми (галькой, песком) отложениями островах.

Современная растительность представлена ксероморфными безлесными сообществами, основными компонентами которых являются эрикоидные кустарнички — прежде всего *Empetrum hermaphroditum*, а также *Vaccinium uliginosum*, *V. vitis-idaea*, *Arctous alpina*, лишайники (*Cladonia arbuscula*, *C. rangiferina*, *Flavocetraria nivalis*, *Cetraria islandica*, *Bryocaulon divergens*) и *Rubus chamaemorus*. Из мохообразных обычны *Dicranum elongatum*, *Ptilidium ciliare* и *Pohlia nutans*, реже встречается *Polytrichum strictum*. На некоторых полигонах имеются пятна дефляции, зарастающие *Ochrolechia frigida*. На некоторых островах наблюдается современное облесение данных торфяников.

В работе рассмотрены два пути развития торфяников: как результат постоянного сухого торфонакопления и как результат пересыхания более влажных болот.

Первый путь развития, с инициацией торфоотложения в сухих вороничниках наблюдается на многих островах Кандакшского залива (Южный Заяцкий, Молочница, Песчанка, Кибринские, Поперечные и другие луды). Торфяная залежь в этом случае достаточно однообразна по составу по всей глубине и состоит целиком из ку-

старничкового торфа. Степень разложения 20–30% и только в зоне контакта с минеральным дном до 40–50%. Высота залегания таких торфов в заливе начинается от 4 м н.у.м. и достигает 12–15 м.

В ряде торфяников в узком придонном слое (1–3 см) наблюдается содержание остатков пушицы от 15 до 75%. Данные, крайне тонкие, слои торфа с пушицей, залегающие на минеральном основании могут являться результатом развития пушицевых сообществ на начальных этапах торфонакопления в условиях незначительных понижений минерального дна. При нарастании торфа сообщества быстро сменились кустарничковыми. Еще в двух случаях наблюдались более глубокие, 10 см слои придонного пушицевого (60%) торфа, однако данные участки расположены в небольших проточных скальных ложбинах. Другие разрезы в пределах этих же островов не выявили наличия здесь сплошного базального слоя, соответствующего сырой стадии развития болота.

Таким образом, можно констатировать торфонакопление сухими вороничными сообществами на островах Белого моря. Е.Н. Руднева и В.Д.Тонконогов [1964], исследовавшие подобные торфяники на Айновых островах (Баренцево море) связывают их развитие с двумя факторами: сравнительно высокие летние температуры и значительная продолжительность вегетационного периода, при почти круглосуточном световом дне, стимулирует быстрый рост зеленой вегетативной части растительности; высокая относительная влажность и повышенное количество осадков, сравнительно низкая температура осенних и весенних месяцев способствует замедленному разложению и «энергичному сухому торфонакоплению». Это в равной степени относится и к островам Кандакшского залива. Сюда же можно добавить отсутствие леса и климатические условия, оптимальные для развития густых ковров вороники, приводящие к формированию массы одревесневших слаборазлагаемых остатков.

Коэффициент линейной регрессии глубины отдельных участков торфяников (исключая трещины) и их гипсометрического положения составляет 0,03 при $R^2=0,31$ и $n=260$. Таким образом, с повышением положения на 1 метр глубина торфа возрастает, в среднем, на 3 см. Низкое значение коэффициента детерминации, вероятно, связано с действием других факторов (крутизна склона, механический состав материнской породы, экспозиция, удаленность от берега), неучтенных в анализе. Полученная зависимость также позволяет, с учетом литературных данных о скорости поднятия суши в исследуемом районе в последние 4 тыс. лет (Романенко, Шилова, 2012; Коль-

¹ Кутенков С.А., Стойкина Н.В. — ИБ КарНЦ РАН, Петрозаводск.

² Кожин М.Н. — МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

³ Головина Е.О. — БИН РАН, Санкт-Петербург.

ка и др., 2013) предположить среднюю скорость торфонакопления сухими вороничниками — 0,15 мм/год.

Второй путь развития, связанный с пересыханием сырых болот отражен в ряде залежей островов горла, Карельского берега и Порей губы Белого моря [Кутенков, Стойкина, 2010; Kutenkov et al., 2018]. А также в Кандалакшском заливе на островах Киврейха и Северный Заяцкий — имеющих наиболее высокое положение из исследованных нами в заливе.

В данных залежах выявляется два основных слоя торфа — придонный, степенью разложения 35–50%, состоящий преимущественно из остатков пушицы и перекрывающий его слой кустарничкового торфа степенью разложения 20–30%, в котором почти до самой поверхности в небольшом количестве сохраняются остатки пушицы. Иногда к основным торфообразователям верхнего слоя добавляется *Dicranum elongatum*. Таким образом, инициальной стадией развития торфяников в данном случае явилось образование влажных пушицевых ковров, занимающих значительные части поверхности островов и повторяющих форму рельефа, что подтверждается закладкой стратиграфических профилей торфяников из серий разрезов.

По условиям формирования — на вершинах и склонах, на бедных подстилающих породах, в условиях атмосферного питания, такие палеосообщества пушицы в наибольшей степени соответствовали современным болотам-плащам (blanket bogs), чья восточная граница в настоящий момент в Европе проходит значительно западнее Белого моря [Moen et al., 2017].

Необходимым условием развития подобных болот-плащей является прохладный гумидный климат. Сравнение климатических показателей регионов современного распространения болот-плащей [Parviainen, Luoto, 2007; Gallego-Sala et al., 2016] и территории Белого моря показывает, что если их температурные индексы достаточно близки, то показатели, связанные с водным балансом отличаются существенно. Так, нижний предел уровня осадков для региона данных болот составляет около 1000 мм/год, тогда как для исследуемой территории он варьирует от 389 до 514 [Толстиков, 2016]. Определяющее значение имеет индекс увлажнения [Gallego-Sala et al., 2016] (отношение осадков к общему испарению), который для региона распространения болот-плащей превышает 2,1. Для исследуемой территории индекс увлажнения составляет менее 1,5. Расчеты с использованием формул, предложенных Ю.А. Сало и соавторами [2016] и учитывающих зависимость испарения от осадков показывают, что для создания условий формирования болот-плащей при со-

хранении существующей температуры уровень осадков должен был превышать современный более чем на 70%.

Второй стадией развития торфяников явилось их обсыхание. Пушицевые сообщества сменились ксероморфными кустарничково-моховыми и кустарничково-лишайниковыми. Поверхность торфяников разбили трещины усыхания. Наиболее вероятной причиной данных изменений представляется снижение уровня осадков и, в целом, гумидности климата. Торфонакопление при этом сохраняется, верхние слои залежи и современная растительность торфяников, развившихся двумя описанными путями в настоящий момент практически не различаются.

Гипсометрическое положение торфяников предполагает их формирование после морских регрессий середины голоцена, это же подтверждает ряд имеющихся у нас датировок, наиболее старым из которых около 4000 лет. Таким образом, можно сделать заключение о значительных изменениях климатических параметров, в частности связанных с водным балансом, над акваторией Белого моря в последние тысячелетия.

Работа проводится в рамках проекта РФФИ №16-05-00644 и госзадания ИБ КарНЦ РАН (№г.р. АААА-А17-117031710038-6).

Литература

- [1] 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 поелка Умба // Известия РАН. Серия географическая. 2013. №1. — С. 73–88.
- [2] Кутенков С.А., Стойкина Н.В. Реликтовые торфяники островов Белого моря // Труды КарНЦ РАН. 2010. №1. — С. 52–56.
- [3] Романенко Ф.А., Шилова О.С. Последледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // Докл. РАН. 2012. №4. — С. 544–548.
- [4] Руднева Е.Н., Тонконогов В.Д. Отчет о полевых почвенно-картографических исследованиях, проведенных на Большом и Малом Айновых островах летом 1964 года. Рукопись в Научном архиве Кандалакшского государственного заповедника., Инв. №70 В–172. — 32 с.
- [5] Сало Ю.А., Назарова Л.Е., Балаганский А.Ф. Расчет испаряемости и суммарного испарения с водосборов Северо-Запада России // Труды КарНЦ РАН, №9. 2016. — С. 95–101.

- [6] Толстиков А.В. Изменчивость температуры поверхностного слоя Белого моря. М: ГЕОС, 2016. —212 с.
- [7] Gallego-Sala A.V., Charman D.J., Harrison S.P., Li G., Prentice I.C. Climate-driven expansion of blanket bogs in Britain during the Holocene *Clim. Past* 12. 2016. — P. 129–136.
- [8] Kutenkov S.A., Kozhin M.N., Golovina E.O., Kopeina E.I., Stoikina N.V. Polygonal patterned peatlands of the White Sea islands // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, Volume 138, conference 1. 2018. Электронный ресурс. DOI 10.1088/1755-1315/138/1/012010. <http://iopscience.iop.org/article/10.1088/1755-1315/138/1/012010/pdf>.
- [9] Moen, A., Joosten, H. & Tanneberger, F. (2017) Mire diversity in Europe: Mire regionality. In: Joosten, H., Tanneberger, F. & Moen, A. (eds.) *Mires and peatlands of Europe: Status, distribution and conservation*. Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, —97–149.
- [10] Parviainen M., Luoto M. Climate envelopes of mire complex types in Fennoscandia. *Geogr. Ann.* 89, 2. 2007. —P 137–151.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТИ МОРСКОГО ДНА

Ландик А.С.¹

В данном исследовании предпринята попытка сравнения возможностей моделирования поверхностей с использованием языка статистики R относительно более традиционных и узкоспециализированных инструментов, что помогает понять как выбор инструмента влияет на процесс, скорость и результаты моделирования. Исследование основывается на упрощенном воспроизведении всех этапов моделирования и описания возможностей языка R на каждом из этапов (получение данных, обработка данных, исследование, моделирование, валидация результатов, публикация результатов).

В качестве показательных примеров использовались сгенерированные псевдослучайным алгоритмом матрицы высот (рис. 1) поверхности вулкана и дна озера. На этапе получения данных была продемонстрирована возможность использования большого количества популярных форматов (csv, excel, sas, rds, sql и др.), а так же использования языка запросов SQL для форматирования данных.

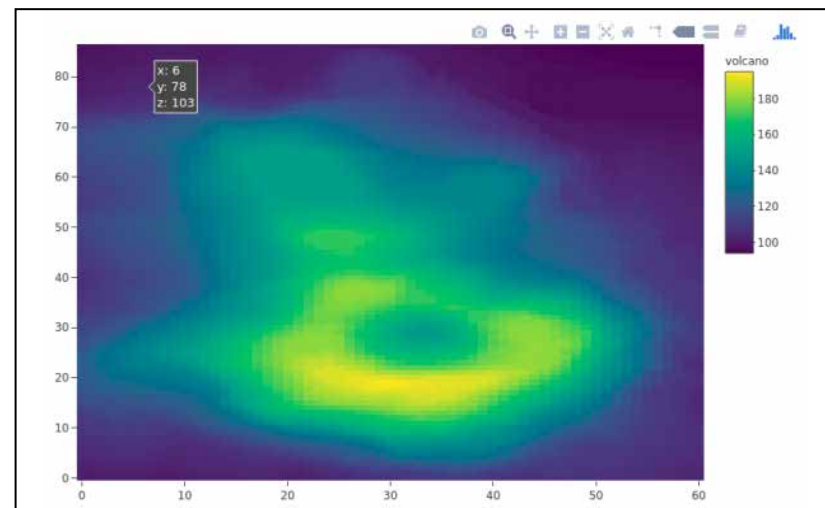


Рис. 1. Тепловая карта высот

¹ Ландик А.С. — МГУ им. Ломоносова, факультет биоинженерии и биоинформатики, Москва.

Этап обработки данных был освещен в виде работы с форматами данных `data.frame`, `data.table`, а также в бинарном формате. Была показана возможность быстрого преобразования и очистки данных для последующего исследования. Этап исследования представлен рассмотрением возможностей визуализации данных пакетами `ggplot2` и `plotly` для поиска, построения и проверки закономерностей и последующего построения модели. Этапы построения модели и визуализации были рассмотрены на примере генерации и моделирования поверхностей вулкана (рис. 2) и дна озера (рис. 3).

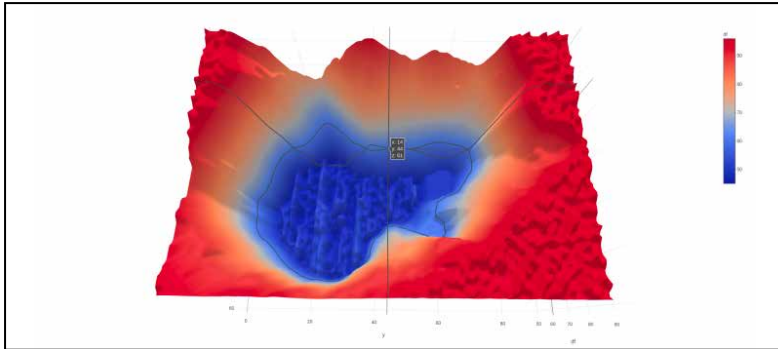


Рис. 2. Интерактивная 3D модель поверхности дна озера.
Цветовой градиент соответствует изменению высоты

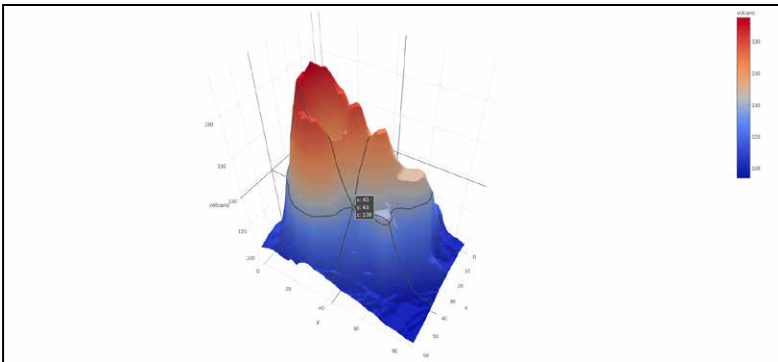


Рис. 3. Интерактивная 3D модель поверхности вулкана

Были показаны преимущества языка R в интерактивной работе с 3D изображением, отсутствие усложняющих работу не технического специалиста настроек сцены (проекция, перспектива, освещение,

кадрирование и др.), возможности быстрого внесения изменений в модель, возможности работы с несколькими отдельными моделями или несколькими субмоделями образующими слои единой модели (рис. 4). Возможности языка статистики R для проверки и оценки данных были показаны сравнением моделей построенных разными подходами, широкими методами статистики и отладки (поиска ошибок и выбросов). Получение и публикация результатов представлена использованием R Markdown (экспорт в веб, экспорт в популярные форматы: pdf, powerpoint, jpg, doc и др.) и R Notebook.

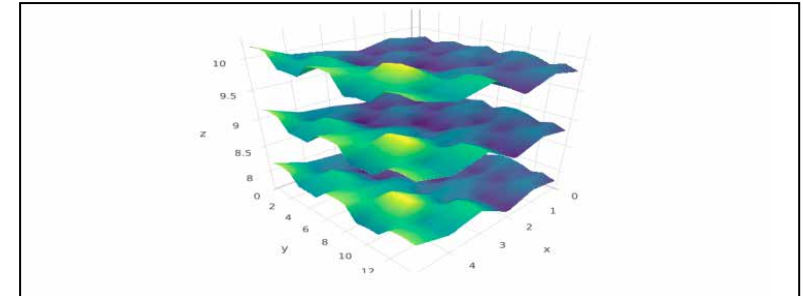


Рис. 4. Пример использования нескольких субмоделей на одной сцене для моделирования расслоения

Выводы

Язык R имеет низкий порог входа для не технического специалиста и широкий функционал для работы на всех этапах процесса моделирования. Наличие большого количества пакетов позволяют тонко настраивать инструментарий для каждого из этапов. Гибкость и скорость работы позволяют «на лету» проверять новые перспективные техники и гипотезы. С другой стороны, язык R имеет ряд ограничений относительно оптимизации работы с памятью, работы с масштабными проектами и надежности новых пакетов.

Литература

- [1] Maindonald J.H. and Braun W.J. 2003. Data Analysis and Graphics Using R – An Example-Based Approach. Cambridge University Press.
- [2] Шипунов А.Б., Балдин Е.М., Волкова П.А. и др.: Наглядная статистика. Используем R!, 2014, Электронное издание.
- [3] Роберт И. Кабаков: R в действии. Анализ и визуализация данных на языке R (перевод с английского), 2014, Электронное издание.

ВЛИЯНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ЭКОЛОГИЮ ПРИУСТЬЕВОГО УЧАСТКА Р. ВАРЗУГА (ТЕРСКИЙ БЕРЕГ БЕЛОГО МОРЯ)

Липка О.Н.¹, Крыленко И.В.²

В последнее десятилетие в с. Кузомень, расположенном в нижнем течении р. Варзуга (Терский берег Белого моря), возникла неблагоприятная ситуация, связанная с начавшимся разрушением ранее неразмываемого высокого правого берега реки в пределах жилой застройки (4,5–5 км выше устья реки). Уже отмечается подмыв приусадебных участков и хозяйственных построек, при продолжении отступления берега возникнет угроза жилым домам. Другим проблемным участком является сегмент подмываемого вогнутого правого берега протяженностью около 1,5 км в вершине развивающейся речной излучины в 4–5 км выше с. Кузомень (урочище Лудка, 7,2–8,6 км). Всемирным фондом дикой природы было проведено исследование для выяснения причин изменения русла (включая вклад изменения климата последних десятилетий и изменения уровня моря) и определения их вклада в процесс динамики берегов.

Река Варзуга берет начало в центральной части Кольского полуострова, течет в общем направлении на юг и впадает в Белое море. Протяженность р. Варзуги — 254 км, площадь водосбора в устье — 9840 км², средняя высота водосбора — 160 м. Общее падение реки составляет 189 м, средний уклон — 0,75‰ (м/км) [Государственный водный кадастр..., 1978; 1985; 1987; Ресурсы поверхностных вод..., 1963, 1970]. По водному режиму [Львович, 1945] р. Варзугу принято относить к рекам с преимущественно снеговым питанием и весенним половодьем. Для Варзуги характерен т.н. восточноевропейский тип гидрологического режима [Зайков, 1946] с низкой устойчивой зимней меженью, высоким весенним половодьем, довольно низкой летне-осенней меженью, прерываемой относительно небольшими дождевыми паводками.

Для оценки вклада изменений климата в изменение русла р. Варзуга были обработаны данные метеостанций в с. Варзуга и бли-

жайших населенных пунктах с начала прошлого века по 2015–2016 гг. [Булыгина и др.; гр5], тематические карты [Атлас Мурманской области, 1971, Национальный Атлас России, 2004], литературные данные [Научно-прикладной справочник..., 1966, 1968; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1991; Оценочный доклад..., 2008; Второй оценочный доклад..., 2014]. Происходившие на протяжении столетий изменения климата в бассейне р. Варзуги были достаточно плавными и носили разнонаправленный характер. Однако в последние десятилетия климат меняется быстро, что проявляется не только в повышении среднегодовой (на 2 °С с 1976 г.) и сезонной температуры (на 1 °С за последние 10 лет во все сезоны, кроме лета), но и в сдвиге дат таяния снега и вскрытия рек ото льда на более ранние сроки, сокращении снеготопливных запасов и глубины промерзания почвы, увеличении общего количества (почти на 100 мм с 1976 г.) и изменении режима выпадения осадков (увеличение количества осадков зимой, рост риска экстремальных осадков). В целом по России в связи с изменениями климата отмечается рост числа опасных гидрометеорологических явлений, к которым относятся, в том числе, наводнения [Доклад об особенностях климата..., 2017].

Для оценки величины изменений стока воды в связи с изменением количества и режима выпадения осадков были сопоставлены осредненные за десятилетия годовые расходы за первую (1936–1941, 1943–1946 гг.) и последнюю (2004–2013 гг.) десятилетки имеющегося ряда наблюдений на гидрологическом посту р. Варзуга — с. Варзуга. За первые 10 лет наблюдений средний годовой расход составил 76,5 м³/с, за последние — 98,4 м³/с. Таким образом, относительное увеличение водоносности реки менее чем за 80 лет составило около 30%. По сравнению со средним за весь период наблюдений (83,6 м³/с), относительное увеличение стока воды в начале XXI века составило 18%. Отмеченное для р. Варзуги заметное увеличение водоносности хорошо соотносится с региональными тенденциями изменения стока, обусловленными глобальными изменениями климата [Второй оценочный доклад..., 2014].

В настоящее время из всех климатообусловленных явлений наибольшее влияние на русловые процессы в низовье реки оказывают наводнения в период весеннего половодья, особенно вызванные образованием ледовых заторов. Их сила зависит не только от климатических факторов (таяние снега и его запасы, температурный режим), но также от конфигурации русла, а также режима самого ледохода. В ближайшие десятилетия ожидается усиление влияния на морфодинамику русла и устьевой области р. Варзуги повышения уровня

¹ Липка О.Н. — Всемирный фонд дикой природы (WWF), Москва.

² Крыленко И.В. — Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

Белого моря (в рамках общего подъема уровня Мирового океана), связанного с глобальными изменениями климата. Прогнозируемое повышение составляет не более 0,5 м к концу XXI века [IPCC, 2013].

В геологическом масштабе Терский берег Белого моря в новейшее время испытывает поднятие, признаком чего являются древние береговые валы на взморье и комплекс разновысотных речных террас. Литературные данные достаточно противоречивые. В целом в южной части Кольского полуострова и на прилегающих островах Белого моря после ледникового периода шло гляциоизостатическим поднятие берега со скоростью 3,1–4,5 мм/год. Однако в настоящее время, на фоне общего подъема Балтийского щита, отмечается слабое погружение юго-восточного побережья Кольского полуострова и некоторых его центральных частей [Введенская, Дертев, 2007]. При этом блок суши к западу от долины р. Варзуги воздымается быстрее, чем тектонический блок в устье Варзуги и блок восточнее Варзуги [Зарецкая, Репкина, 2015]. В описании к Государственной геологической карте... [2001], напротив, утверждается об опускании побережья восточнее устья Варзуги со скоростью от –0,8 до –2,5 мм/год.

Долговременные линейные изменения уровня моря, наблюдаемые на береговых станциях, обусловлены и вертикальными движениями земной коры, и климатическими изменениями. В 1993–2011 гг. наблюдается постепенный рост уровня Белого моря со средней скоростью 0,31 см в год, что соответствует средней скорости роста уровня Мирового океана. Т.е., уровень Белого моря за последние 20 лет вырос примерно на 6 см [Второй оценочный доклад, 2014].

Суммируя полученные сведения, можно сделать следующие выводы о влиянии современных изменений климата на гидрологический режим и экологию приустьевое участка р. Варзуга:

Анализ гидрометеорологической информации позволяет сделать вывод о статистически значимых изменениях климата и гидрологического режима в приморской части бассейна р. Варзуги. С конца XX века прослеживается повышение температуры воздуха во все сезоны года, возрастание количества осадков, увеличение годового стока воды и доли стока зимней и летней межени в годовом водном балансе.

Отмечаемые изменения внутригодового распределения стока соответствуют смягчению (уменьшению степени континентальности) климата. В настоящее время, в начале XXI в., по типу водного режима р. Варзуга уже не является рекой с преимущественно снеговым питанием. Ее водное питание стало смешанным, с преобладанием снегового и высокой долей дождевого и грунтового стока.

В районе гидрологического поста р. Варзуга – с. Варзуга в последние два десятилетия прослеживается увеличение частоты и размеров ледовых заторов и вызываемых ими наводнений. Предположительно, это связано с более ранними сроками наступления снеготаяния и взлома льда под воздействием участвовавших в отдельные годы вторжений теплых и влажных морских воздушных масс в начале весеннего периода.

Отмеченные изменения климата и климатообусловленных элементов водного режима полностью соответствуют региональным тенденциям современных глобальных климатических изменений [IPCC 2013, 2014, Второй оценочный доклад..., 2014]. Наиболее значимыми по воздействию на динамику русла устьевое участка р. Варзуги являются следующие аспекты глобальных климатических изменений:

- уменьшение степени континентальности климата будет способствовать увеличению водного стока и выравниванию внутригодового распределения стока. При этом влияние на максимальные расходы воды и частоту экстремальных наводнений требует дополнительного изучения;
- повышение уровня моря: а) будет способствовать дальнейшему распространению вверх по реке приливно-отливных колебаний уровня, циркуляции течений и проникновению морских вод; б) приведет к смещению участка направленной аккумуляции речных наносов в вершину приустьевое расширения (эстуария) р. Варзуги или еще выше, на устьевой участок реки. Это, в свою очередь, может повлечь смену морфодинамических типов русла и направленности русловых деформаций на значительном протяжении нижнего течения реки; в) повышение абсолютных отметок уровней полной воды в прилив будет способствовать увеличению абразии берегов на участке приустьевое расширения р. Варзуги;
- возможные более сильные штормы при ожидаемом увеличении частоты формирования крупных циклонических образований. В первую очередь штормовая переработка морских берегов может привести к значительным изменениям на устьевом взморье – смене положения и размеров устьевых кос, ложбины, отмелей на бере. Все это повлияет на условия циркуляции воды и приливно-отливные процессы в пределах приустьевое расширения русла р. Варзуги. Другие возможные последствия сильных штормов – разрушение речных берегов в приустьевом расшире-

нии при ветро-волновой абразии, развеивание незакрепленных массивов бугристых песков.

Современные климатические изменения уже оказывают воздействие на водный сток и сток наносов, их режим, изменения уровня моря, но пока еще не нашли своего заметного отражения в морфодинамике русла р. Варзуги и ее устьевого взморья. Это, вероятно, связано со следующим:

- а) пока еще небольшом изменении перечисленных основных факторов руслоформирования (водного и твердого стока, частоты экстремальных явлений, уровня моря и пр.);
- б) определенной устойчивостью речных природных комплексов (и русла реки как их составной части) к внешним воздействиям (своего рода «запас прочности»);
- в) малой продолжительностью периода климатических изменений и инерционностью — для проявления в морфологии русла значимых изменений направленности/скорости русловых процессов должно пройти определенное время, которое при текущей интенсивности руслоформирующих процессов исчисляется десятилетиями или даже столетиями.

Современные климатические изменения (повышение температуры, увеличение количества осадков, снижение средней скорости ветра), скорее всего, будут благоприятны для закрепления растительностью развеваемых массивов Кузоменских бугристых песков.

Знание закономерностей русловых процессов в общем и эволюции речных излучин в частности позволяет достаточно уверенно прогнозировать дальнейшее направление русловых деформаций на проблемных участках, но только при условии сохранения неизменными природной обстановки, основных факторов руслоформирования и отсутствии техногенных вмешательств:

- для с. Кузомень через 10–15 лет ожидается ослабевание размывов правого берега в северной части села (где сейчас наблюдаются наибольшие скорости отступления берега) и некоторое усиление подмыва ниже по течению, ближе к центру села, где сейчас склон защищен узкой отмелью-косой. В более отдаленном будущем (30–50 лет) стрежень р. Варзуги напротив села Кузомень сместится ближе к левому берегу и разрушение правого берега прекратится;
- для участка активно размываемого берега в урочище Лудка в 7–9 км выше устья в ближайшие десятилетия скорость отступления берега будет близкой к современной и составит в среднем 1,0–1,2

м/год. За 50 лет прогнозное наибольшее смещение берега не превысит 70 м. В более отдаленном будущем размывы в урочище Лудка ослабнут, в центральной и нижней части существующего яра произойдет относительная стабилизация положения берега.

В историческом масштабе (ближайшие века) нет оснований для высказываемого местными жителями опасения «спрямления» Варзуги через наиболее узкое место (900 м) перешейка между рекой и морем вследствие отступления берега в урочище Лудка.

Произошедшие и происходящие на участке р. Варзуги в ее нижнем течении русловые деформации по своей интенсивности и направленности не являются аномальными и не выходят за рамки ранее наблюдавшихся многолетних русловых переформирований. Поэтому можно полагать, что они не могут быть критичны по воздействию на поголовье рыбы (в том числе и семги), ее кормовую базу и условия нагула и зимовки. Предположения о сокращении численности популяции семги вследствие обмеления русла и значительного выноса песка в реку (который забивается в жабры и т.д.) представляются необоснованными.

Исследование проведено при поддержке Всемирного фонда дикой природы (WWF) России в рамках Баренц-Балтийской программы «Природа и человек», финансируемой Шведским агентством по развитию Sida.

Литература

- [1] Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО) // <https://gmvo.skniivh.ru>.
- [2] Атлас Мурманской области. М: Картографическая фабрика №2, 1971. — 33 с.
- [3] Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коришнуова Н.Н., Швеи Н.В. Описание массива данных месячных сумм осадков на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных №2015620394. <http://meteo.ru/data/158-total-precipitation#описание-массива-данных>.
- [4] Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швеи Н.В. Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных №2014621485. <http://meteo.ru/data/156-temperature#описание-массива-данных>.
- [5] Введенская А.Я., Дертев А.К. Современная геодинамика, битуминосность и газоносность Кольского полуострова // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. Т. 2.

- [6] Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. — М.: Росгидромет, 2014. — 1008 с.
- [7] Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II Белое море. Вып. 1 Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 240 с.
- [8] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-(35)-37. Кировск. Объяснительная записка. СПб, 2001. —602 с.
- [9] Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. 1985 г. Часть 1 и 2. Т.1 РСФСР. Выпуск 6 Бассейны рек Кольского полуострова. — Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1987.
- [10] Государственный водный кадастр. Основные гидрологические характеристики (за 1971—1975 гг. и весь период наблюдений). Т. 1. Кольский полуостров —Л.: Гидрометеоиздат, 1978. —147 с.
- [11] Государственный водный кадастр. Раздел 1. Поверхностные воды. Серия 2. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Часть 1 и 2. Т. 1 РСФСР. Выпуск 6. Бассейны рек Кольского полуострова. — Л.: Гидрометеоиздат, 1985.
- [12] Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2016 год. — М.: Росгидромет, 2017. —70 с.
- [13] Зайков Б.Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР // Труды НИУГМС. —Л. —М. Серия IV, 1946. Вып. 38. — С. 3—173.
- [14] Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю. Новые данные по истории Терского берега Белого моря в голоцене (район устья р. Варзуги). //Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т.III. — М.: ГЕОС, 2015. — С. 186—189.
- [15] Львович М.И. Элементы режима рек земного шара. — М.: Гидрометеоиздат, 1945. 126 с.
- [16] Научно-прикладной справочник по климату СССР. Выпуск 02. Ветер. Л.: Гидрометеоиздат, 1966.
- [17] Научно-прикладной справочник по климату СССР. Выпуск 02. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968.
- [18] Национальный атлас России Том. 2. Природа и экология. — М.: ФГУП «ГОСГИСЦЕНТР», 2004. — 495 с.
- [19] Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т.1 Изменение климата. — М.: Росгидромет, 2008. —228 с.
- [20] Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 1. Кольский полуостров. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970. —318 с.
- [21] Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т. 1. Кольский полуостров. Л.: Гидрометеоиздат, 1963. 134 с.
- [22] IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, — 1535 pp.
- [23] IPCC, 2014: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, — 1132 pp.
- [24] gp5.ru: <https://gp5.ru> — «Расписание Погоды». Использованы данные с 01 февраля 2005 г. по 31 декабря 2016 г. Метеостанция Варзуга, Россия, WMO_ID=22334. Метеостанция Умба, Россия, WMO_ID=22324.

ВОССТАНОВЛЕННЫЕ СОЕДИНЕНИЯ СЕРЫ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ОЗЕР ОТДЕЛЯЮЩИХСЯ ОТ БЕЛОГО МОРЯ

Лосюк Г.Н.¹, Кокрятская Н.М.¹

В окрестностях Беломорской биологической станции им. Н.А. Перцова МГУ проводятся комплексные исследования озер, находящихся на разной стадии отделения от Белого моря. Эти озера образовались в результате постгляциального поднятия Кольского берега Белого моря. В результате такого отделения в озерах установились уникальные гидрохимические условия. В придонных горизонтах озер сложились благоприятные условия для процесса сульфатредукции, а именно наличие аноксигенных условий, достаточного количества органического вещества и сульфатов.

В результате деятельности сульфатредуцирующих микроорганизмов в придонных горизонтах этих озер идет накопление значительных количеств сероводорода. Но процесс анаэробного восстановления сульфатов продолжается и в донных осадках озер. Поэтому целью данного исследования является изучение параметров процесса сульфатредукции в донных отложениях, отделяющихся от Белого моря озер.

Объектами исследования являются четыре озера, находящихся на разной стадии отделения от моря. Это лагуна на Зеленом мысу, озеро Кисло-Сладкое, Нижнее Ершовское и озеро Трехцветное. По происхождению они представляют собой участки морских акваторий, отделившихся в результате поднятия дна и берегов залива (средняя скорость поднятия Кольского берега Белого моря 3–4 мм/год) [Краснова и др., 2014]. Для всех исследуемых озер характерна небольшая площадь водосбора, минимальное ветровое перемешивание из-за густого лесного массива на берегах озер. Общим для всех озер также является низкое содержание и отсутствие кислорода в придонных горизонтах, формирование аноксигенной зоны и сероводородного заражения.

Пробы донных осадков были отобраны в марте 2013 года в наиболее глубокой части котловин озер ударной прямооточной грунтовой трубкой Aquatic Research Instruments шагом в 5 см. Пробы ДО анализировались на содержание восстановленных форм серы по методике систематического фазового анализа, разработанной в лаборатории геохимии Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН [Волков, Жабина, 1980], содержание органического углерода и

азота проводили методом сухого сжигания с последующим газохроматографическим разделением газовой смеси на С, Н, N-анализаторе фирмы «Hewlett-Packard». Гидрохимические параметры озер были определены ранее [Краснова и др., 2014; Лосюк, Кокрятская, 2015; Losiuk et al., 2015]

Лагуна на Зеленом мысу связана с морем через небольшой пролив, через который поступает морская вода во время каждого прилива. Соленость придонных горизонтов в озере достигает 27–28‰. Содержание сероводорода максимально в аноксигенном придонном горизонте и достигало в разные сезоны от 60 до 120 мг/л. Донные осадки в лагуне представлены обводненными илами важностью от 88% на поверхности донных осадков до 68% в толще. Среднее содержание органического углерода составляет (здесь и далее в расчете на сухой остаток) 5,9%, органического азота 0,8%.

Средняя концентрация сульфатной серы ($S_{\text{слф}}$) в донных осадках лагуны на Зеленом мысу (Рисунок 1) около 1%, максимальные значения определены в верхних 20 см (до 1,4%) и уменьшаются по мере погружения в толщу. Содержание кислоторастворимой сульфидной серы (S^{2-}) колеблется около 0,014% и примерно однородно по колонке. Концентрация пиритной серы ($S_{\text{пир}}$) увеличивается с глубиной от 0,04 до 0,52% на глубине 45 см. Такая же зависимость характерна и для элементной серы ($S_{\text{эл}}$) (максимальные значения определены на глубине 40–45 см 0,56%). Среднее содержание органической серы ($S_{\text{орг}}$) (диагенетической и непосредственно накопленной организмами в течение жизни) однородно по всей колонке донных осадков и составляет около 0,24%.

Сумма всех четырех форм восстановленных соединений серы в донных осадках лагуны на Зеленом мысу (это сульфидная, пиритная, элементная и органическая) составляют в сумме общую восстановленную серу осадков ($\Sigma S_{\text{H}_2\text{S}}$), количество которой увеличивается с глубиной от 0,31 до 0,95%. Наибольший вклад в общую восстановленную серу осадков вносит органическая и пиритная формы серы.

Озеро Кисло-Сладкое сохраняет связь с морем через каменистый порог — периодически в озеро поступает морская вода (во время сильных приливов и нагонов). В озере наблюдается пресный верхний слой до глубины 1 м, далее соленость возрастает до 25‰. За время исследований содержание сероводорода менялось в зависимости от сезона от 20 мкг/л до 100 мг/л. Донные осадки озера представлены также обводненными илами с влажностью от 92 на поверхности до 59% в толще, среднее содержание органического углерода 8,1%, органического азота около 1%.

¹ Лосюк Г.Н., Кокрятская Н.М. — ФБГУН ФИЦКИА РАН, Архангельск.

Количество сульфатной серы (SO_4^{2-}) в озере Кисло-Сладком (Рисунок 2) составляет в среднем 0,26%. Максимальные значения обнаружены на горизонте 20 см (0,49%), минимальные в верхних 10 см осадка. Содержание сульфидной серы максимально на горизонте 10 см (0,019%), ниже уменьшается до 0,004%. Среднее содержание пиритной серы 0,19%, по мере погружения в толщу осадка идет небольшое увеличение концентрации $S_{\text{пир}}$ (максимальное количество 0,36% на глубине 40 см). Органическая сера распределена в колонке осадка довольно равномерно (среднее содержание 0,22%), максимум на горизонте 15 см (0,36%). Количество общей восстановленной серы увеличивается от поверхности донных отложений до горизонта 20 см (0,63%), ниже распределение равномерное. Наибольший вклад

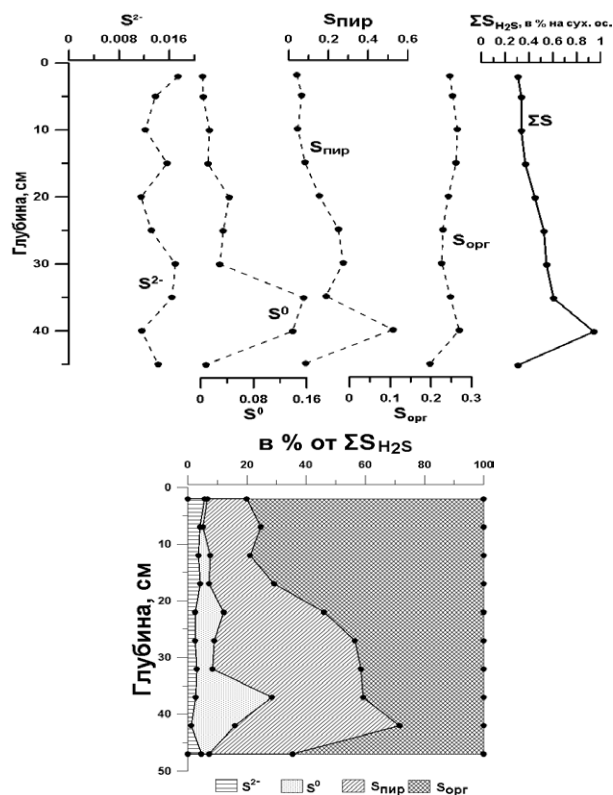


Рис. 1. Восстановленные соединения серы в донных осадках лагуны на Зеленом мысу

в $\Sigma S_{\text{H}_2\text{S}}$ вносят органическая и пиритная формы серы. По мере погружения в осадки доля органической формы уменьшается, а доля пиритной возрастает.

Озеро Нижнее Ершовское считалось полностью отделившимся водоемом до 2011 года, когда осенью во время сильного нагона в него попала соленая вода. В настоящее время солоноватые воды (около 3 ‰) наблюдаются только в придонном горизонте в самой глубокой части котловины водоема, верхние слои – пресные. Концентрации сероводорода в озере менялись от 10 до 200 мг/л (максимальные значения были определены в сентябре 2013 года).

Донные осадки озера представлены илами с влажностью от 90% на поверхности до 80% в толще. Среднее содержание органического углерода 8%, органического азота 0,8%.

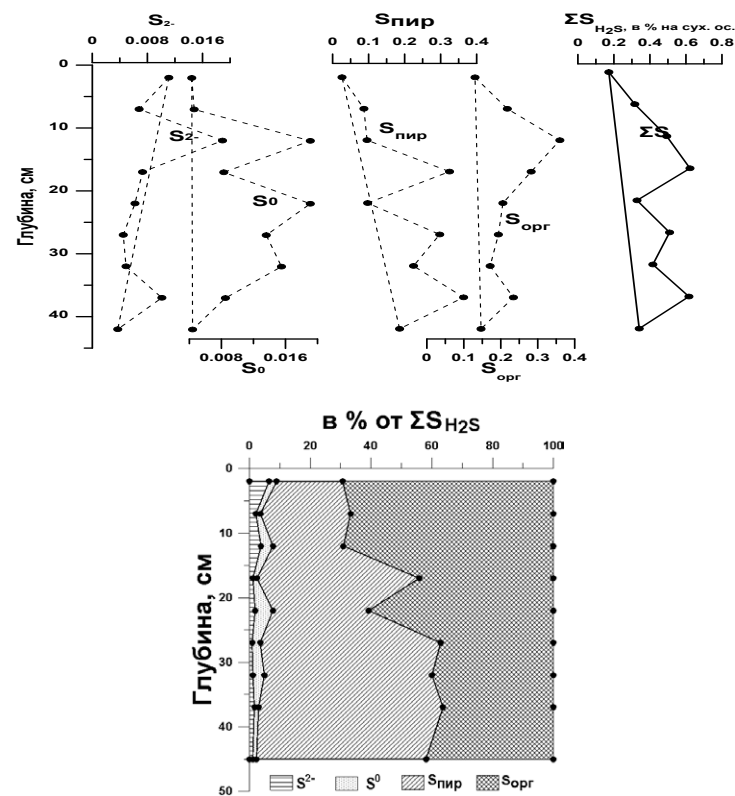


Рис. 2. Восстановленные соединения серы в донных осадках озера Кисло-Сладкое

Количество сульфатной серы в донных осадках озера Нижнее Ершовское (Рисунок 3) минимально в верхних 5 см осадка (0,57%), ниже этого горизонта среднее содержание около 1,2%). Распределение сульфидной серы равномерно по всей толще, среднее содержание 0,017%. Максимальное количество пиритной серы обнаружено на горизонте 15 см (0,21%) при среднем содержании по колонке 0,047%. При этом содержание элементной серы минимально на этом горизонте (0,002%). Среднее содержание элементной серы 0,006%. Количество органической серы примерно одинаковое в верхних 25 см осадка (среднее содержание по всей колонке 0,34%) с небольшим уменьшением в нижних горизонтах колонки. Общая восстановленная серы представлена в основном органической формой, значительное содержание пиритной серы обнаружено только на горизонте 15 см (до 37% от ΣS_{H_2S}).

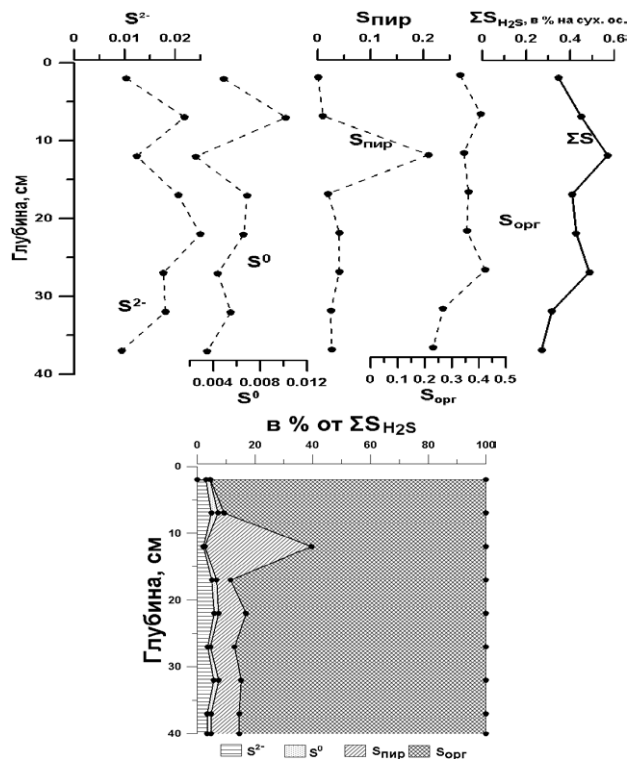


Рис. 3. Восстановленные соединения серы в донных осадках озера Нижнее Ершовское

Озеро Трехцветное читается полностью отделившимся водоемом с признаками меромиктии. В нем сохраняется стабильная гидрохимическая структура на протяжении всего периода исследований (с 2012 года). В озере выделяется верхний пресный слой, далее на глубине 2 – 3 м идет хемо- и галоклин, ниже располагается монимolimнион с аноксигенными условиями зараженный сероводородом. На протяжении нескольких лет исследований концентрация сероводорода увеличиваются с каждым годом, начиная с 200 мг/л (в марте 2012 года) до 900 мг/л (в марте 2018 года). В озере сложились условия благоприятные для интенсивного прохождения процесса бактериального восстановления сульфатов.

Донные осадки водоема представлены илами с влажностью от 91 на поверхности донных осадков до 36% в толще. Среднее со-

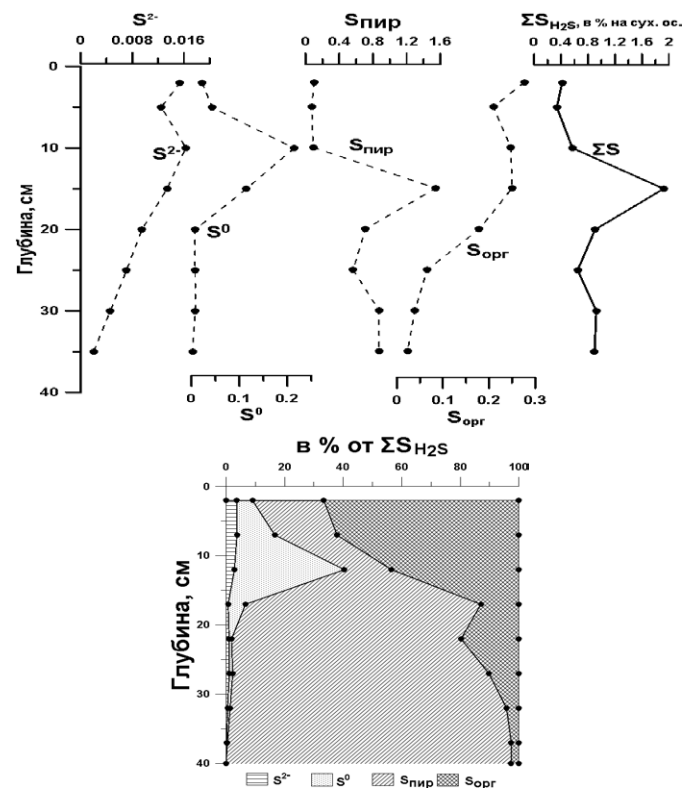


Рис. 4. Восстановленные соединения серы в донных осадках озера Трехцветное

держание органического углерода составляет 8,0%, органического азота 1,3%.

В озере Трехцветном (Рисунок 4) среднее содержание сульфатной серы составляет 1,02% и уменьшается с глубиной до 0,10%. Содержание сульфидной серы максимально в верхних горизонтах (0–20 см) – 0,01% и уменьшается до 0,002% с глубиной. Максимальные значения пиритной серы составили на горизонте 15 см 1,55%, в верхних слоях значения меняются от 0,07 до 0,10%, в нижних около 0,75%. В озере Трехцветном максимум концентрации элементной серы зафиксирован на горизонте 10 см и составил 0,21%, ниже концентрации уменьшаются до 0,002%. Распределение органической серы уменьшается равномерно с глубиной от 0,28 до 0,02%. Максимальное количество общей восстановленной серы в донных осадках наблюдается на горизонте 20 см (1,92%), в верхних горизонтах количество около 0,4%, в нижних около 0,9%. Наибольший вклад в $\Sigma_{\text{H}_2\text{S}}$ в верхних горизонтах донных осадков вносит органическая сера, на глубине 15 см резко возрастает доля элементной серы, а в нижних слоях начиная с глубины 15 см более 90% приходится на долю пиритной формы серы.

В результате проведенных исследований получены количественные показатели процесса сульфатредукции в донных осадках, а именно содержание восстановленных форм серы, четырех озер, находящихся на разной стадии отделения от моря. Показано, что во всех озерах в не зависимости от степени отделения от моря с появлением в придонных горизонтах анаэробных условий идет активизация процесса сульфатредукции и накопление сероводорода. В течение всего периода наблюдений начиная с марта 2012 года подтверждена меромиктическая природа озера Трехцветное и отмечается ежегодное увеличение концентрации сероводорода (с 200 мг/л в марте 2012 года до 930 мг/л в марте 2018 года). Донные отложения всех исследуемых озер представлены обводненными илами с высоким содержанием органического вещества скорее всего преимущественно автохтонного происхождения. Во всех осадках идет накопление соединений восстановленной серы производных бактериального сероводорода. В распределении восстановленных соединений серы в донных отложениях отмечаем изменение этого распределения от распределения как в пресноводных водоемах (в озере Нижнем Ершовском) до распределения как в осадках морского происхождения (в озере Трехцветном).

Литература

- [1] Волков И.И., Жабина Н.Н. Методы определения различных соединений серы в морских осадках // Химический анализ морских осадков. Под ред. Э.А. Остроумова. – М.: Наука, 1980. – С. 5–27.
- [2] Краснова Е.Д., Демиденко Н.А., Пантюлин А.Н., Фролова Н.Л., Ефимова Л.Е., Широкова В.А. Термический и ледовый режимы реликтовых водоемов, отделяющихся от Белого моря // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей. Сборник трудов VIII Международной научно-практической конференции. Российский университет дружбы народов. – Москва, 2014 г. – С. 430–443.
- [3] Лосюк Г.Н., Кокрятская Н.М. Сероводородное заражение отделяющихся от Белого моря озер (оз. Кисло-сладкое и Нижнее Ершовское) // Современные проблемы гидрохимии и мониторинга качества поверхностных вод: Материалы научной конференции (с международным участием). Ч. 1. – Ростов-на-Дону, 8–10 сентября 2015 г. – Ростов-на-Дону, 2015. – С. 236–240.
- [4] Losyuk G., Kokryatskaya N., Krasnova E. Features of formation of hydrogen sulfide contamination in isolation basins at Karelian White sea coast. EARSeL eProceedings 2015: Vol. 14, Special Issue: 1st Student Workshop on Ecology and Optics of the White Sea. [Electronic resurch] URL: http://www.eproceedings.org/static/vol14_S1/contents.html.

ОТ МОРЯ К ОЗЕРУ: БИОИНДИКАЦИОННЫЕ ПРИЗНАКИ ИЗОЛЯЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Лудикова А.В.¹

Введение

Донные отложения озер, в прошлом являвшихся частью морского бассейна, содержат «архив» информации об изменении условий среды при переходе от морских к пресноводным обстановкам. Для реконструкции процесса изоляции используются различные группы индикаторных организмов. В настоящей работе рассмотрены кремнийсодержащие микроорганизмы, которые, благодаря своему составу, хорошо сохраняются в донных отложениях. Одной из индикаторных групп, наиболее широко используемых при изучении смены морских условий пресноводными, являются диатомовые водоросли. Это обусловлено тем, что они 1) широко распространены в водоемах различного типа (пресноводных, солоноводных, морских); при этом 2) для большинства видов четко установлены экологические предпочтения (отношение к солености, трофности, рН и т.д.), и кроме того 3) достаточно детально разработанная систематика позволяет определять видовую принадлежность встречаемых в донных осадках створок диатомей.

Важными, хотя и не столь широко используемыми индикаторными группами, также являются хризифиты и губки. Хризифиты (золотистые водоросли, *Chrysophyceae*) — преимущественно обитают в различных типах пресных водоемов умеренных и арктических широт, однако, отдельные виды встречаются также в морях и соленых озерах. Отличительной особенностью хризифитов является способность формировать окремнелые цисты, массово образующиеся при наиболее благоприятных для развития условиях [Sandgren, 1991]. Именно они, как правило, и встречаются в донных отложениях. В палеоолимологических исследованиях в основном используется соотношение «цисты : диатомеи», выраженное в процентах [Smol, 1985].

Губки, (водные беспозвоночные, *Porifera*), широко распространены в морях, в меньшей степени в озерах. Определяющими для развития губок являются условия освещенности, характер и доступность субстрата, гидрохимические и гидродинамические параметры водной среды. В донных отложениях сохраняются скелетные элементы губок — спиккулы.

Целью настоящей работы стало выявление характерных биоиндикационных признаков изоляции по данным изучения кремнистых микрофоссилий из донных отложений разновозрастных и разновысотных озер Беломорского региона, в прошлом отделившихся от моря.

Материалы и методы. В донных отложениях морского, «переходного» и пресноводного этапов развития озер Антюх-Ламбина (северный берег Кандалакшского залива, 59,4 м над у.м.), Большое Корзино, Святое (Соловецкий архипелаг, 17 и 8 м над у.м.; [Субетто и др. 2012]), Столбовое и Конюховское (Онежский полуостров, 15, 8 м над у.м.) проанализированы изменения относительного содержания экологических групп диатомей, индекса флористического разнообразия (ИФР), соотношения «цисты : диатомеи» (%) и отношения «спиккулы : диатомеи», а также (при наличии данных) — изменения концентрации указанных групп микрофоссилий в осадках.

Результаты и обсуждение. Для наиболее раннего этапа осадконакопления характерно преобладание в составе диатомовых комплексов морских и солоноватоводно-морских, преимущественно бентосных диатомей (*Achnanthes brevipes*, *Grammatophora* spp, *Paralia sulcata*, *Pinnularia ergadensis*, *Rhabdonema* spp и др.), свидетельствующее о формировании осадков в условиях достаточно мелководных морских заливов. Преобладание планктонных океанических видов *Chaetoceros* spp в донных отложениях данного этапа в озере Антюх-Ламбина указывает на значительную глубину бассейна [Лудикова, Греков 2017]. Более высокие значения ИФР, отмечающиеся на этапе морского осадконакопления, очевидно, обусловлены большим разнообразием бентосных местообитаний в условиях мелководных морских заливов, разном створок, а также привнесением планктонных форм из более глубоководных участков. Для данного этапа в целом характерны наименьшие значения соотношения «цисты: диатомеи», и наибольшие значения отношения «спиккулы : диатомеи». Преимущественно минеральные отложения этапа морского осадконакопления характеризуются меньшими концентрациями кремнистых микрофоссилий, вероятно, вследствие значительного разбавления терригенным материалом, воздействия течений и т.д..

В отложениях следующего, «переходного», этапа отмечается увеличение доли пресноводных видов диатомей, в первую очередь, мелких обростателей рода *Fragilaria* sensu lato. Эти виды, благодаря способности обитать в широком диапазоне условий, а также быстро адаптироваться к меняющимся условиям среды, массово развиваются в водоемах, изолировавшихся от морских или крупных приледниковых бассейнов [Stabell 1985]. Значения ИФР незначительно

¹ Лудикова А.В. — ФГБУН ИНОЗ РАН, Санкт-Петербург.

(озера Б. Корзино и Святое) или весьма заметно (Антюх-Ламбина, Конюховское) сокращаются. В последнем случае это является закономерным результатом формирования моно- и олигодоминантных комплексов с преобладанием *Fragilaria* spp. Концентрации створок диатомей и цист хризифитов на этом этапе возрастают, что связано с переходом к преимущественно автохтонному осадконакоплению. Значения соотношения «цисты : диатомеи» также возрастают, вероятно, вследствие увеличения роли пресноводного притока. В свою очередь, доля спикул губок снижается. Можно предположить, что с сокращением поступления морских вод по мере изоляции сокращается и поступление спикул морских губок, в то время как нестабильные условия «переходного» этапа в котловине изоляционного бассейна неблагоприятны для развития здесь местной популяции.

Начало собственно озерного, пресноводного этапа характеризуется присутствием в составе диатомовых комплексов практически исключительно пресноводных видов (до 99–100%). При этом может сохраняться олигодоминирование *Fragilaria* spp. В этом случае значения ИФР будут по-прежнему оставаться низкими. Дальнейшее увеличение концентрации створок диатомей и цист хризифитов (озера Святое, Столбовое, Конюховское), очевидно, связано с установлением автохтонного органогенного осадконакопления, а также ростом продуктивности водоема. Соотношение «цисты: диатомеи» в пресноводной среде продолжает возрастать. При этом в озерах Столбовом и Конюховском в начале озерного этапа возрастают также значения отношения «спикулы : диатомеи», свидетельствуя об установлении условий, благоприятных для развития этой группы организмов.

Выявленные биоиндикационные признаки смены морских условий пресноводными представляют собой ключ к пониманию закономерностей эволюции изоляционных бассейнов. Кроме того, в региональном контексте, применение указанных признаков для установления момента прекращения связи озера с морем, позволяет реконструировать относительное перемещение береговой линии в прошлом. При этом особое внимание должно быть уделено изучению переходного горизонта, как правило, представленного тонкослоистыми осадками. Существует две точки зрения относительно условий их формирования. Согласно первой, накопление тонкослоистых отложений прекращается после полной изоляции от моря [Kjempereud, 1986]. В этом случае время изоляции определяется датированием верхней границы переходного горизонта. Согласно альтернативной гипотезе, начало формирования данного типа осадков, напротив, начинается после того, как морские воды перестают поступать в озерную котловину, где в этот

период устанавливаются меромиктические условия [Corner et Haugane, 1993]. Изоляции от моря, таким образом, соответствует нижняя граница переходного горизонта. Подобное различие в интерпретации может играть существенную роль при построении кривых изменения уровня моря, особенно в тех случаях, когда мощность переходного горизонта значительно превышает несколько сантиметров. Поскольку оба сценария представляются весьма вероятными, в каждом конкретном случае необходимо тщательное изучение отложений переходного этапа, в первую очередь, с целью установления так называемого «диатомологического изоляционного контакта» — горизонта, являвшегося поверхностью раздела между водной толщей и донными осадками, на момент, когда фотическая зона водоема стала пресноводной [Kjempereud 1986]. Однако установление изоляционного контакта по данным диатомового анализа зачастую затруднено массовым развитием мелкоклеточных обрастателей рода *Fragilaria* sensu lato, доминирующих в составе диатомовых комплексов в отложениях переходной зоны. Будучи пресноводными, эти виды являются индифферентными по отношению к солености, а «пики» их развития могут отмечаться непосредственно в начале, в ходе или по завершении изоляции [Stabell, 1985]. Так в отложениях переходной зоны в озере Конюховском суммарное содержание *Fragilaria* spp превышает 80–90%.

Для тонкослоистых отложений переходного горизонта озер Большое Корзино и Конюховское (мощностью 0,35 и > 0,4 м, соответственно) был выполнен подсчет створок диатомей без участия *Fragilaria* spp, для того, чтобы выявить степень участия и соотношение других видов в составе диатомовых комплексов. Оба озера на момент изоляции имели достаточную глубину (не менее 5–6 м), чтобы в них могли возникнуть меромиктические условия [Пантюлин, Краснова, 2011]. Применение данного подхода позволило установить, что в озере Конюховском изоляционный контакт приблизительно совпадает с верхней границей тонкослоистых осадков, тогда как в озере Большое Корзино он проходит в средней части тонкослоистой толщи.

Заключение

К основным биоиндикационным признакам процесса изоляции относятся: изменение соотношения экологических групп диатомовых водорослей, снижение ИФР в результате формирования моно- и олигодоминантных диатомовых комплексов, увеличение концентрации створок диатомей и цист хризифитов в осадках, увеличение соотношения «цисты : диатомеи», уменьшение содержания спикул губок. Дальнейшие направления исследования должны включать

изучение современных аналогов — донных отложений озер, находящихся на разных стадиях изоляции. При этом необходимо детальное изучение биоиндикационных сигналов в отложениях меромиктических озер (в том числе с привлечением результатов изучения других групп индикаторных организмов и данных геохимической индикации). Это позволит в будущем более достоверно определять время изоляции, датируя отложения с учетом выявленных сигналов, что в свою очередь, повысит достоверность палеореконструкций.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИНОЗ РАН по темам №0154-2018-0003 (№гос. регистрации 01201363379) и №0154-2018-0004 (№гос. регистрации 01201363380) и при частичной финансовой поддержке РФФИ (гранты №13-05-01039 и №16-05-00727).

Литература

- [1] *Sandgren C.D.* Chrysophyte reproduction and resting cysts: A paleolimnologist's primer // *Journal of Paleolimnology*, 1991, Vol. 5. — P. 1–9.
- [2] *Smol J.P.* The ratio of diatom frustules to chrysophytean statospores: a useful paleolimnological index // *Hydrobiologia*, 1985, Vol. 123. — P. 199–208.
- [3] *Субетто Д. А., Шевченко В. П., Лудикова А. В., Кузнецов Д. Д., Сапелко Т. В., Лисицын А. П., Евзеров В. Я., ван Беек П., Суо М., Г. Д. Субетто.* Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // *ДАН*, 2012. Т. 446, №2. — С. 183–190.
- [4] *Лудикова А., Греков И.М.* Предварительные результаты диатомового анализа проб донных отложений оз. Антюх-Ламбина (ЮЗ Кольского полуострова) // *География арктических регионов 2017. СПб: “Старый город”*, 2017. — С. 33–36.
- [5] *Stabell B.* The development and succession of taxa within the diatom genus *Fragilaria*.
- [6] *Lyngby as a response to basin isolation from the sea / Boreas*, 1985, Vol. 14. — P. 273–286.
- [7] *Kjemperud, A.* Late Weichselian and Holocene shoreline displacement in the Trondheimsfjord area, central Norway // *Boreas*, 1986, Vol. 15. — P. 61–82.
- [8] *Corner, G.D., Haugane, E.* Marine–lacustrine stratigraphy of raised coastal basins and postglacial sea-level change at Lyngen and Vanna, Troms, northern Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 1993, Vol. 73. — P. 175–197.
- [9] *Пантюлин А.Н., Краснова Е.Д.* Отделяющиеся водоемы Белого моря: новый объект для междисциплинарных исследований // *Геология морей и океанов. Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. Т. III. М., 2011. — С. 241–245.

ОЗЕРА СОНОСТРОВА – ГИДРОЛОГО-ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕРОМИКТИЧЕСКИХ ОЗЕР НА РАННЕЙ СТАДИИ ОТДЕЛЕНИЯ ОТ МОРЯ

Мироненко А.А.¹, Беляев Б.М.¹, Василенко А.Н.¹, Ефимов В.А.¹

В условиях наблюдающегося в постгляциальный период поднятия побережья Белого моря происходит постепенное обособление мелководных морских заливов и отделение их от моря. Данные процессы протекают на протяжении длительного времени, не менее нескольких веков, соответственно, на побережье может быть обнаружено множество водных объектов на разных стадиях «отшнуровки». В районе ББС МГУ им. Н.А. Перцова, на полуострове Киндо более 10 лет назад были впервые обнаружены такие водоемы и начаты их подробные гидробиологические исследования. С 2014 г. начали проводиться регулярные гидрологические экспедиции к этим уникальным объектам [Краснова и др., 2016; Vasil'chuk Y.K. et al., 2016].

В результате проведенных исследований водоемы окрестностей ББС МГУ были отнесены к одной из трех групп. В первую попали водоемы, давно утратившие связь с морем, полностью преобразовавшиеся в пресные озера с атмосферным питанием. Таковы озера Верхнее и Водопроводное, одно из которых является источником водоснабжения Беломорской биостанции МГУ. Ко второй группе относятся водоемы, расположенные в унаследованных от морских заливов котловинах, в которых присутствуют как соленые реликтовые морские водные массы, так и сформированные поверхностным и грунтовым стоком пресные. Различия в плотности водных масс препятствуют их перемешиванию. При этом, смена пресноводных условий на солоноводные происходит в слое толщиной менее 1 м. Вследствие отсутствия перемешивания, «проветривания» водоемов, в донных частях котловин формируются застойные зоны с постоянной соленостью и температурой, а также отсутствием растворенного кислорода. Фотосинтезирующие сообщества здесь вытеснены хемосинтезирующими. Это типичные меромиктические водоемы, наиболее известным из которых является Черное море с его глубоководным сероводородным горизонтом. В окрестностях ББС МГУ

¹ Беляев Б.М., Василенко А.Н., Ефимов В.А., Мироненко А.А. — МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра гидрологии суши, Москва.

это озера Трехцветное и Еловое. Третья группа – это так называемые «отшнуровывающиеся» водоемы. В них все еще наблюдается поступление соленых морских вод при значительном количестве поступающей пресной воды. На полуострове Киндо связь данных озер с морем происходит не постоянно, а лишь в период штормов, преимущественно осенних, когда происходит «заброс» воды, и при высоких приливах, предположительно, происходит просачивание соленых вод через перемычки. В отдельные сезоны года, например, в холодные зимы, связь этих водоемов с морем прекращается.

Таким образом, в районе ББС обнаружены 3 типа бывших морских заливов, при этом, не были найдены водоемы на самых ранних стадиях отделения. Для исследования начального этапа «отшнуровки» в сентябре 2017 г была проведена экспедиция к урочищу Соностров в южной части Кандалакшского залива. В состав экспедиции вошли сотрудники и студенты географического факультета МГУ и сотрудники ББС им. Перцова. Были впервые подробно исследованы 3 отделяющихся от моря водоема, расположенные на юго-восточном побережье Кандалакшского залива: лагуна в вершине губы Глубокой, озеро-лагуна Мероламбина и озеро Вонючее на острове Тонисоар (рис. 1).

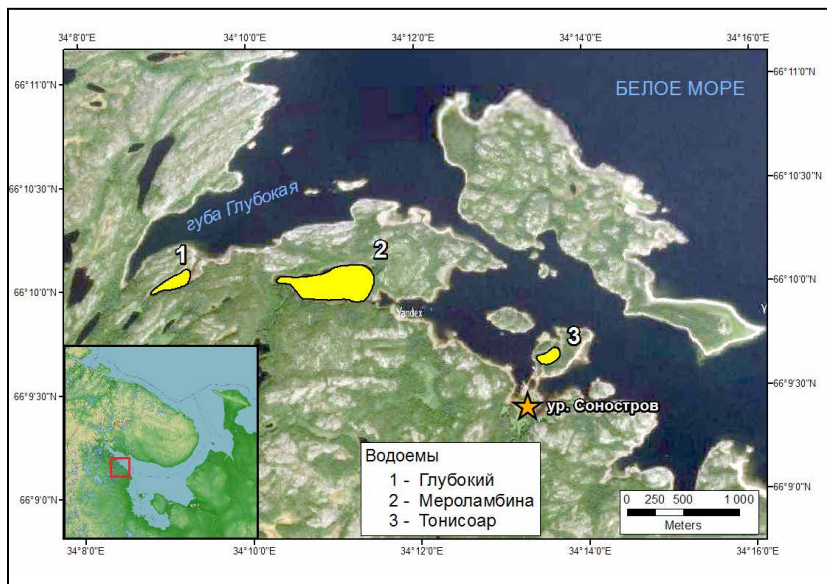


Рис. 1. Расположение исследованных озер

Исследованные водоёмы находятся на начальной стадии эволюции морского залива и его превращения в пресноводное озеро. Они заметно различаются по морфометрическим показателям, что оказывает влияние на их гидролого-гидрохимические характеристики. Площадь акватории оз. Мероламбина почти в 6 раз превышает площадь акватории лагуны в вершине губы Глубокой и в 10 раз – озера на о. Тонисоар. При этом оз. Тонисоар, глубины в котором достигают 10 и более метров – самый глубокий из исследованных водных объектов.

Озеро-лагуна Мероламбина характеризуется широким диапазоном солёности (в период исследований – от 1,9 до 17,3‰). Воды лагуны стратифицированы, что обусловлено как заметным воздействием речного стока, так и сильным влиянием приливов. Минимальные значения солёности характерны для поверхностного слоя воды толщиной 1–2,5 м. Распреснённые воды имеют пониженные значения pH и пониженную, относительно ниже лежащей водной массы, температуру, что обусловлено притоком более холодных пресных вод с водосбора. Поверхностный слой воды хорошо аэрирован (100% насыщения) благодаря активному перемешиванию. Водная масса, расположенная на глубинах 2,5–5 м практически однородна по всей толще водоема. Солёность вод постепенно возрастает, однако содержание кислорода, температура и pH воды изменяются незначительно. Эта водная масса, вероятно, представляет собой наследованную водную массу предыдущей фазы приливного цикла или предыдущего сезона. Ниже слоя 5,5–8 м залегает глубинная водная масса, теряющая кислород, что связано с процессами деструкции, которые, однако, идут менее интенсивно, чем в других исследованных водных объектах. Отсутствие сероводородного заражения позволяет микроорганизмам развиваться в придонных слоях озера. Для всей водной толщи характерно низкое, по сравнению с другими обследованными водными объектами, содержание фосфатов (как в растворенной, так и во взвешенной форме), а также общего фосфора, максимальная концентрация которого отмечена в придонных слоях водоема (58 мкг/л).

Лагуна в вершине губы Глубокой – водный объект с широким и высоким порогом. Постоянный приток пресной воды в лагуну почти в 100 раз меньше, чем в лагуну Мероламбина. В период исследований солёность водоема по глубине изменялась от 17,2 до 23,3‰, причем, в верхнем метровом горизонте происходило увеличение показателя на 2,7‰, а ниже (от 1 до 5 м) наблюдалась изогалия. На глубине

5–6 м вновь отмечен рост солености, а на горизонте 6–8 м – изогалия. Температура воды изменялась с 11,6 у поверхности до 4,6°С в придонных слоях. Содержание растворенного кислорода до глубины 5 м составило 95–80% насыщения, что обусловлено периодическим перемешиванием водной толщи и деятельностью фитопланктона. Однако, уже ниже 6 м отмечались признаки сероводородного заражения. В придонных слоях воды ощущался характерный запах, а значения Eh изменялись от 300 до –250, что свидетельствует о смене окислительных условий на восстановительные. Для разных зон водоема (с окислительными и восстановительными условиями) характерны и различия кислотности: от слабощелочной (8,2) до нейтральной (6,9). В отличие от оз. Мероламина, в водах лагуны Глубокой преобладающей формой фосфора оказались фосфаты (как растворенные, так и содержащиеся во взвеси). Концентрации минерального и валового фосфора с глубиной увеличились в 15 и более раз (от 15 у поверхности до более 400 мкг/л у дна). Накопление минерального фосфора в придонных слоях водоема происходит как ввиду отсутствия его потребления, так и поступления из донных отложений в условиях аноксии.

Характерные признаки меромиксии отмечены в воде озера Тонисоар, имеющего с морем ежедневную приливно-отливную связь. Распределение гидрологических характеристик этого водоема обнаружило заметное сходство с исследованным ранее озером-лагуной на Зелёном мысе в Кислой губе Белого моря [Краснова и др., 2016; Vasil'chuk Y.K. et al., 2016; Ефимова Л.Е. и др., 2015]. Соленость оз. Тонисоар 19–24‰. Верхний слой (до 2 м) находится под влиянием морских солёных вод, что приводит к его постоянному перемешиванию. Температура воды в нем постепенно возрастает с 10 до 12°С, содержание кислорода практически не меняется и составляет 100%, pH уменьшается в небольшом диапазоне от 8,1 до 7,9. На глубинах 2,5–3,5 м при высокой прозрачности воды (4,1 м по диску Секки) активно развиваются сообщества фотосинтезирующих организмов. Это граница фотического слоя. Отмечено увеличение концентрации O_2 до 122%, рост температуры до 14°С и незначительное возрастание pH. Ниже 3,5 м, в результате протекания процессов деструкции органического вещества происходит уменьшение pH с 7,9 до 7,3. Для нижележащей водной массы характерно постепенное уменьшение концентрации O_2 , температуры (до 4°С) и pH. На глубине 7,5 м отмечены смена окислительных условий на восстановительные и сероводородное заражение. Вертикальное распределение содержания форм фосфора схоже с их распреде-

нием в лагуне Глубокая, с той разницей, что до глубины 5 м фосфаты полностью отсутствуют, а концентрация валового фосфора составляет менее 15 мг/л и представлена органической формой, что, скорее всего, обусловлено деятельностью живых организмов. Отметим, что общее микробное число в воде оз. Тонисоар наибольшее среди всех исследованных озёр. Оно максимально у поверхности и у дна (ок. 5×10^5 кл./мл; М.А. Летарова, личное сообщение). В лагунах Глубокая и Мероламина отмечены величины на порядок меньше, за исключением горизонта 6,5 м (ниже хемоклина) в лагуне Глубокая, где значение данного показателя достигает почти 3×10^5 кл./мл.

В придонном слое оз. Тонисоар наблюдались концентрации фосфатов, достигающие 130 мкг/л, что почти в 2 раза ниже значений, отмеченных в придонных слоях лагуны Глубокая, органический фосфор также отсутствовал. Натурный эксперимент (методом трубок Романенко) показал, что потоки минерального фосфора направлены из донных отложений в воду. Минимальная величина потока характерна для лагуны Мероламина (1,6 мг/л в сут.); максимальная (10,5 мг/л в сут.) – отмечена в оз. Тонисоар, где, как и в лагуне Глубокая обусловлена наличием аноксии.

В результате проведенных работ нами была исследована ранняя стадия отделения морских заливов от моря, перехода блокирующихся эстуариев в «отшнуровывающиеся» водоемы. По всей видимости, нам удалось наблюдать наиболее ранний этап жизни меромиктического озера. Все исследованные нами водоемы близки по своему осеннему гидрологическому состоянию к таковому о самого «молодого» из озёр полуострова Киндо – лагуне на Зеленом мысе. При этом нами показано, что морфометрические характеристики озера и водосбора оказывают значительное влияние на стратификацию таких водных объектов, положение в них хемоклина, величины пресных и соленых слоев, а также пресных и соленых водных масс.

На сегодняшний день, мы можем провести эволюционную линию от озера-лагуны Мероламина к лагуне в вершине губы Глубокой, затем к озерам Тонисоар и лагуне на Зеленом мысе. Последние очень близки между собой. Возможно, в будущих экспедициях будут найдены новые промежуточные стадии.

Также, показано, что в формировании гидрологической структуры лагуны Мероламина заметная роль принадлежит речному стоку, поступление которого, наряду с влиянием приливов, противодействует формированию в нем меромиксии.

Развитие аноксии в придонных слоях стратифицированных водоемов создает условия для поступления минерального фосфора из донных отложений в воду и накопление при отсутствии его потребления.

Работа поддержана РФФИ (грант №16-05-00548-а).

Литература

- [1] Краснова Е.Д., Воронов Д.А., Демиденко Н.А. и др. Исследования отдельных водоемов на побережье Белого моря // Комплексные исследования Бабьего моря, полу-изолированной беломорской лагуны: геология, гидрология, биота — изменения на фоне трансгрессии берегов. Труды Беломорской биостанции МГУ, т. 12. — М.: Т-во научных изданий КМК, 2016. — С. 211–241.
- [2] Vasil'chuk Y.K., Frolova N.L., Krasnova E.D. et al. Water isotopic geochemical composition in the Trekhtsvetnoe meromictic lake on the White Sea coast // Water Resources. 2016. V. 43. №5. — P. 828–838.
- [3] Ефимова Л.Е., Фролова Н.Л., Краснова Е.Д. и др. Гидрохимические особенности водоемов западного побережья Белого моря: от морских лагун — к меромиктическим озерам // Материалы научной конференции Современные проблемы гидрохимии и мониторинга качества поверхностных вод. Ростов-на-Дону, Т. 1. — Ростов-на-Дону, 2015. — С. 39–43.

ДИНАМИКИ ФИАРДОВО-ШХЕРНЫХ БЕРЕГОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОНИТОРИНГА НА ББС МГУ В 2009–2016 ГГ. (ГУБА РУГОЗЕРСКАЯ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ)

Репкина Т.Ю.¹, Ефимова Л.Е.¹, Косевич Н.И.¹,
Шиловцева О.А.¹, Шевченко Н.В.¹

Фиардово-шхерные берега занимают не менее 5% протяженности береговой линии (БЛ) Мирового океана, и традиционно относятся к группе «берегов, мало измененных морем» [Берега..., 1991]. Динамика таких берегов, процессы и факторы, определяющие их блик, своеобразны и мало изучены. В Кандалакшском заливе установлено, что они изменяются под действием как волновых, так и неволновых процессов. Однако количественные данные о смещениях БЛ, объемах транспорта наносов и роли в морфолитогенезе береговой зоны различных агентов единичны [Митяев, Герасимова, 2010, Романенко и др., 2012, Репкина и др., 2013, 2015]. В закрытых заливах масштабы волновой и неволновой трансформации рельефа и осадков береговой зоны (БЗ) становятся сопоставимыми, что позволяет выявить механизмы их взаимодействия.

В 2009–2016 гг. на ББС МГУ (губа Ругозерская Кандалакшского залива) на трех площадках протяженностью по 50–80 м, расположенных в разных геоморфологических и гидродинамических условиях, были проведены стационарные наблюдения за комплексом береговых процессов [Репкина и др., 2015].

Методика работ включала три блока методов, позволяющих охарактеризовать процессы морфолитогенеза береговой зоны фиардово-шхерных побережий: 1) комплекс надводных и подводных наблюдений за ледовым морфолитогенезом, включая наблюдения за индивидуальными траекториями перемещения валунов и глыб (2009–16 гг.); 2) комплекс наблюдений за биогенной трансформацией рельефа и осадков (2013–16 гг.); 3) комплекс наблюдений за процессами трансформации рельефа и осадков в волно-приливном поле (2013–16 гг.). Впервые в практике морфолитодинамических исследований применена фотоловушка (периодичность съемки от 3 минут до 12 часов).

¹ Репкина Т.Ю., Ефимова Л.Е., Косевич Н.И., Шиловцева О.А., Шевченко Н.В. — МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва.

Полученные данные позволяют в первом приближении оценить объемы перемещения наносов (рис. 1), выделить основные сезонные ритмы динамики БЗ. По данным наблюдений значимыми факторами динамики фиардово-шхерных берегов являются ветровое волнение, приливные колебания уровня моря, припайные льды и биота. Распределение морфолитодинамических обстановок вдоль контура берега определяют расчлененность БЛ, чередование на подводном береговом склоне и береговых уступах пород архейского кристаллического фундамента, перекрытых ледниковых отложений и, реже, — голоценовых морских осадков, и темпы дифференцированного постгляциального поднятия. Сезонные ритмы процессов морфолитогенеза определяются сложным сочетанием гидрометеорологических условий и жизненного цикла биоты.

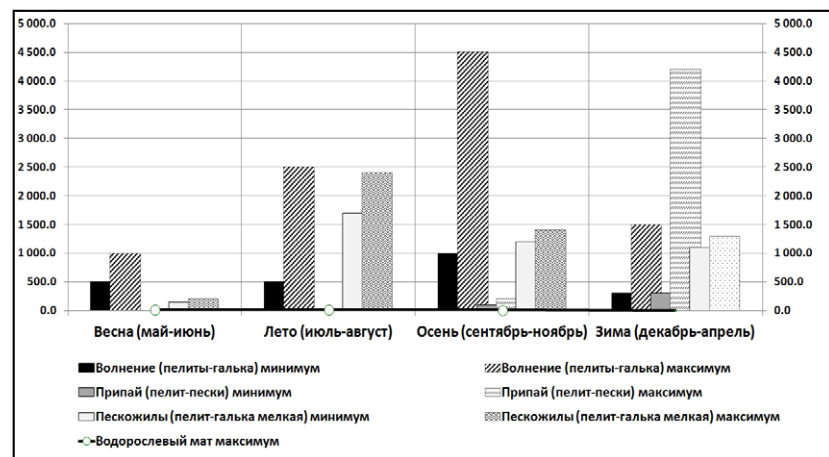


Рис. 1. Объемы перемещения наносов на пляжах и приливных осушках в основные сезоны по максимальным и минимальным оценкам (м^3 с 1 км берега)

Высота ветровых волн в узких заливах района не превышает первых десятков сантиметров, т.к. преобладают слабые ветры, а длина разгона волн мала. По данным автоматической метеостанции (АМС), установленной на пирсе ББС, средняя за 2013–15 гг. скорость ветра составила 2,2 м/с, а максимальная — 12,4 м/с (в порывах — 4,9 м/с и 25,5 м/с). Во все сезоны преобладали З-СЗ и В-ЮВ ветры, дующие вдоль губы. Штормовые ситуации (скорость ветра более 10 м/с) зафиксированы в 0,12% сроков наблюдений, как правило при В и В-ЮВ ветрах. Наиболее штормовой месяц —

октябрь; штормы наблюдались также в июне, сентябре и декабре, и, единично, — в ноябре и с января по апрель.

Интенсивность волновой нагрузки на берега отражается в величинах сезонных и межгодовых деформаций поверхностей пляжей и приливных осушек, мощности активного слоя и составе наносов. Эти параметры закономерно изменяются по поперечному профилю берега. На пляжах мощность чехла наносов — 2–80 см, активного слоя летом 2–12 см, осенью — 15–25 см. В предзимний период мощность активного слоя сокращается до 2–8 см за счет намерзающей с поверхности ледяной корки (1–3 мм) и послойного промерзания наносов, пропитанных стекающими с берега пресными водами. Межгодовые остаточные деформации имеют переменный знак, и составляют в среднем 3 см при максимуме 10 см. Остаточные деформации летнего и осенне-зимнего сезонов переменны и не велики. На одной из площадок отмечено выдвижение основания пляжа в волновой тени глыб. Состав наносов изменяется от дресвы до мелкозернистых песков.

В верхней части приливной осушки мощность наносов (преимущественно алевритистые пески) — <30 см, активного слоя летом — 2–7 см, осенью — до 15 см, в предзимний период — до 7 см. Часты эрозионные окна с выходами скальных пород, каменистого или суглинистого перлювия. Преобладают обстановки перебива и транзита. Сезонные остаточные деформации отрицательны, до 10–12 см, межгодовые — незначительны.

В нижней части приливной осушки, в волновой тени валунного пояса, однородные мелко-тонкозернистые пляжевые пески с гравием и галькой (мощность 60–65 см) подстилают обводненные гравийные отложения. Мощность активного слоя летом — 10–12 см, в осенние штормы — до 15 см. Это зона частичного накопления песков. В 2013–14 гг. сезонные (летние и осенне-зимние) и межгодовые деформации переменного знака составляли 2–10 см. Зимой 2014–15 гг. на всех площадках накопился чехол песков мощностью 12–20 см. Аккумуляция произошла в подледных условиях и, возможно, связана со штормом, проходившим при не полностью установившемся припае.

При слабых и умеренных ветрах деформации пляжей и приливных осушек редко превышают 2–7 см, а релаксация пляжей происходит за несколько дней. Следы сильных штормов, в том числе захороненные обрывки фукусов, отмечены в разрезах тыловых швов пляжей до глубин 40–60 см, а в нижней части осушки — 30–40 см. Таким образом, практически весь чехол наносов в сильные штормы может быть переработан волнами.

В переходные сезоны, от появления первого льда до устойчивого становления припая (температуры воздуха от -2 до -7°), возможность волновой переработки приливной осушки и нижней части пляжа ослаблена за счет намерзающей в малую воду тонкой ледяной корки. Донный лед частично или полностью всплывает во время прилива, унося с собой наносы. По данным фотоловушки и АМС условия, когда осушенная зона подвергается в отлив интенсивной денудации донным льдом, а на фазе прилива может быть переработана волнением, становятся в последние годы более продолжительными, охватывая ноябрь — начало декабря (иногда весь декабрь и часть января) и март-апрель.

Приливы — непрерывно действующий фактор динамики берега. По уровнемерным данным амплитуда прилива в районе ББС — $1,8$ – $2,3$ м. Для количественной оценки роли приливов в перемещении наносов и объемов взвеси, поступающей в припайные льды при замерзании взмученных вод, в 2012–15 гг. измерены скорости течений в приливном цикле по поперечному профилю берега (глубины 1 – 17 м). Одновременно, в тех же точках, отобраны образцы придонной воды, а зимой и припайных льдов, для определения содержания взвешенных наносов [Репкина и др., 2015]. Установлено, что приливные течения практически не затрагивают верхнюю часть береговой зоны. Струи течений огибают мысы вдоль подножия склона, отделяющего прибрежное мелководье от котловины губы Ругозерская. Над приливной осушкой и валунным поясом скорости придонных течений в подледных условиях не превышают $0,1$ м/с, что позволяет транспортировать наносы тонких фракций. В безледный период суммарная скорость придонных течений при средних скоростях ветра достигала $0,4$ м/с, при небольшом шторме — $0,7$ м/с; над приливной осушкой были взмучены и перемещались наносы крупностью до среднезернистых песков. Мутность вод существенно изменялась в зависимости от состава наносов в зоне разрушения волн и деталей строения ландшафтов литорали. Максимальное содержание включений, в том числе измельченных живых водорослей, наблюдалось на мористом склоне валунного пояса. Таким образом, собственная роль приливных течений в транспорте наносов не велика. В тоже время они определяют условия функционирования других (волнового, ледового, биогенного) факторов, ослабляя или усиливая их воздействие.

Роль припайных льдов сводится в районе наблюдений к выносу и перераспределению относительно тонких наносов и крупных обломков. Зимой 2012–2015 гг. на профиле у м. Крестовый ежегодно в

фиксированных точках определялось содержание криозоля во льдах динамических зон припая: 1) неподвижного, примерзшего в поверхности пляжа; 2) подвижного, испытывающего в ходе приливо-отливного цикла вертикальные колебательные движения; 3) плавучего, расположенного над подводным береговым склоном и не соприкасающегося с дном [Романенко и др., 2012]. Зимой 2014 г. аналогичные работы выполнены вблизи урочища Черные Шели. Мутность льдов плавучего припая составляет над открытой акваторией $0,001$ – $0,002$ г/л, а над валунным поясом возрастает на порядок (до $0,03$ – $0,16$ г/л). Близкие величины ($0,06$ – $0,15$ г/л) характерны для льдов внешней части подвижного припая, где лед практически не ложится на дно, а висит над его поверхностью на камнях валунного пояса. Здесь господствует бесконтактный (по [Лисицын, 1994]) механизм захвата взвеси, что подтверждается соответствием значений мутности подледных вод и припая. Увеличение содержания взвеси вблизи берега вызвано взмучиванием донных осадков волнами при замерзании льда в конце осени — начале зимы. Близкие значения концентрации взвеси имеют здесь придонные воды при среднем летнем волнении. Мутность льда верхних динамических зон припая выше на несколько порядков, и, в целом, увеличивается вверх по профилю берега. В отобранных пробах удалось, в первом приближении, разделить материал, поступивший за счет замерзания насыщенных взвесью вод и контакта льда с поверхностью приливной осушки и пляжа. Концентрация взвеси за счет бесконтактного механизма захвата возрастает в верхней части приливной осушки — основании пляжа (подвижный припай) до $0,25$ – $1,81$ г/л, а над пляжем (неподвижный припай) — до 4 – 9 г/л. В ледовых ядрах присутствуют горизонты в большей или меньшей степени обогащенные взвесью. Обогащение за счет бесконтактного типа захвата происходит постепенно, в ходе становления припая, захлестываемого в разной степени взмученными штормовыми волнами. На подвижном припае значимым источником привноса взвеси являются приливные трещины, сквозь которые на припай поступает вода. Накопление взвеси происходит вплоть до разрушения припая. Контакт припайных льдов с поверхностью дна обуславливает увеличение мутности льда на величину от нескольких раз до двух порядков. Состав включений соответствует составу донных осадков (разнозернистые пески, реже — единичные гравий и галька, остатки водорослей и литоральной фауны). Максимальная суммарная концентрация материала достигала в верхней части подвижного припая 17 г/л, а во льдах неподвижного припая — около 50 г/л. Итоговые оценки объемов ледового транспорта и роли

бесконтактного и контактного механизмов захвата наносов, близки к значениям, полученным в 2008–10 гг. [Романенко и др., 2012].

Инструментальные и визуальные наблюдения за перемещением льдом крупных обломков — от мелких валунов до глыб (диаметр 0,2–3,0 м), выполненные в 2014–16 гг., подтвердили выявленные ранее закономерности [Репкина и др., 2013]. Отметим, что количество размеченных обломков, не поменявших своего положения, сократилось за две зимы с 46% до 30%. То есть, за 13–15 лет на литорали в той или иной степени перемещаются практически все валуны диаметром до 1,6 м (весом до 5 т). При небольших (4–15 м³ с 1 км БЛ в год) объемах перемещения валунов и глыб, их перераспределение оказывает заметное воздействие на динамику берега за счет смещения «ядер аккумуляции», в тени которых формируются локальные пляжи и томболо.

Использование фотоловушки Ltl Acorn Ltl-5310 с дискретностью съемки 2 раза в сутки (фаза малой воды), установленной у м. Крестовый в феврале 2015 г., позволило зафиксировать эпизоды смещения валунов и определить условия таких подвижек. Смещения происходят в ходе разрушения припая при температурах воздуха от +4° до –6° и ветрах, сонаправленных отливному или приливному течению. Все смещения валунов, как и значимая перестройка припая, происходили при сизигийных приливах. В условиях района наблюдений (при данных мощностях льда, скоростях течений, волнении) смещения крупных валунов — результат давления всего ледяного поля.

Наиболее яркие проявления биогенного морфолитогенеза: биотурбация наносов и создание нанорельефа безвыборочными грунтоедом (Arenicola marina (L.)), перенос обломков водорослями рода Fucus («фукусовый перенос») и формирование штормовых выбросов водорослей. Данные наблюдений показали, что во все сезоны, кроме осеннего, деятельность безвыборочных грунтоедов сопоставима с воздействием волнения. Роль водорослей в транспорте наносов незначительна, однако, это один из основных агентов поступления в БЗ органического вещества [Репкина и др., 2015].

Результаты 7 лет наблюдений опровергают представления о незначительной переработке фиардово-шхерных побережий береговыми процессами и «пассивности» морфолитодинамических процессов в зимний период. Роль ледовых и биотических факторов в динамике БЗ сопоставима с деятельностью волнения.

Работы выполнены при поддержке проекта РФФИ 13-05-00324 по темам ГЗ АААА-А16-11632810089-5, АААА-А16-116032810055-0.

Литература

- [1] Берега. Каплин П. А., Леонтьев О. К., Лукьянова С. А., Никифоров Л. Г. — М.: Мысль. 1991. — 479 с.
- [2] Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. — М.: Наука, 1994. — 448 с.
- [3] Митяев М.В., Герасимова М.В. Современные экзогенные процессы. Карельский берег Кандалакшского залива Белого моря. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. — 102 с.
- [4] Репкина Т.Ю., Шевченко Н.В., Ефимова Л.Е. Стационарные наблюдения за процессами ледового и биогенного морфолитогенеза на берегах Кандалакшского залива Белого моря // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике. — М.: МАКС Пресс, 2015. — С. 501–504.
- [5] Репкина Т. Ю., Шевченко Н. В., Косевич Н. И. Живые камни // Природа, 2013. №2. — С. 113–116.
- [6] Романенко Ф.А., Репкина Т.Ю., Ефимова Л.Е., Булочникова А.С. Динамика ледового покрова и особенности ледового разноса на приливных осушках Кандалакшского залива // Океанология, 2012. Т. 52, №5. — С. 1–12.

ОПЫТ КРУПНОМАСШТАБНОГО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ МОРСКОГО ДНА ПО ДАННЫМ МНОГОЛУЧЕВОГО ЭХОЛОТИРОВАНИЯ И ГИДРОЛОКАЦИИ БОКОВОГО ОБЗОРА (ПРОЛИВ ВЕЛИКАЯ САЛМА КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ)

Репкина Т.Ю.¹, Рыбалко А.Е.², Михайлюкова П.Г.¹,
Терехина Я.Е.³, Барымова А.А.⁴, Середа И.И.⁴,
Соловьева М.А.⁴, Исаченко А.И.⁵, Корост Д.В.⁴, Токарев М.Ю.³

Представления о рельефе морского дна до настоящего времени заметно уступают в детальности сведениям о строении поверхности суши. Современные геофизические методы, в частности многолучевое эхолотирование (МЛЭ) и гидролокация бокового обзора (ГЛБО), дают возможность «видеть» и интерпретировать подводный рельеф полигонов детальной съемки не менее, а иногда и более подробно, чем надводный.

Начиная с генетической классификации И.П. Герасимова и Ю.А. Мещерякова (1946), размеры (ранг) выделяемых форм рельефа связывают с преобладающей ролью в их возникновении эндогенного или экзогенного факторов. В формировании поверхности дна Белого моря, как и других гляциальных шельфов, важную роль сыграли особенности геологического строения, экзарационно-аккумулятивная деятельность ледниковых покровов, постгляциальные (тектонические и гляциоизостатические) движения, происходившие на фоне эвстатических колебаний уровня Мирового океана, и современные субаквальные процессы [Варейчук, Игнатов, 1989, Сафьянов, Соловьева, 2005, Никифоров и др., 2007, Госу-

дарственная..., 2012]. Поэтому рельеф дна неоднороден, часто является унаследованным или реликтовым, не прост для интерпретации и типизации, которые в значительной мере зависят от детальности исходной батиметрической и геологической информации. Наиболее крупные (более десятков км) формы рельефа, выражающиеся в поле глубин при съемках среднего и мелкого масштабов, традиционно соотносят с эндогенными факторам. Формы мезорельефа, протяженностью до 100 км (обычно десятки км) относят к «экзогенным, реже структурным, созданным субаэральными и/или современными субаквальными процессами»; а формы микрорельефа относительной высотой и протяженностью метры и сантиметры — к экзогенным, сформированным современными процессами под водой [Никифоров и др., 2007].

Геолого-геофизические данные высокого разрешения, полученные в проливе Великая Салма, позволили выделить на дне акватории формы мезо- и микрорельефа, предположить их генезис, оценить характер и направленность рельефообразующих процессов, провести детальное геоморфологическое картографирование и выявить факторы, определившие строение и дискретизацию рельефа дна.

Пролив Великая Салма длиной 25 км при ширине от 0,6 до 8 км и глубинах до 120 м, отделяет от материка о. Великий. Согласно [Никифоров и др., 2007] все формы рельефа дна пролива относятся к мезо- и микрорельефу. Геоморфологическая типизация и районирование проведены по морфогенетическому принципу. Генезис рельефа рассмотрен на четырех временных и глубинных срезах (поверхность архейского кристаллического фундамента, отложения последнего оледенения, ледниково-морские и морские послеледниковые отложения, современные донные осадки), отвечающих основным этапам формирования поверхности дна. По сейсмическим данным указанные поверхности выделяются как границы соответствующих сейсмостратиграфических комплексов [Старовойтов и др., 2018].

Источником информации о поле глубин служили цифровая модель рельефа (ЦМР) дна разрешением 2х2 м, составленная по данным МЛЭ, и производные карты: изобат (сечение через 5 м и 0,5 м глубины), углов наклона и экспозиции склонов. Карты углов наклона были составлены с диапазоном 5°, а также с неравным диапазоном (0–0,05°, 0,05–1°, 1–2,5°, 2,5–5°, 5–7,5°, 7,5–10°, 10–12,5°, 12,5–15° и далее через 5°), что позволило выделить субгоризонтальные поверхности и склоны, благоприятные и не благоприятные для развития гравитационных процессов разных типов. Карта экспози-

¹ Репкина Т.Ю., Михайлюкова П.Г. — ООО «ЦМИ МГУ»; МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва.

² Рыбалко А.Е. — ООО «ЦАСД МГУ»; ООО «Арктический Научный Центр», Москва; СПбГУ, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург.

³ Терехина Я.Е., Токарев М.Ю. — ООО «ЦАСД МГУ им. М.В. Ломоносова»; МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва.

⁴ Барымова А.А., Середа И.И., Соловьева М.А., Корост Д.В. — ООО «ЦМИ МГУ», Москва.

⁵ Исаченко А.И. — ООО «Арктический Научный Центр», Москва.

ции склонов позволила оценить степень дискретности и упорядоченности рельефа. Информация о распределении современных донных осадков получена по данным ГЛБО, заверенным результатами геологического пробоотбора, фото- и видеоизображениями с телеуправляемых необитаемых подводных аппаратов (ТНПА); о строении разреза — по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) с использованием высокочастотного профилографа.

Близкое к поверхности дна положение кровли кристаллического фундамента, его раздробленность, интенсивные дифференцированные восходящие движения, темпы которых изменялись от 9–13 мм/год в конце раннего голоцена до 3–6 мм/год в последние столетия [Dreßler et al., 2009, Романенко, Шилова, 2012, Баранская, 2015, Репкина, Романенко, 2016], и современная сейсмичность [Балуев и др., 2009, Мараханов, Романенко, 2014] определяют наличие структурных и структурно предопределенных форм мезо- и микрорельефа.

Наиболее крупные структурно предопределенные формы — склоны и днище пролива. На севере, у берегов о. Великий, приподнятые блоки фундамента образуют узкую субгоризонтальную поверхность с глубинами до 20–25 м, а затем резко, ступенями, погружаются к днищу пролива, формируя крутой макросклон с подножием на глубинах 90–100 м. Значительные (5–20°) уклоны способствуют развитию на склонах гравитационных процессов. На южном, «материковом», макросклоне блоки фундамента образуют на глубинах 15–35, 40–50 м ступени шириной 0,5–1 км, разделенные короткими уступами. Поверхности ступеней, в зависимости от раздробленности блоков, мощности перекрывающих их осадков и характера современных субаквальных процессов, заняты структурно-денудационными, денудационно-аккумулятивными ледниковыми или денудационно-аккумулятивными и аккумулятивными морскими равнинами. Глубины 50–100 м занимают склоны, приуроченные к ступенчато погружающимся блокам фундамента. На СЗ пролив ограничен приподнятым блоком фундамента (Еремеевский порог). Небольшие структурные формы рельефа представлены грядами относительной высотой 1–2 м, отчетливо выраженными на ЦМР и мозаиках ГЛБО.

Морфологические признаки структурных форм рельефа всех рангов — прямолинейность или «угловатость» очертаний, упорядоченность простирания соседствующих форм и элементов рельефа, резкая, до 90°, смена простирания в зонах пересечения линеаментов [Авенариус, 2008]. Для донных осадков характерна контрастность состава — от преимущественно грубых обломков в пределах локаль-

ных положительных структур до тонких — в депрессиях.

На глубинах 20–50 м морфология мезо- и микрорельефа практически всех уплощенных участков и части склонов наследует облик рельефа кровли ледниковых отложений ругозерской стадии деградации последнего оледенения [Государственная..., 2012]. Морена образует на дне хорошо распознаваемые комплексы форм рельефа — сочетания гряд, холмов, западин и ложбин. Характерные особенности ледниковых форм и их комплексов — неровные плановые очертания, изменчивость по высоте, крутые (7,5–12,5, часто до 15–20°) склоны гряд и холмов. Положительные формы рельефа часто связаны с увеличением мощности ледниковых отложений, в том числе с «шапками» морены, «насаженной» на вершины или склоны выступов фундамента. Ледниковые формы, в зависимости от гидродинамических условий конкретных участков закрыты чехлом ледниково-морских и морских, в том числе перлювиальных, осадков. Бассейновые осадки залегают в понижениях морены (денудационно-аккумулятивные или аккумулятивно-денудационные равнины) или полностью перекрывают формы ледникового рельефа (аккумулятивные морские равнины). Выходы морены, как правило, сопровождаются увеличением крупности и ухудшением сортировки донных осадков, появлением даже на относительно затишных участках преимущественно реликтовых перлювиальных валунов, гальки, дресвы, щебня, которые были, вероятно, сформированы при более низком уровне моря [Рыбалко и др., 2017]. Там, где ледниковые отложения перемыты приливными течениями, формируются валунно-галечные отмостки. Формы ледникового рельефа и их сочетания, как правило, не являются уникальными для какого-либо участка полигона, однако имеют ряд морфологических и морфометрических особенностей, которые могут быть использованы в качестве признаков районирования.

Современные субаквальные процессы, моделирующие формы реликтового рельефа и создающие специфические денудационные и аккумулятивные формы на глубинах 20–50 м, относятся к группам гидрогенных (деятельность приливов, припайных льдов, выпадение взвеси из водной толщи), гравитационных (медленное сползание грунта, блоковые оползни, потоки малой плотности) и биогенных (деятельность роющих организмов и т.д.). Судя по составу наносов, в экстремальные штормы возможно «оттягивание» песков за пределы зоны волнового воздействия до глубин около 20 м. Однако, скорее всего, пески на этих глубинах можно считать реликтовыми.

Формы рельефа, связанные с деятельностью приливных течений, — узкие ложбины с V- или U-образным поперечными профи-

лями, относительно протяженные или состоящие из продолжающих друг друга коротких врезов, отчетливо видны на ЦМР и изображениях ГЛБО. Они встречаются на разных глубинах и элементах рельефа, чаще всего у подножий склонов, на контакте уступов и локальных возвышенностей и относительно «мягких» осадков. Ложбины наиболее отчетливы и контрастны (относительная глубина до 3 м) в поле «мягких» осадков, однако видны и в пределах выходов морены.

Накопление взвеси, выпавшей из водной толщи, характерно для затишных участков дна, замкнутых и полузамкнутых понижений. Скорость биогенно-терригенной седиментации оценивается для открытой акватории Кандалакшского залива в 0,2–0,6 мм/г [Новигатский, 2013], а для прибрежных мелководий – 0,3–1,0 мм/г [Митяев, Герасимова, 2012]. Припой мобилизует на приливной осушке и разносит по акватории грануло-метрически разнородные осадки, включая валуны [Романенко и др., 2012, Репкина, Шевченко, Косевич, 2013]. Темпы поступления продуктов ледового разноса – грануло-метрически разнородных осадков, вплоть до валунов, на дно Кандалакшского залива оценивается в 0,006–0,007 мм/г, при доле крупных обломков 10–40% [Чувардинский, 1989], а в относительно замкнутой Великой Салме, скорее всего, достигает больших значений. Материал ледового разноса неравномерно рассеян по дну, его скопления, создающие специфические формы рельефа, не встречаются. Таким образом, скорость накопления наносов в результате нефелоидной седиментации и ледового разноса в целом невелика и в несколько раз меньше, чем темпы поднятия берегов пролива и, возможно, его дна. Аккумулятивные морские равнины с полого-волнистой или пологонаклонной поверхностью дна, перекрытой непрерывным чехлом морских преимущественно тонкозернистых осадков, формируются в спокойных гидродинамических условиях на юго-западе пролива при входе у губу Кислая (глубины 25–40 м), в гидродинамической тени структурных и моренных гряд на юге пролива (глубины 15–30 м) и на днище пролива (глубины 90–120 м).

Формы рельефа гравитационного происхождения приурочены к крутым склонам и днищу депрессии пролива с глубинами 40–110 м. Крупные гравитационные формы чаще всего представлены оползневых телами протяженностью до 100 м, сложенными смятыми морскими и ледниково-морскими осадками, и перекрытые современными морскими осадками [Рыбалко и др., 2013, Рыбалко и др., 2017, Старовойтов и др., 2018]. Они формируют неровный волнисто-ступенчатый рельеф склонов на глубинах более 40 м и перекрывают днище пролива. На ЦМР оползневые тела распознаются по сочета-

нию уплощенных ступеней, часто с обратным уклоном, относительно крутых внешних склонов, западинам и ложбинам на контактах оползневых тел со стенками срыва. На северо-восточной границе участка детальной съемки, на глубинах 45–65 фиксируется запрокинутая к северо-востоку ступень крупного (длина ~800 м, ширина ~450 м), оползневого тела, закрытая в тыловой части относительно мощной толщей морских осадков. Склон, примыкающий к тыловому шву оползня, перекрыт морскими осадками, имеет дугообразные в плане очертания и вогнутый (2,5–7,5°) продольный профиль, и, вероятно, представляет собой стенку срыва оползня. Формирование крупных оползней связано с эпохами высокой сейсмической активности верхнего неоплейстоцена – раннего голоцена [Рыбалко и др., 2013]. Оползание возможно происходило в несколько этапов [Старовойтов и др., 2018].

Современные гравитационные формы представлены небольшими (первые метры) складками, созданными массовым сползанием грунта, и эрозионными ложбинами, выработанными зерновыми потоками. Гравитационные складки развиты в нижних частях склонов депрессии пролива, перекрытых тонкими осадками. Ложбины, выработанные зерновыми потоками, приурочены к стенке срыва оползня на северо-востоке участка. Они имеют U- или V-образные поперечные профили, отчетливые склоны крутизной 5–15°, выработанные в чехле морских осадков. Глубина вреза достигает 1,5–2 м. В подножии склона эрозионные ложбины практически не образуют морфологически выраженных конусов выноса, что может свидетельствовать об их редкой активизации и незначительных объемах перемещения наносов.

Линейные размеры форм биогенного микрорельефа меньше разрешения ЦМР.

Таким образом, мезо- и микрорельеф дна пролива полигенетичен. Наиболее крупные формы рельефа (сотни метров – километры, превышения метры – десятки метров) – чаще структурные или структурно predeterminedенные, но могут иметь ледниковое (крупные гряды) или гравитационное (крупные оползни) происхождение. Формы размерами десятки – сотни метров с превышениями метры – первые десятки метров – ледниковые, структурные, гравитационные и гидрогенные. Формы меньших размеров – ледниковые, структурные, гидрогенные и биогенные.

Типизация рельефа и крупномасштабное геоморфологическое картографирование дна пролива выполнено на основе выделения морфогенетических комплексов – закономерных сочетаний форм

мезо- и микрорельефа, созданных типичными для гляциальных шельфов активными и пассивными факторами рельефообразования. На дне пролива выделены 8 морфогенетических комплексов (площадь 10^4 – 10^6 м²) – уплощенных структурных ступеней, занятых равнинами разного генезиса, и склонов; их положение предопределено структурными факторами, а особенности генезиса и морфологии рельефа – сочетанием рассмотренных выше факторов.

Исследования являются частью проекта, финансируемого ООО «Арктический научный центр». Авторы благодарят коллективы компаний «ЦМИ МГУ», «ЦАСД МГУ» и «СПЛИТ» за сбор полевых материалов и помощь в обработке и интерпретации данных; ББС МГУ им. Н.А.Перцова за поддержку исследований. Часть работ по обобщению данных выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (темы RFMEFI60717X0187, AAAA-A17-117111670044-9, AAAA-A16-11632810089-5).

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ПОКРОВНЫХ ЛЕДНИКОВ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ БЕЛОМОРЬЕ: ФАКТЫ И ДОМЫСЛЫ

Романенко Ф.А.¹

Более 20 лет, с 1995 г., на Беломорской биологической станции (ББС имени Н.А. Перцова) проходят специальную учебную практику студенты второго курса кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета Московского университета. Практика называется геолого-геоморфологической, т.к. в её задачи входит ознакомление студентов с геологической съёмкой и основными чертами геологического строения северной части Балтийского щита [Геолого-геоморфологическая..., 2015]. Значительное внимание уделяется четвертичным отложениям и истории развития рельефа в позднечетвертичное время.

Беломорская морская практика проходит в июне, когда студенты ещё не обладают необходимым полевым опытом. Поэтому в ходе полевых маршрутов в окрестностях ББС, охватывающих почти весь полуостров Киндо, Зелёный мыс, острова Кузокоцкого архипелага (Кастьян, Кокоиха) и, в некоторые годы – о. Великий, студенты задают множество вопросов, пытаются понять, на каком основании им приходится давать те или иные генетические интерпретации увиденным отложениям и/или формам рельефа. И иногда полученные ответы их не удовлетворяют, т.к. преподавателям приходится постоянно прибегать к материалам по соседним районам, ибо фиксируемое студентами на месте не всегда позволяет дать убедительное объяснение. Поэтому задача настоящего доклада – собрать несомненные факты существования того или иного агента рельефообразования непосредственно в районе ББС, отделив их от мнений, реконструкций и даже домыслов, неочевидных для студентов..

Мы коснемся главным образом деятельности покровных ледников и роли тектоники, т.к. именно эти факторы традиционно считаются ведущими в формировании рельефа западного побережья Белого моря. Даже беглый анализ имеющихся мелкомасштабных картографических материалов, которые обычно используются студентами, показывает неоднозначность интерпретаций, и отделение их от фактов неопытным исследователям представляется непростой задачей.

¹ Романенко Ф.А. — МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва.

На одной из первых схем четвертичных отложений Кольского полуострова [Лаврова, 1960] ближайшие окрестности к северо-западу от ББС перекрыты сплошным чехлом морены, а о. Великий оставлен чистым, безо всякого условного знака. На Геоморфологической карте СССР [1966], составленной по материалам Государственной геологической съёмки масштаба 1:1 000 000, здесь показаны только низменные морские равнины, а участки ледникового и денудационного рельефа располагаются западнее. На карте четвертичных отложений в «Атласе Мурманской области» [1971] в районе ББС и в юго-западной части о. Великого снова показан чехол ледниковых отложений позднечетвертичного и голоценового возраста (glQ_{III-IV}). Аналогичная карта в «Атласе Карельской АССР» [1989] даёт иную интерпретацию: полуостров Киндо отнесен к участкам выходов дочетвертичных пород, широкой полосой позднечетвертичных-голоценовых морских отложений отделённых от ледниковых образований материковой части Северной Карелии. На геоморфологической карте в том же атласе здесь показаны цокольные увалистые равнины древнего пенепплена высотой до 100–150 м с абразионной обработкой.

Недавняя реконструкция большого коллектива исследователей [Svendsen et al., 2004] помещает северо-западную часть Кандалакшского залива в свободную от покровного ледника возрастом 90 и 60 тыс.л.н. область неподалеку от его южной границы. Но 20 тыс.л.н. покровный ледник, по данным этих исследователей, полностью перекрывал всю котловину Белого моря, в том числе и интересующую нас территорию.

На гляциально-геоморфологической карте Кольского полуострова и прилегающих районов К. Хаттерстранда и К. Кларка [2006] в районе ББС просто белое пятно, ледниковые формы разного облика располагаются на значительном удалении, и только на о. Великом отражено несколько вытянутых ледниковых форм (друмлины или выходы флютинг-морены). Ближайшие скопления ледниковых форм на данной карте находятся в районе Кандалакшских гор и значительно южнее губы Чупы.

В.Я. Евзеров [2012] помещает район ББС в пределы маргинального пояса между конечными насыпными моренными грядами в период межстадиального потепления (западнее) и конечными напорными моренами периода стадиального похолодания (восточнее). Наконец, на карте четвертичных образований территории Российской Федерации [2013] полуостров Киндо показан ледниковой грядой, сложенной мореной осташковского возраста и окружённой морскими отложениями голоцена. Таким образом, встречающийся с многообразием мнений студент вынужден разбираться иногда в почти противоположных интерпретациях одних и тех же форм.

Выписывая из доступных на первых курсах учебных изданий [Шукин, 1960; Спиридонов, 1992; Рычагов, 2006] морфологические признаки ледникового рельефа, студент столкнётся со следующими особенностями ледниково-эрозионного рельефа:

1. Отсутствием покрова ледниковых отложений;
2. Наличием штрихов, борозд, серповидных знаков — следов сколов «под давлением выступающих из-под льда крупных обломков стойких горных пород» [Спиридонов, 1992, стр.279];
3. Ложбинами и котловинами вдоль тектонически ослабленных зон или доледниковых понижений;
4. Сериями продольных обработанных ледником гряд (сельг, китовых спин);
5. Бараньими лбами с асимметричным поперечным профилем;
6. Отщеплением и выламыванием блоков скальных пород по трещинам.

Для ледниково-аккумулятивного рельефа характерно:

1. Наличие крупных блоков горных пород — отторженцев;
2. Холмистый, холмисто-западинный рельеф без упорядоченной структуры или характерной вытянутой или ребристой структуры;
3. Дуги параллельно-грядовых форм и разнообразные насыпные формы.

Также для областей четвертичного оледенения отмечается наличие изостатических движений.

Анализируя детали рельефа окрестностей БББ, можно видеть, что здесь присутствуют не все перечисленные признаки и образования.

В пределах полуострова Киндо на значительной площади на поверхность выходит обнажённый скальный фундамент (гнейсы и амфиболиты позднего архея), и мощные толщи рыхлых отложений отсутствуют. Пески среднего голоцена с прослоями содержащих малакофауну глиен (так называемая «бореальная» линза) выполняют лишь понижения кровли на северном склоне горы Ругозёрской. Песчано-галечные образования мощностью до 7–8 м с малакофауной обнаружены в районе с. Ковды, а севернее Лесозаводского к склону сопки, сложенной габбро, прислонено мощное (не менее 20 м) песчаное тело с окатанными валунами и галькой, вскрытое карьером. До 5 м озёрно-болотных отложений обнаружены бурением в котловинах озёр Верхнего и Водопроводного, до 3,2 м — Малого Еремеевского на о. Великом. Мореноподобные отложения описаны лишь в акватории Великой Салмы, т.е. на суше они отсутствуют, как и холмисто-западинный и параллельно-грядовый рельеф и другие аккумулятивные формы.

Штрихи, борозды и серповидные знаки, которые неопровержимо свидетельствовали бы не об избирательном выветривании (таковых много), а о прохождении ледника, на полуострове не выявлены.

Гора Ругозёрская – вытянутая субширокопокатая скальная гряда (сельга), северный и южный склоны которой осложнены сериями крутых скальных уступов сбросового характера, а восточный склон расколот серией опоясывающих рвов и трещин, превративших его в труднопроходимый каменный хаос сброшенных и смещённых (видимо, сейсмическим событием) скальных блоков. Поверхность сельги усложнена параллельными субширотными ложбинами, выполненными торфом мощностью до 2 м, возраст которого около 3,5 тыс. радиоуглеродных лет [Геолого-геоморфологическая..., 2015]. То есть можно говорить об общей ориентировке главных элементов рельефа, как положительных, так и отрицательных, с запада на восток.

Оглаженные скальные выступы (взлобки) на полуострове Киндо весьма многочисленны, как и крупные (до 10 м в поперечнике) скальные блоки, достаточно часто встречающиеся на всех уровнях рельефа (но не выше 60 м). По составу это гнейсы, кристаллические сланцы, реже – габбро или единичный нефелиновый сиенит (не хибинский).

Таким образом, признаки «ледниковости» рельефа окрестностей Киндо – оглаженные скальные выступы, многочисленные скальные блоки и предположительно моренные (диамиктон) отложения в акватории.

В то же время признаки тектонических движений рядом с ББС многочисленны. По И.С. Шукину [1960], к тектоническим относятся формы рельефа, образовавшиеся непосредственно в результате тектонических деформаций земной поверхности, а также возникшие вследствие воздействия экзогенных процессов на первично-тектонический рельеф, в гранях которого обнажаются отпрепарированные денудацией более стойкие структурные элементы.

В пределах Кандалакшского грабена уже многие десятилетия известны восходящие тектонические движения. Их признаки – многочисленные валунные отмыски на обоих склонах горы Ругозерской (на высотах до 90 м над урезом Белого моря) и на островах Кузокоцкого архипелага. Облик отмысок тождествен таковому на побережье Баренцева моря. Морская фауна встречается в разрезах поверхности высотой 20–28 м, подтверждая её морское происхождение. Кроме того, О.С. Шиловой (Олюниной) [2011] обнаружены морские диатомовые водоросли в основании колонок озёрно-болотных отложений не только озёр Верхнего (урез 87 м) и Водопроводного (72 м), но и всех нижележащих озёр и болот. Радиоуглеродное датирование позволило

нам [Романенко, Шилова, 2012] установить интенсивность тектонического подъёма п-ва Киндо в голоцене, которая в настоящее время достигает 4 мм/год, а в начале голоцена достигала 11 мм/год. Подобные (и ещё более высокие) скорости установлены в нескольких точках побережья Белого моря группой В.В. Кольки [2005, 2012 и др.]. Данное обстоятельство может свидетельствовать о гляциоизостатической природе подъёма побережья, но, с другой стороны, общая тенденция к поднятию Балтийского щита реконструируется с протерозоя.

Длительный тектонический подъем и периодическая разрядка возникающих в земной коре напряжений привели к формированию очень сложного морфоструктурного плана побережья, появлению многочисленных тектонических уступов, трещин, рвов. Некоторые из них можно интерпретировать как следы древних землетрясений [Мараханов, Романенко, 2014], на что впервые указала И.Г. Авенариус [2005].

Таким образом, в ближайших окрестностях полуострова Киндо на суше не обнаруживаются очевидных признаков существования покровного оледенения, кроме отдельных блоков-отторженцев. В то же время очевидны признаки волновой (морской) обработки и высокой тектонической активности в послеледниковое время. То есть, наличие покровного оледенения восстанавливается главным образом по результатам работ в прилегающих районах, а также в акватории.

Работа выполнена в рамках госзадания кафедры геоморфологии и палеогеографии Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова №АААА-А16-11632810089-5 «Эволюция природной среды, динамика рельефа и геоморфологическая безопасность природопользования».

Литература

- [1] *Авенариус И.Г., Виталь А.Д., Фроль В.В.* Новейшие тектонические движения в районе пролива Великая Салма // Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности Российского Севера. – Апатиты: КНЦ РАН, 2005. – С. 9–10.
- [2] Атлас Карельской АССР. – М.: ГУГК, 1989. – 40 с.
- [3] Атлас Мурманской области. – М.: ГУГК; Л.: ЛГУ, 1971. – 34 с.
- [4] Геолого-геоморфологическая практика в Европейском Заполярье / Под ред. Ф.А. Романенко. – М.: Географический факультет МГУ, издательство «КДУ», 2016. – 176 с.
- [5] Геоморфологическая карта СССР. 1:1:7 500 000. Ред. Г.С. Ганешин. Л.: ВСЕГЕИ, 1966.
- [6] *Евзеров В.Я.* Позднеплейстоцен-голоценовые трансгрессии на побе-

режях Мурман и Белого моря в связи с дегляциацией // Геоморфология. 2012. №4. — С. 53–64.

- [7] Карта четвертичных образований территории Российской Федерации. 1:2 500 000. Гл.ред. Л.В. Петров, А.В. Морозов. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2013.
- [8] Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я., Корнер Д. Последлениковые гляциоизостатические движения на Северо-Востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и и полезным ископаемым Кольского полуострова. — Апатиты: КНЦ РАН, 2005. — С. 15–25.
- [9] Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я., Корнер Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене — голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озёр на южном берегу Кольского полуострова в районе поселка Умба // Известия РАН. Серия географическая. 2013. №1. — С. 73–88.
- [10] Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. — М.-Л.: Издательство АН СССР, 1960. — 236 с.
- [11] Мараханов А.В., Романенко Ф.А. Новые данные о послеледниковых сейсмодислокациях Северной Карелии (Карельский берег Белого моря) // Юдахинские чтения. Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI в. Архангельск: Ин-т экологических проблем Севера, 2014. — С. 137–140.
- [12] Олюнина О.С. Голоценовые диатомеи болот Кольского полуострова и Северо-Восточной Карелии. — М.: МАКС-пресс, 2011. — 180 с.
- [13] Романенко Ф.А., Шилова О.С. Последлениковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озёрно-болотных отложений полуострова Киндо // ДАН. 2012. Т. 442, №4. — С. 544–548.
- [14] Рычагов Г.И. Общая геоморфология. — М.: МГУ, 2006. 416 с.
- [15] Спиридонов А.И. Гляциальные процессы и морфолитогенез // Динамическая геоморфология. — М.: Издательство Московского университета, 1992. — С. 274–314.
- [16] Шукин И.С. Общая геоморфология. Т.1. — М.: Изд-во Московского ун-та, 1960. — 616 с.
- [17] Hatterstrand C., Clark C.D. The glacial geomorphology of Kola Peninsula and adjacent areas in Murmansk regions, Russia // Journal of Maps. 2006. — P. 30–42.
- [18] Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Science reviews. 23. 2004. — P. 1229–1271.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ДОННЫЕ ОСАДКИ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА

Рыбалко А.Е.¹

Четвертичные отложения Кандалакшского залива представлены отложениями последнего гляциоседиментационного цикла: ледниковыми образованиями осташковской (поздневалдайской) стадии и толщей поздне-последлениковых осадков неоплейстоценового и голоценового возраста [Невеский и др., 1977, Спиридонов и др., 1980]. Они образуют сплошной покров, отделенный от коренного цоколя четкой сейсмической границей. Ниже располагается «акустический фундамент», представленный на большей части дна залива кристаллическими породами Балтийского щита. Однако, в глубоководной впадине залива под рыхлым покровом вскрываются слоистые породы, представленные песчаниками терской свиты рифея [Рыбалко и др., 2017, Старовойтов и др., 2018].

Рельеф дна в Кандалакшском заливе — сложный, обусловлен блоковыми дифференцированными неотектоническими движениями кристаллического субстрата и экзарационными процессами, связанными с развитием покровных ледников Скандинавского оледенения. В целом, он представляет грабенообразный ров северо-западного простирания, который замыкается у группы островов (Средние луды) напротив Порьей губы. Далее он сильно сужается, глубоководная часть превращается в узкую извилистую ложбину, которая простирается до самой кутовой части. Мощность четвертичного покрова чрезвычайно изменчива, может в осевой части залива достигать 60м, но обычно составляет 20–50м.

В основании разреза рыхлых отложений залегает морена (тилл), представленная отложениями осташковского горизонта валдайского надгоризонта. Отложения подпорожского горизонта были условно нами выделены во внешней части Кандалакшского залива по данным сейсмоакустического профилирования [Рыбалко и др., 2017]. Ледниковые образования выделяются, прежде всего, на основании данных интерпретации сейсмоакустического профилирования и отделяются от подстилающих пород коренного цоколя и перекрывающих неоплейстоценовых отложений четко выраженными

¹ Рыбалко А.Е. — ЦАСД МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург.

поверхностями несогласий. На сейсмограммах они характеризуются нерегулярным, хаотическим типом записи с отдельными, довольно протяженными (до 10–20 км) отражающими границами. В целом, ледниковые образования облекают неровности дочетвертичного рельефа, хотя и образуют иногда грядообразные формы рельефа. Мощность ледниковых отложений варьирует от 15 до 25 м.

Описываемый горизонт вскрыт только в самой его верхней части вибротрубками [Невесский и др., 1977, Алявдин и др., 1977]. Он сложен плотными сухими, серыми глинистыми песками с постоянным присутствием валунно-галечного материала, количество которого может достигать 50% всего объема осадков. По данным гранулометрического состава данные осадки представлены типичными миктитами.

Выполненные Е.А. Спиридоновой спорово-пыльцевые анализы показали отсутствие закономерных палинологических спектров. Пыльца минерализована, деформирована, много переотложенных зерен мезозойских растений. Диатомовые водоросли в изученных образцах были не найдены [Алявдин и др., 1977].

Нерасчлененные ледниково-морские и ледниково-озерные отложения непосредственно перекрывают морену поздневалдайского оледенения и представлены толщей пепельно-серых песчанистых алевроглин с характерной ленточноподобной слоистостью и примесью гравия и гальки кристаллических пород. Мощность слоев вверх по разрезу постепенно уменьшается и они переходят в монотонные серые слабопесчанистые алевроглины. Общая мощность вскрытого пробпобором горизонта обычно составляет первые метры, но может возрастать по геофизическим данным до 15–20 м. Описываемые отложения образуют обширные выходы на поверхности морского дна, прикрытые маломощным чехлом подводного перлювия, на глубинах менее 60 м.

Появление данного горизонта в основании надледникового разреза явилось основанием для утверждения, что дегляциация началась в беломорской впадине, в условиях частично покрытого льдами приледникового бассейна за счет таяния края ледника [Рыбалко и др., 2017], и что глыба мертвого льда, о существовании которой вплоть до бореала настаивали Е.Н. Невесский и В.С. Медведев [Невесский и др., 1977] не существовала.

В геохимическом отношении описываемые отложения бескарбонатны, характеризуются низким содержанием Сорг. (<0,1%) и аутигенного кремнезема (<1%).

Стратиграфическая привязка описываемых отложений производилась, преимущественно, по данным спорово-пыльцевого анализа.

По своему положению эта толща сопоставляется с толщей «серых» илов», выделенных Е.Н. Невесским с соавторами [Невесский и др., 1977], но существенно отличается по литологии и характеру описанных разрезов.

Определение возраста данных отложений опирается на результаты спорово-пыльцевого анализа, выполненного Е.А. Спиридоновой в 1974 году. Она выделила 5 палинокомплексов. В трех из них преобладают перигляциальные элементы флоры, которые разделены двумя толщами с преобладанием древесной пыльцы, главным образом сосны и ели. По данным диатомового анализа, выполненного Т.Е. Лодышкиной в тех же разрезах, были выявлены в незначительных количествах морские и солоноватоводно-морских сублиторальных формы диатомей, пики развития которых четко коррелировались с периодами преобладания древесных растений. Это позволило сопоставить слои с господством пыльцы перигляциальных элементов со стадиями раннего, среднего и позднего дриаса, а разделяющие их горизонты – с межстадиями беллинг и аллеред [Алявдин и др., 1977]. Несмотря на дискуссионность этих данных и отсутствие более поздних исследований можно утверждать, что уже в позднем неоплейстоцене в Кандалашском заливе существовал приледниковый водный бассейн с сезонным ледовым покровом.

Наиболее верхний сейсмоакустический горизонт, хорошо выделяемый по данным высокочастотного сейсмопрофилирования [Рыбалко и др., 2017], уверенно сопоставляется с толщей голоценовых нефеловидных отложений.

В геологическом отношении они делятся на две неравные пачки. Нижняя из них, встречающаяся, только в наиболее полных разрезах, представлена тонкоотмученными глинами (плотными илами) коричневого цвета. Максимальная вскрытая мощность этих отложений составляет 1,2 м. Характерными литологическими признаками являются тонкий гранулометрический состав и присутствие аутигенных микроконкреций сульфидов, а также появление четких черных стяжений гидротроилита и редких обломков раковин морских моллюсков. Характерно почти полное отсутствие псаммитовых фракций. Все это указывает на крайне низкий уровень гидродинамической активности бассейна, его относительную глубоководность и отсутствие посторонних источников поставки крупно- и грубообломочного материала, что можно связать с отсутствием или незначительным развитием ледовой транспортировки. Для химического состава осадков описываемого горизонта характерно увеличение содержаний SiO_2 (до 1,06%), $C_{\text{орг}}$ – (до 0,4%).

В осадках описываемого горизонта выделено два палинологических комплекса (определения Е.А. Спиридоновой). В составе первого по сравнению с подстилающими отложениями увеличивается содержание пыльцы древесных, среди которых доминируют пыльца сосны и кустарничковой березы. Выше лежащий спорово-пыльцевой комплекс характеризуется господством пыльцы древесных пород с абсолютным доминированием сосны и единичным присутствием пыльцы травянистых растений. Сопоставление описанных палинокомплексов с результатами палинологических исследований Северо-Запада Европейской части России позволило Е.А. Сельному и бореальному времени [Алявдин и др., 1977].

Верхняя пачка покровного сейсмостратиграфического комплекса [Рыбалко и др., 2017] представлена фациально разнообразными отложениями, которые все без исключения авторы относят к среднему и верхнему голоцену. В открытой части моря – это типичные нефелоидные осадки, сложенные мягкими зеленовато-серые пелитами и алевропелитами с постоянным присутствием песчаных зерен и характерной пятнистостью, обусловленной стяжениями гидротроилита. В них нередко отмечаются раковины морских моллюсков или их обломки. Средняя мощность описываемой толщи составляет 4–5 метров, но может достигать по геофизическим данным 10–15 м [Рыбалко и др., 2017]. Осадки описываемого горизонта в настоящее время покрывают 45–55% площади морского дна, причем зона современного (субатлантического) осадкообразования еще более сокращена. В изолированных впадинах синхронно с зеленовато-серыми илами накапливаются черные алевропелиты и алевролиты с отчетливым запахом сероводорода, которые фиксируют зоны анаэробного седиментогенеза. В прибрежной зоне (до глубин 10 м) этим осадкам соответствуют толщи песков и песчано-галечных образований, формирование которых связано с волновыми процессами. Мощность прибрежных песчаных тел может достигать 10 и более метров [Рыбалко и др., 2017].

Отложения данного горизонта в Кандалакшском заливе получили наиболее полную характеристику, т.к. содержат большое количество зерен пыльцы и панцирей диатомей, а также редкие обломки мелких раковин морских моллюсков. По данным спорово-пыльцевого анализа в их составе выделяются четыре последовательно сменяющих друг друга по разрезу палинокомплекса. Первый спорово-пыльцевой комплекс выделяется по доминированию в спектрах споровых растений, а пыльца древесных встречается в подчиненном количестве. В составе последней господствует сосна, а пыльца ши-

роколиственных полностью отсутствует. По мнению Е.А. Спиридоновой возраст вмещающих осадков можно соотнести со второй половиной бореального времени голоцен [Алявдин и др. 1977]. Данному палинокомплексу соответствует возрастание содержания диатомей, развитие которых связано с трансгрессией Тапес I [Джиноридзе и др. 1979].

Во втором спорово-пыльцевом спектре по сравнению с первым возрастает роль пыльцы древесных пород в составе которой преобладает сосна, а субдоминантами являются береза и ель. Характерно постоянное присутствие пыльцы широколиственных пород – дуба, вяза, лещины. С выделенным спорово-пыльцевым комплексом хорошо сопоставляется пик интенсивного развития диатомовых (Трансгрессия Тапес II). Характерно присутствие большого количества фораминифер. Сопоставление полученных микрофаунистических данных позволило соотнести вмещающие осадки с атлантическим пиком голоцена, который приходится на климатический оптимум [Джиноридзе и др. 1979].

Третий спорово-пыльцевой комплекс характеризуется главным образом, изменениями в составе пыльцы древесных растений. При сохранении ведущей роли сосны в качестве субдоминанта сохраняется лишь ель. Пыльца широколиственных полностью пропадает, а среди березы появляется *Betula nana*. Происходит также резкое уменьшение общего количества диатомовых, внутри них практическое исчезновение теплолюбивых форм. Среди фораминифер возрастает относительное количество песчаных форм, что указывает на некоторое обмеление бассейна. Приведенные данные позволяют датировать вмещающие осадки суббореальным временем.

Четвертый спорово-пыльцевой комплекс развит в наиболее верхних горизонтах осадков характеризуется возрастанием роли споровых растений сохранением господства пыльцы древесных растений (до 74%), в составе которых абсолютно преобладает сосна. Эти спектры, по мнению Е.А. Спиридоновой, характерны для субатлантического периода голоцена. В составе диатомовой флоры возрастает роль холоднолюбивых форм, что полностью соответствует современной диатомовой флоре Белого моря [Джиноридзе и др. 1979]. Таким образом, микропалеонтологические исследования донных отложений Кандалакшского залива позволили выделить в составе отложений верхнего сейсмокомплекса бореальные атлантические, суббореальные и субатлантические слои голоцена [Рыбалко и др., 2017]. Это хорошо сопоставляется как с материалами Е.Н. Невес-

ского и В.С. Медведева [Невесский и др., 1977], так и с новейшими стратиграфическими данными, полученными при выполнении программы «Мировой океан» в 2004-2007 г.г. [Полякова и др., 2014].

Таким образом, полученные в ходе морских геологосъемочных работ материалы по биостратиграфии четвертичных отложений Кандалакшского залива позволили создать надежную основу для составления стратиграфической схемы и выпуска геологических карт Белого моря в 2013 году, показали, сложный режим формирования этих осадков и смену пульсационного седиментационного режима в позднеледниковое время типичным нефелоидным, характерным для всех внутренних бассейнов восточной периферии Балтийского кристаллического щита.

Данный проект выполнен при поддержке гранта РФФИ № 18-05-03303.

Литература

- [1] Алявдин Ф.А., Мануйлов С.Ф., Рыбалко А.Е. др. Новые данные по геологии северо-западной части Белого моря // Природа и хозяйство Севера. — Мурманск, 1977. Вып. 6. — С. 30—38.
- [2] Джиноридзе Р.Н., Кириенко Е.А., Калугина Л.В. и др. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений северной части Белого моря // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. — М.: Наука, 1979. — С. 34—39.
- [3] Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. — М.: Наука, 1977. — 246 с.
- [4] Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П. и др. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря. ДАН, 2014, т. 454, №4. — С. 467—472
- [5] Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р. Токарев М.Ю. Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене // Система Белого моря, т. IV, Процессы осадкообразования, геология и история. — М.: Научный мир, 2017. — С.16-84
- [6] Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В. и др. Геология Белого моря. Советская геология, 1980. №4. — С. 45—55
- [7] Старовойтов А.В., Токарев М.Ю., Терехина Я.Е. Атлас по интерпретации геофизических данных для морской практики на Белом море: учебное пособие. — М.: «КДУ», «Университетская книга», 2018. — 110 с.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БЕЛОМОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ И ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПОКРОВА БЕЛОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

Рыбалко А.Е.¹, Токарев М.Ю.², Семенова Л.Р.³,
Журавлев В.А.⁴, Барымова А.В.⁵, Старовойтов А.В.²

Белое море является одним из трех существующих в мире внутренних морей гляциального шельфа. Другими такими водными бассейнами являются Балтийское море и Гудзонов залив. Их общими чертами являются расположение по периферии древних кристаллических щитов, которые в четвертичное время неоднократно служили ареной для развития ледниковых щитов. Белое море приурочено к восточной окраине Балтийского кристаллического щита и является самым северным водным бассейном из 4-х, имеющих такое же расположение и близкое происхождение: два моря (Балтийское и Белое) и два Великих озера Европы (Ладжское и Онежское).

История изучения геологического строения Белого моря началась с описания берегов, которое проводили русские гидрографы. Работы непосредственно в море стали проводиться в начале XX века (М.В. Кленова, Т.И. Горшкова, В.П. Зенкевич и др.). Первая стратиграфо-палеогеографическая схема развития беломорского бассейна по данным геологического прободобора в самом море была опубликована в 1951 году И.К. Авиловым [Рыбалко и др., 2017]. Первым, наиболее полным, этапом изучения четвертичных отложений Белого моря была комплексная экспедиция ИО АН СССР в 60-х годах прошлого века, в ходе которой изучались берега, отбирались колонки донных отложений, которые подвергались биостратиграфическим и литологическим исследованиям. Результаты этой экспедиции были обобщены в известной монографии Е.Н. Невесского и В.С. Медведева [Невесский и др., 1977]. Второй крупный этап изучения четвертичных отложений беломорского бассейна связан с работами ВСЕГЕИ, который проводил здесь одни из первых в стране

¹ Рыбалко А.Е. — Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург; ЦАСД МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

² Токарев М.Ю., Старовойтов А.В. — МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

³ Семенова Л.Р. — ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург.

⁴ Журавлев В.А. — МАГЭ, Мурманск.

⁵ Барымова А.В. — ЦМИ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

опытно-методические и опытно-производственные морские геолого-госъемочные работы среднего масштаба. Они включали в себя кроме массового геологического пробоотбора сейсмоакустические исследования (МГУ) и другие виды геофизических работ. Результаты были подведены в целой сети статей [Спиридонов и др. 1980], а также послужили основой для первой карты четвертичных отложений [Государственная..., 2004]. В XXI веке продолжались исследования четвертичных отложений как в рамках национальной программы «Мировой океан» (академик А.П. Лисицин), так и морских карто-составительских работ (МАГЭ, ВСЕГЕИ и др.), результаты которых нашли отражение в издании серии листов геологической карты масштаба 1:1000000 [Государственная..., 2012а, 2012в, 2012в], а также в серии монографий «Система Белого моря» [Рыбалко и др., 2017].

Формирование Белого моря или точнее котловины, которую в настоящее время занимает Белое море, началось давно — в верхнем протерозое, когда был заложен Кандалакшский рифт (авлакоген), в котором накопилось более 2-х км терригенных песчано-глинистых отложений [Балуев, Журавлев, 2017]. Структурная предопределенность заложения беломорского бассейна отчетливо проявляется в современном рельефе морского дна, значительную часть которого составляет глубоководная впадина северо-западного простирания. Именно это направление большинства структур, характерное для Балтийского кристаллического щита [Балуев, Журавлев, 2017; Балуев и др., 2012] также подчеркивает структурную предопределенность формирования беломорской котловины.

Следующий этап развития Белого моря уже связан с четвертичным временем. Несомненно, что морские и озерные бассейны существовали в пределах беломорской впадины и в более ранние этапы четвертичной истории, о чем свидетельствуют результаты изучения береговых разрезов [Стрелков и др., 1976], а также обнаружение миккулинских отложений в Горле Белого моря [Соболев и др. 1995]. Но современное Белое море — это продукт последнего этапа валдайского оледенения (Осташковское время), когда вся беломорская котловина представляла собой обширный ледоем. Свидетельством тому служит структурно-экзарационный рельеф в северо-западной и западной части моря и экзарационно-аккумулятивный рельеф в южной части его. Об этом же говорят и обширные заливы (Онежский, Двинский и др.) которых связано с продвижением ледниковых языков в мягких породах платформенного чехла. Именно экзарационная деятельность ледников обусловила новое морфологическое обновление впадины Кандалакшского грабена, глубина днища которого по данным МОВ ОГТ

достигает отметок —480 м ниже уровня моря [Рыбалко и др., 2017]. С аккумулятивной деятельностью ледников связан грядовый рельеф, столь характерный для этого морского бассейна. Мощность четвертичных отложений в грядах может достигать 100 и более метров. Они отчетливо очерчивают направление движения ледниковых лопастей, а также участки стабилизации края ледника при его деградации.

В период максимальной стадии лопастей Скандинавского ледника, двигавшиеся через впадину Белого моря, огибали глыбу Кольского массива и взаимодействовали с покровным ледником (Новоземельским?), распространявшемся с северо-востока (в пределах современной акватории Баренцева моря и в районе Горла Белого моря). Как это происходило, мы не знаем до сих пор, так как интенсивный гидродинамический режим в Горле и Воронке уничтожил большинство следов как ледниковой, так и послеледниковой деятельности. Однако, как на акватории, так и на окружающих берегах можно с высокой степенью достоверности установить границы максимального распространения Скандинавского ледника, граница оледенения в невскую стадию и в стадию Сальпаусселька I. Возраст остальных гряд во впадине Белого моря устанавливается в значительной степени условно [Семенова и др., 2011]. По видимому в последний раз, ледник оккупировал впадину Белого моря в средне-дриасовое похолодание (от 12,2–12,3 до 11,8–12,0 тыс. л. н.). С этим временем возможно связано формирование крупных гряд в Белом море, протягивающихся от мыса Воронов к о-ву Моржовец, в которых мощность ледниковых отложений достигает 60 — 80 м. Более поздняя фаза наступления ледника, называемая Невской, привела к образованию двух осцилляторных гряд, протягивающихся от устья реки Оленицы и упирающихся в Зимний берег. Мощность ледниковых отложений, слагающих эти гряды, достигает по сейсмоакустическим данным 60–80 м. Они асимметричны с крутым северным и относительно пологим южным склонами. Внутри гряд отмечаются протяженные отражающие горизонты, которые могут разделять разновозрастные морены [Семенова и др., 2011, Рыбалко и др., 2017]. Южная граница ледника поздней подстадии Невской стадии проходила в Южной части Онежского залива (Лямецкий краевой комплекс), а также вдоль восточного берега в Двинском заливе. Условно к этому возрасту относится и сложно построенный комплекс ледниковых гряд в районе о-ва Жижгин, причем разрушение ледника здесь происходило стремительно, сопровождалось интенсивным заполнением межморенных впадин, где мощность осадков позднего, послеледникового возраста превышает 35 м [Рыбалко и др., 2017].

В позднедриасовое похолодание (от 11,3–11,2 до 10 тыс. л. н.) произошло последнее крупное наступление льдов, в пределах Кольского полуострова (различаются три его подстадии — Сальпаусселькя I, II, III.) Именно с этим периодом связано формирование локальных ледниковых гряд как в Кандалакшском заливе, так и оперяющих его губах. Это две осцилляторные гряды в устье Порьей губы и в северо-западной части Кандалакшского залива (Столбовые луды). Очевидно, с этим временем связаны и радиальные ледниковые гряды в ледосборной воронке Кандалакшского залива, которые сформированы на кристаллическом цоколе (современные Кандалакшские шхеры). Мощность ледниковых образований здесь невелика и не превышает первых десятков метров [Семенова и др., 2011].

Позднеледниковый этап развития Белого моря, который по времени совпадает с поздним неоплейстоценом- ранним голоценом, является исключительно важным для формирования покрова рыхлых (четвертичных) отложений. Именно в это время в отдельных местах беломорской впадины начали формироваться первые приледниковые бассейны. В настоящее время можно считать установленным, что около 13 000 лет тому назад (ВС) пресноводный бассейн существовал в южной части современного Онежского залива, а край ледника (Невская стадия) располагался у села Лямцы на Онежском полуострове [Рыбалко и др. 2017]. Данные палинологического и диатомового анализов, хоть и косвенно, позволяют считать что, по крайней мере, с белинга, водный бассейн существовал и в Кандалакшском заливе (см. нашу статью в этом же сборнике). Среднедриасовые датировки получены в Кандалакшском заливе и к северу от Соловецкого архипелага [Рыбалко и др., 2017]. Именно с этим периодом (в палеогеографическом смысле — позднеледниковом) связано накопление мощной толщи ленточнослоистых осадков. Сам приледниковый бассейн был ледовитым, о чем говорит большая примесь в этих отложениях грубообломочного материала и относительная бедность диатомовой флоры, что подтверждается и минимальными значениями в донных осадках как карбоната кальция, так и SiO_2 _{2 аут}. Но главное — именно в этот период, во впадину Белого моря поступила основная масса обломочного материала вместе с тальми водами. Данные высокочастотного профилирования, как и материалы сейсмоакустических съемок современной аппаратурой убедительно свидетельствуют, что в позднем неоплейстоцене происходил главный этап выравнивания донного постледникового рельефа. Господствующим процессом седиментации в это время было отложение и переотложение обломочного материала из-за пульсационного по-

ступления кластического материала и неустойчивой гидродинамики приледниковых бассейнов. Об этом же свидетельствуют и данные палинологического анализа, при котором были установлены признаки массового переотложения спор и зерен пыльцы, что сильно затрудняет реконструкцию развития палеорастительности [Рыбалко и др., 2017]. Следует отметить, что ледник, стоящий тогда и в южной Карелии, был основным ландшафтноконтролирующим фактором, в результате чего спорово-пыльцевые спектры, полученные в Финском заливе, где формирование приледникового бассейна также началось около 13000 лет т.н., практически идентичны (данные Е.А. Спиридоновой и других палинологов).

Приледниковый этап развития беломорского бассейна закончился в аллереде, когда из-за потепления воды Баренцева моря (в том числе и атлантические воды) начали поступать в беломорский бассейн. Край тающего ледника в это время отодвинулся и обломочного материала стало меньше, в результате чего резко сократилась и мощность соответствующих осадков. Учитывая, что в раннем голоцене по данным Б.И. Кошечкина с коллегами [Стрелков и др., 1976], а также по данным морских геологосъемочных работ [Рыбалко и др., 2017] в Белом море была регрессия, мощность раннеголоценовых осадков редко превышает 1 м. Только в Онежском заливе в это время активно накапливались уже типично морские нефелоиды, а в лагуне между Соловецким и Анзерским островами начала активно селиться морская малакофауна.

Позднеледниковый (средне- и позднеголоценовый) этап развития Белого моря широко освещен в литературе и мы не будем на этом останавливаться. Укажем только, что это было время развития морского бассейна в условиях активно поднимающихся берегов. С этим были связаны проявление геодинамических процессов и тесно связанных с ними в условиях пересеченного рельефа гравитационных явлений.

В заключение авторы благодарят многочисленных определителей микрофауны и флоры, особенно Е.А. Спиридонову и ушедшую от нас Р.Н. Джиноридзе, без которых просто не было бы рассказанной истории. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №18-05-03303 от 2018 года, а также в рамках темы: «Разработка аппаратно-программных систем для поиска, разведки, геофизического и геохимического мониторинга эксплуатации углеводородных резервуаров, в том числе отдаленных регионов и сложных климатических условий», при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации, грантового соглашения №14.607.21.0187 от 26 сентября 2017 года (уникальный идентификатор соглашения: RFMEFI60717X0187).

Литература

- [1] *Балуев А.С., Журавлев В.А.* Геологическое строение и тектоническая эволюция дочетвертичного ложа Белого моря и прилегающих территорий // Система Белого моря, т.IV, Процессы осадкообразования, геология и история. — М.: Научный мир, 2017. — С. 9–16.
- [2] *Балуев А.С., Журавлев В.А., Колодяжный С.Ю. и др.* Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий, масштаб 1:500000. — М.: ИПП «Куна», 2012, —104 с.
- [3] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Q-(35)-37 — Кировск. Объяснительная записка / К.Я. Якобсон, Ю.Б. Богданов и др. — СПб.: Карт.ф-ка ВСЕГЕИ, 2004. — 268 с.
- [4] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-37-Архангельск. Объяснительная записка. — СПб.: Карт.ф-ка ВСЕГЕИ, 2012б. — 302с.
- [5] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Мезенская. Лист Q-38-Мезень. Объяснительная записка. — СПб.: Карт.ф-ка ВСЕГЕИ, 2012в. — 350 с.
- [6] *Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В.* Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. — М.: Наука, 1977. — 246 с.
- [7] *Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р., Токарев М.Ю.* Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене // Система Белого моря, т.IV, Процессы осадкообразования, геология и история. — М.: Научный мир, 2017. — С. 16–84.
- [8] *Семёнова Л.Р., Рыбалко А.Е., Журавлев В.А.* Стадии оледенений позднего неоплейстоцена Кольского полуострова и Беломорья // Материалы VII всероссийского совещания по изучению четвертичного периода Апатиты, 12–17 сентября 2011 г. Т.2. — Апатиты: Геологический ин-т КНЦ РАН, 2011. — С. 232–233.
- [9] *Соболев В.М., Алешинская З.Ю., Полякова Е.И.* Новые данные о палеогеографии Белого моря в позднем плейстоцене-голоцене. // Корреляция палеогеографических событий: материк-шельф-океан. — М.: МГУ, 1995. — С. 120–129.
- [10] *Спиридонов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В. и др.* Геология Белого моря. Советская геология, 1980. №4. — С. 45–55.
- [11] *Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. и др.* История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского шита. — Л.: Наука, 1976, — 164 с.

МИКРОБНЫЕ ПРОЦЕССЫ И МИКРООРГАНИЗМЫ ОЗЕРА ТРЁХЦВЕТНОЕ – МЕРОМИКТИЧЕСКОГО ВОДОЁМА НА ПОБЕРЕЖЬЕ КАНДАЛАКШСКОГО ЗАЛИВА БЕЛОГО МОРЯ

Саввичев А.С.¹, Летаров А.В.¹, Лунина О.Н.¹,
Веслополова Е.Ф.¹, Демиденко Н.А.²,
Кокрятская Н.М.³, Краснова Е.Д.⁴, Горленко В.М.¹

Меромиктические водоемы, имеющие вертикальную стратификацию по температуре и содержанию солей, являются классическими объектами исследований лимнологов, биогеохимиков, микробиологов [Кузнецов, 1970]. В водной толще меромиктических водоемов в слое хемоклина развивается сложное многослойное микробное сообщество, участвующее в преобразовании соединений углерода, серы, железа, марганца [Ivanov et al., 2001; Pimenov et al., 2003; Саввичев с соавт., 2004, Crowe et al., 2010; Galand et al., 2012; Wand et al., 2006].

Озеро Трехцветное (66° 35.53' N, 32° 59.97' E) — меромиктический водоем классического типа. Это небольшое (150 м в ширину и 340 м в длину) озеро с максимальной глубиной 7,5 м расположено в 12 км от ББС МГУ. Название «Трехцветное» этому озеру дано за отчетливое различие в окраске трех слоев водной толщи [Пантюлин, Краснова, 2011]. Актуальность исследования водоемов, отделенных от основного морского бассейна, связана, прежде всего, с необходимостью прогноза негативных последствий сероводородного заражения в искусственно замкнутых морских акваториях, появившихся в результате строительства дамб, плотин, приливных электростанций и т.д.

Общая численность и биомасса микроорганизмов. Микроскопирование окрашенных препаратов показало крайне неравномерное распределение микроорганизмов в водной толще оз. Трехцветное (рис. 1).

¹ Саввичев А.С., Летаров А.В., Лунина О.Н., Веслополова Е.Ф., Горленко В.М. — Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского ФИЦ РАН, Москва.

² Демиденко Н.А. — Государственный океанографический Институт им. Н.Н. Зубова, Москва.

³ Кокрятская Н.М. — Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск.

⁴ Краснова Е.Д. — МГУ им. М.В. Ломоносова, биологический факультет, Москва.

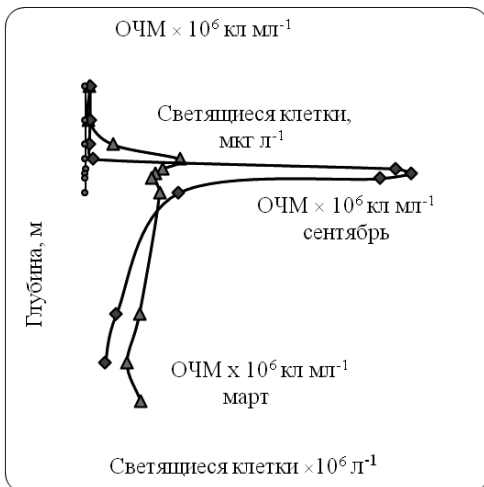


Рис. 1. Общая численность микроорганизмов (ОЧМ) водной толщи оз. Трехцветное

Величина общей численности микроорганизмов (ОЧМ) была относительно высокой в верхнем кислородсодержащем водном слое (ср. 3,0 млн кл мл⁻¹). В высокоплотном «густо-зеленом» слое хемоклина величина ОЧМ достигала крайне высоких значений — до 60 млн кл мл⁻¹ (слой 1,8 м) в зимний сезон 2013 г. и до 210 млн кл мл⁻¹ (слой 2,0 м) в сентябре 2014 г. Средний объем клеток бактерий в аэробной водной толще составлял 2,5 мкм³, а в «густо-зеленом» слое достигал 2,0 мкм³. Соответственно величина микробной биомассы в аэробном слое составляла 0,5–0,7 мг л⁻¹, а в слое максимальной плотности 42 мг л⁻¹.

Продукция фотосинтеза и интенсивность темновой CO₂ ассимиляции в водной толще озера. Для меромиктических водоемов и для оз. Трехцветное, в частности, характерно два типа фотосинтеза: кислородный, осуществляемый эукариотическими водорослями и цианобактериями в поверхностном водном слое и анаэробный, осуществляемый анаэробными фототрофными бактериями (АФБ) в глубинном слое. В августе в аэробной зоне активность фотосинтеза была зарегистрирована в поверхностном слое до 1,8 м включительно (рис. 2).

Интенсивность кислородного фотосинтеза составляла 12–24 ммоль С л⁻¹ сут⁻¹. На нижней границе аэробной зоны интенсивность фотосинтеза резко снижалась. Второй, более выраженный, чем первый, пик световой фиксации углекислоты проявлялся в верхней части сероводородсодержащего, «густо-зеленом» слоя, на горизонтах 1,9 и

2,0 м (до 240 ммоль С л⁻¹ сут⁻¹). При дальнейшем погружении интенсивность фотосинтеза резко падает и, в минимальных значениях обнаруживается даже в придонном горизонте (до 0,8 ммоль С л⁻¹ сут⁻¹).

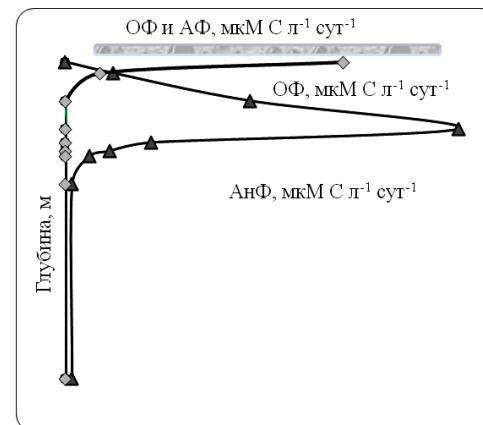


Рис. 2. Интенсивность кислородного (ОФ) фотосинтеза и анаэробного (АнФ) фотосинтеза в водной толще оз. Трехцветное в зимний и летний сезоны

Темновая ассимиляция углекислоты (ТАУ) является суммарным показателем, включающим как интенсивность гетеротрофного карбоксилирования, так и автотрофное потребление углекислоты при хемосинтезе. В аэробном водном слое величина ТАУ является характеристикой активности фототрофного и гетеротрофного бактериопланктона (3–6,5 ммоль С л⁻¹ сут⁻¹ в августе, (рис. 2). В этом водном слое хемоавтотрофные процессы протекают слабо, из-за недостатка неорганических восстановителей. В зеленом слое величина ТАУ скачкообразно возрастает до 27,3 и 47,8 ммоль С л⁻¹ сут⁻¹ в сентябре. На нижележащих водных горизонтах величина ТАУ плавно падает от редокс-зоны к придонному слою (до 8,0–14,0 ммоль С л⁻¹ сут⁻¹ в сентябре). Процесс ассимиляции углекислоты осуществляется как за счет анаэробных гетеротрофных микроорганизмов, так и за счет анаэробных хемоавтотрофов: гидрогенотрофных сульфатредукторов и метаногенов.

Анаэробные фототрофные бактерии оз. Трехцветное. Из накопительного флакона, с глубины 1 м, была выделена культура ЗСБ штамм *GrTcv12*. Клетки были мелкие, неподвижные, округлые или овальные, размером 0,1–0,15 x 0,2–0,3 мкм, содержали газовые вакуоли и могли образовывать короткие и длинные (более 20 клеток) изогнутые нити. Оптимальная соленость для роста штамма *GrTcv12*

составляла 5–10 г/л NaCl. Фотосинтетическими пигментами были Бхл *d* и каротиноид хлоробактин. Из колоний, выросших на агаризованной среде при посеве пробы воды с глубины 1,5 м, были выделены пурпурные серные бактерии (ПСБ) *AmTcv13*. Это были неподвижные округлые клетки 1–1,7 мкм в диаметре, содержащие газовые вакуоли и капли серы. Культура хорошо вырастала при солености 10–35 г/л NaCl, оптимальная соленость составляла 10 г/л. По данным сиквенса 16S рДНК штамм *AmTcv13* оказался наиболее близок к штамму *Thiocapsa sp. AmPS10* (номер Генбанка КС702856), выделенному из озера Кисло-Сладкое осенью 2010 г. [Лунина с соавт., 2014], и имеет с ним 99% сходства.

Процесс бактериальной сульфатредукции. Проведенные радиоизотопные эксперименты показали, что процесс сульфатредукции (СР) начинает реально проявляться на горизонте 1,75 м, соответствующему верхнему горизонту редокс зоны. Ниже интенсивность СР возрастает и достигает максимально высоких значений ($19\text{--}34 \text{ мкмоль S л}^{-1} \text{ сут}^{-1}$) в «густо-зеленом» водном горизонте 2,0–2,1 м. Именно на этом горизонте процесс образования свежего ОВ за счет аноксигенного фотосинтеза протекает наиболее активно. Ниже 2,1 м интенсивность СР снижается: до $15 \text{ мкмоль S л}^{-1} \text{ сут}^{-1}$ на горизонте 2,5 м и до $10 \text{ мкмоль S л}^{-1} \text{ сут}^{-1}$ на горизонте 6,0 м. Изотопный состав углерода ОВ взвеси в поверхностном слое водоема оказался близок к значениям, характерным для пресноводной взвеси, что указывает на влияние пресного стока из окружающих озеро заболоченных берегов.

Горизонт 1,5 м, который характеризуется локальным максимумом активности оксигенного фотосинтеза был обогащен тяжелым изотопом углерода ОВ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{Сорг.}} = -25,1\text{‰}$) в составе новообразованного автохтонного фитопланктона. Увеличение доли тяжелого изотопа связано с фракционированием, осуществляемым оксигенными фототрофами, потребляющими преимущественно легкий изотоп карбонатного углерода [Пименов с соавт., 2008]. Начиная с горизонта 1,75 м и до 2,1 м наблюдается заметное облегчение изотопного состава углерода ОВ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{Сорг.}} = -28,8\text{‰} \text{--} -32,9\text{‰}$). В глубинном анаэробном водном слое величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{Сорг.}}$ варьирует от $-25,4$ до $-26,0\text{‰}$, а величина $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$ от $-8,9$ до $-9,2\text{‰}$, при этом эффективность фракционирования составляет $\Delta = 16,4\text{--}16,9\text{‰}$. Облегчение изотопного состава минерального углерода в придонных горизонтах связано с интенсивными процессами анаэробной деструкции ОВ, образованного сообществом аноксигенных фототрофных, хемотрофных и метанотрофных микроорганизмов в вышерасположенном водном слое.

Среди многих прибрежных водоемов Кандалакшского побережья, имеющих ограниченную связь с основным морским бассейном, оз. Трехцветное выделяется наибольшей стабильностью гидрологического режима. В настоящее время абсолютная отметка уреза воды (замер 2014 года) составляет 0,85 м [Краснова с соавт., 2014]. Озеро отделено от Пеккелинской губы заросшей протокой, при этом поступление свежей морской воды является крайне редким событием, случающимся при совпадении сильного нагонного ветра с сизигийным приливом. Вероятно, что именно стабильность в стратификации приводит к существованию плотного «зеленого слоя». Плотные микробные слои, выделяющиеся и различимые за счет своего естественного красного или зеленого цвета, иногда получали название «бактериальных пластин» [Vila et al., 1998; Garcia-Gil et al., 1999; Camacho et al., 2001; Рогозин с соавт., 2010]. Было показано, что численность пурпурных серных бактерий в плотном слое оз. Махони (Mahoney), Канада превышает 10^8 кл мл⁻¹ [Overmann, 1997]. Исследованное нами озеро Трехцветное отличалось тем, что фототрофное микробное сообщество плотного слоя было представлено только зелеными серными бактериями. Общая численность микроорганизмов в этом слое достигала $2,1 \times 10^8$ кл мл⁻¹.

Авторы признательны коллегам из разных учреждений, принявшим участие в летних и зимних исследованиях оз. Трехцветное Д.А. Воронову, Н.Л. Фроловой, С.В. Пацаевой, А.В. Харчевой, С.А. Забелиной, Г.Н. Лосюк. Работа выполнена с использованием финансовых средств грантов РФФИ 17-04-01263 и 16-05-00548.

Литература

- [1] Краснова Е.Д., Демиденко Н.А., Пантюлин А.Н., Фролова Н.Л., Ефимова Л.Е., Широкова В.А. Термический и ледовый режимы реликтовых водоемов, отделяющихся от Белого моря // Динамика и термина рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей : труды VIII Межд. научно-практической конф.: в 2 т. — М.: РУДН, 24–27 ноября 2014 г. — М.: РУДН, 2014. — С. 430–443.
- [2] Кузнецов С. И. Микрофлора озер и ее геохимическая деятельность. — Л.: Наука, 1970. 440 с.
- [3] Лунина О. Н., Саввичев А.С., Пименов Н.В., Кузнецов Б.Б., Горленко В.М. Аноксигенные фототрофные бактерии оз. Кисло-Сладкое (Кандалакшский залив Белого моря) // Микробиология. 2013. Т. 82. №6. —С. 815–832.
- [4] Пантюлин А.Н., Краснова Е.Д. Отделяющиеся водоемы Белого моря: новый объект для междисциплинарных исследований. «Гео-

логия морей и океанов»: Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. — М.: 2011. — С. 241–245.

- [5] Пименов Н.В., Лунина О.Н., Прусакова Т.С., Русанов И.И., Иванов М.В. Биологическое фракционирование стабильных изотопов углерода на границе аэробных и анаэробных вод в меромиктических водоемах // Микробиология. 2008. Т. 77. №6. — С. 839–847.
- [6] Rogozin D.Yu., Trusova M.Yu., Khromchek E.B., Degermendzhi A.G. Микробное сообщество хемоклина меромиктического озера Шунет (Хакасия, Россия) в период летней стратификации // Микробиология. 2010. Т. 79. №2. — С. 277–285.
- [7] Саввичев А.С., Русанов И.И., Юсупов С.К., Пименов Н.В., Леин А.Ю., Иванов М.В. Биогеохимический цикл метана в прибрежной зоне и литорали Кандалакшского залива Белого моря // Микробиология. 2004. Т. 73. №4. — С. 540–552.
- [8] Camacho A., Erez J., Chicote A., Florin M., Squires M.M., Lehmann C., Bahofen R. Microbial microstratification, inorganic carbon photoassimilation and dark carbon fixation at the chemocline of the meromictic Lake Cadagno (Switzerland) and its relevance to the food web // Aquat. Sci., 2001. — V. 63. — P. 91–106.
- [9] Crowe S.A., O'Neill A.H., Katsev S., Hehanussa P., Haffner G.D., Sundby B., Mucci A., Fowle D.A. (2008) The biogeochemistry of tropical lakes: a case study from Lake Matano, Indonesia. Limnology and Oceanography 53, — P. 319–331.
- [10] Galand P.E., Bourrain M., De Maistre E., Catala P., Desdevise Y., Elifantz H., Kirchman D. L., Lebaron P. Phylogenetic and functional diversity of Bacteria and Archaea in a unique stratified lagoon, the Clipperton atoll (N Pacific) // FEMS Microbiol. Ecol. 2012. №79. — P. 203–217.
- [11] Garcia-Gil L.J., Vicente E., Camacho A., Borrego C.M., Vila X., Cristina X.P., Rodriguez-Gonzalez J. Vertical distribution of photosynthetic sulphur bacteria linked to saline gradients in Lake El Tobar (Cuenca, Spain) // Aquat. Microb. Ecol., 1999, V. 20. — P. 299–303.
- [12] Overmann J. Mahoney Lake: a case study of the ecological significance of phototrophic sulphur bacteria // Adv. Microb. Ecol. 1997. V. 15. — P. 251–288.
- [13] Vila X., Abella C.A., Figueras J.B., Hurley J.P. Vertical models of phototrophic bacterial distribution in the metalimnetic microbial communities of several freshwater North-American kettle lakes // FEMS Microb. Ecology, 1998, V. 25. — P. 287–299.

КАК СФОРМИРОВАЛАСЬ ЭКОСИСТЕМА БЕЛОГО МОРЯ В ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ: СЦЕНАРИИ И ВОПРОСЫ

Спиридонов В.А.¹

Введение

Экосистема Белого моря существенно отличается от экосистемы прибрежной зоны Баренцева, имея существенное сходство с арктическими экосистемами морей Сибирского шельфа. Это сходство определяется значительной ролью ледяного покрова в сезонных процессах продуцирования и потребления органического вещества [Сажин и др., 2012], арктическим по своему составу и сезонному циклу зоопланктону глубоководных частей моря [Перцова, Прыгункова, 1995] и преимущественно бореально-арктическими и арктическими по своему видовому составу сообществами макробентоса на глубинах более 25 м [Наумов, 2007]. Зимнее перемешивание толщи воды в Горле приводит к формированию холодных вод с повышенной для моря соленостью, которые, скатываясь в котловину внутренней части Белого моря (глубиной около 300 м), формируют глубинную беломорскую воду. Эта водная масса круглый год сохраняет отрицательную температуру [Пантюлин, 2012] и определяет многие свойства экосистемы как арктической по своему характеру. При этом разнообразие донного рельефа [Невеский и др., 1977] и гидрологических условий Белого моря приводит к формированию целых пространственных блоков экосистемы и районов, где преобладают бореальные по своей биогеографической природе и требующие летнего прогрева воды виды планктона, макрофитов и фауны [Наумов, 2007; Перцова, Прыгункова, 1995; Naumov, 2001].

Геологические структуры, формирующие беломорский морской бассейн, имеют древнюю историю, но в своем современном виде Белое море и его экосистема очень молоды. Во время максимума последнего оледенения (около 18 т.л.н.) Скандинавский ледяной щит полностью Белое море, заполняя его впадину [Демидов, 2010; Евзеров, 2010]. Необходимо отметить, что для предшествующего периода микулинского межледниковья имеются указания на существование соединения между Белым морем и Балтикой. Находки ископаемой фауны этого периода указывают на то, что Белое море было населено преимущественно

¹ Спиридонов В.А. — Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва.

бореальной фауной моллюсков со многими видами, присутствующими в нем и сегодня [Funder et al., 2002; Knipowitsch, 1900]. Однако в этом море присутствовали и виды арктического комплекса с преобладанием *Portlandia* sp., которые также могли обитать в холодных придонных водах, образовавшихся в результате зимнего охлаждения [Funder et al., 2002]. Так или иначе, во время последнего ледникового максимума эта палео-беломорская фауна была неизбежно обречена на вымирание. Приледниковые озера могли быть населены своеобразным комплексом ракообразных и рыб, частично имеющих давнее морское происхождение и оказавших важное влияние на формирование современной фауны озер Северной Европы, но эти фауногенетические процессы имеют ограниченное отношение к Белому морю [Кудерский, 1963; Наумов, Федяков, 1981]. Таким образом, история формирования современной беломорской экосистемы начинается с разрушения Скандинавского ледяного щита. Ее сопровождала тенденция к регрессии моря в результате гляциоизостатического поднятия суши, прерываемая более краткими периодами трансгрессии.

Сценарии формирования

Сценарий формирования современной беломорской экосистемы предложен [Наумов, 2006; Наумов, Гонтарь, 2004; Наумов, Федяков, 1991] и описывает, в первую очередь, ее донный компонент. Этот сценарий основывается на классическом исследовании позднеледниковой и голоценовой эволюции Белого моря, выполненным [Невеский и др., 1977], и изучении раковин моллюсков в колонках донных осадках, послуживших основой указанной работы [Говберг, 1968; 1970]. Кроме того, важнейшую роль в сценарии играют представления об изменении глубины Горла Белого моря — того канала, по которому шло заселение моря морской биотой. Согласно данной концепции в конце плейстоцена (аллерёде, 12–11 ¹⁴C т.л.н.) Белое море было заполнено ледником, по краям которого располагались подпружные пресноводные бассейны. В области Двинского залива в конце аллерёда наблюдались солоноватоводные виды диатомовых и фораминифер, что говорит о проникновении морских вод [Невеский и др., 1977].

В начале голоцена (молодой дриас) в краевых частях Белого моря существовали мелководные бассейны с пониженной соленостью, в которых обитал характерный для внешних частей эстуариев сибирских морей двустворчатый моллюск *Portlandia aestivalis*. Ныне в Белом море этот вид отсутствует [Наумов, 2006]. По представлениям [Невеский и др., 1977] и Наумова [Наумов, 2006] на большей части акватории моря в дриасе произошло всплытие донного льда, в море

сохранялся круглогодичный ледяной покров, а в центральной части находился массив «мертвого льда» — гигантского закоренного айсберга, остатка ледника. В работе [Наумов, Федяков, 1991] предполагается, что вокруг массива льда существовало круговое течение: сильное в северной части и более слабое в южной мелководной. Глубина Горла в это время в силу гляциоизостатических и эвстатических движений коры должна была быть больше, чем в настоящее время. Используя данные Б.И. Кошечкина [1979] о тектоническом поднятии в этом районе, Наумов [2006] приходит к выводу, что средняя глубина Горла могла составлять около 80 м. Заток вод из Баренцева моря, как и сейчас, происходил вдоль западного берега Горла, а вынос опресненных за счет таяния ледника и стока рек вод — вдоль восточного берега. Объем водообмена мог быть значительно больше, чем сейчас, но в силу большей глубины пролива приливные течения могли быть слабее и позволять формирование стратификации и накопление илистых осадков. В этих условиях в пребореальной климатической фазе голоцена (10–9 ¹⁴C т.л.н.) произошло вселение бореального вида — мидии (*Mytilus edulis*) и арктического вида портландии, *Portlandia arctica*. В настоящее время портландия в Горле не встречается, и условий, обуславливающих ее обитание (близкая к нулю температура и илистые грунты, [Наумов, 2006]) там нет. Пелагическая личинка у этого вида отсутствует [Наумов, 2006] и, таким образом, расселиться на стадии взрослых особей через Горло портландия могла только в том случае, если в проливе существовала температурная стратификация с низкими придонными температурами летом (отсутствующая в современных условиях [Пантюлин, 2012]) и пригодные субстраты. Поскольку в рассматриваемом сценарии принимается представление о «мертвом льде» в глубоководной части моря, Наумов [2006] предполагает, что вначале портландия вселилась в котловины ковшовых губ (глубина которых сходна с обычной глубиной обитания вида на Сибирском шельфе) и только после таяния гигантского айсберга сформировала облик донных сообществ в центральной котловине. В бореальной фазе голоцена (9–8 ¹⁴C тыс. л.н.) климат оставался достаточно холодным на фоне трансгрессии моря. Однако уже 7500 ¹⁴C л.н. летняя температура поверхностного слоя была на 1,5–2 °C выше современной [Рыбалко и др., 2017]. В это время в результате новых вселений растет число видов моллюсков в ископаемых таксоценозах, как за счет аркто-бореальных холодноводных видов (*Yoldia hyperborea*, *Macoma calcarea*), так и бореальных, более тепловодных видов (*Crenella decussata*, *Macoma balthica*) и экологически пластичных таксонов с температурной толерантностью (*Hiattella* sp.) [Наумов, 2006].

С атлантической климатической фазой связано значительное потепление климата. По данным диатомового анализа (появление тепловодных видов) в это время реконструируется активное поступление в Белое море атлантических вод [Джиноридзе, 1972; Полякова и др., 2014]. По мнению А.Д. Наумова [2006] именно на этот период приходилось полное таяние «мертвого льда» и установление современного гидрологического режима Белого моря с образованием холодных глубинных вод в Горле зимой, и относительно теплого режима Онежского залива. К этому времени относится значительное увеличение разнообразия обитавших в Белом море двустворчатых моллюсков за счет как бореально-арктических видов семейства Astartidae (*Tridonta borealis*, *Nicania montagui*, *Elliptica elliptica*), Nuculanidae (*Nuculana pernula*, *N. minuta*), представителей других семейств, широко распространенных в Арктике, в частности гребешка *Chlamys islandica*. Впервые появляется и бореальный вид циприна *Arctica islandica* [Говберг, 1968; 1970; Наумов, 2006; Невесский и др., 1977]. Часть этих моллюсков обнаруживает несомненное предпочтение к илистым грунтам и лишена пелагической личинки, что предполагает наличие таких грунтов в период их вселения через Горло Белого моря [Наумов, 2006]. Обычные виды двустворчатых моллюсков, обитавших в Белом море в атлантическое время, значительно крупнее представителей тех же видов, встречавшихся в бореальное время и позже (рис. 1), что свидетельствует о более продуктивных условиях этой фазы [Говберг, 1968; 1970]. Повышенная продуктивность в это время подтверждается также микропалеонтологическими исследованиями [Новичкова, 2007; Полякова и др., 2014].

В течение следующей субатлантической фазы голоцена, начавшейся около 3000 ¹⁴С л.н., наблюдалось относительно похолодание, а затем продолжающееся до наших дней чередование теплых и холодных периодов. К началу этой эпохи относится вселение в Белое море еще ряда бореально-арктических видов холодноводных двустворчатых моллюсков (*Clinocardium ciliatum*, *Crenella decussata*, *Dacrydium vitreum*, *Leionucula belottii*, *Musculus corrugatus*) и бореального вида модиолуса, *Modiolus modiolus* [Говберг, 1968; 1970; Наумов, 2006; Невесский и др., 1977]. Часть этих видов в настоящее время в Горле не встречается или редка [Solyanko et al., 2011]. Путем анализа «отрицательных черт фауны Белого моря» (дефицита видов в определенных группах по сравнению с баренцевоморской фауной) с помощью модели расселения Пикколи-Сартори А.Д. Наумов и В.И. Гонтарь [2004] приходят к выводу о наличии механизма, ограничившего вселение в Белое море представителей баренцевоморской дон-

ной фауны — Горла Белого моря. К этому времени оно приобрело глубину около 40 м, характерный гидрологический режим с сильными придонными течениями и длительным выхолаживанием всего столба воды [Пантюлин, 2012], подвижные песчаные осадки на значительной площади [Рыбалко и др., 2017] и практическое отсутствие биотопов с илистыми осадками. Все эти факторы ограничивают сегодня распространение целого ряда групп макробентоса [Спиридонов и др., 2010; Solyanko et al., 2011].

Для планктона Горло, конечно, барьером не является, однако разделяет районы с разными океанографическими режимами, в которых обитают характерные для них планктонные сообщества. Кроме того, Горло в его современном виде является коридором, через который проходят сезонные и эпизодические миграции морских птиц [Краснов, 2012], млекопитающих [Светочев, Светочева, 2012] и рыб [Белое море, 1995], связывающие экосистему Белого моря с экосистемами других морей Северного Ледовитого океана.

Необходимо отметить, что значительная часть видов моллюсков, вселившихся в Белое море к концу атлантической фазы голоцена, являются в настоящее время доминантами донных сообществ, как арктического и бореально-арктического типа на глубинах более 25 м (*P. arctica*, *Astartidae*, *Y. hyperborea*, *M. calcarea*, *C. ciliatum*), бореального типа на меньших глубинах (*A. islandica*, *M. modiolus*) и на литорали (*M. edulis*, *M. balthica*) [Наумов, 2006, Чикина и др., 2014; 2107; Naumov, 2001]. Показано, что сообщества с доминированием таких долгоживущих видов как циприна и модиолус могут существовать на одном и том же месте в Белом море по меньшей мере десятилетия, если не столетия [Чикина и др., 2014; 2017]. Нельзя исключить, что эти сообщества могли сформироваться там, где они присутствуют сейчас, еще в субатлантическую фазу голоцена.

Современные геологические и палеогеографические данные заставляют модифицировать изложенный выше биолого-океанографический сценарий. Прежде всего представление о «мертвом льде» в глубоководной части Белого моря не находит литологических и седиментологических подтверждений; накапливающиеся факты говорят о формировании современного морского бассейна в глубоководной части Белого моря у Соловецкого архипелага в позднем дриасе [Полякова и др., 2014]. Проникновение морских вод в район современного Онежского залива по современным радиоуглеродным датировкам также могло произойти достаточно рано (13–11,5 тыс. ¹⁴С л.н.) [Новичкова, 2007]. Нерешенным до конца остается вопрос об условиях Горла Белого моря в голоцене. Современные исследования, в т.ч. представленные в этом

издании, свидетельствуют, что помимо процессов гляциоизостатического поднятия и изменений уровня океана на изменение береговой линии в западном Белом море в голоцене оказывали влияние и неотектонические процессы. Это затрудняет генерализацию реконструкций динамики береговой линии в немногих исследованных участках Терского берега на Кольском п-ве. Палеогеографические исследования на Зимнем (материковом) берегу Горла указывают на относительно небольшие изменения береговой линии в голоцене [Шилова и др., 2018]. Отсутствие донного льда, скорее всего, предполагает еще более раннее проникновение португалии и, в целом, формирование арктического элемента фауны Белого моря (и, при этом, совершенно необязательно в первую очередь в ковшовых губах). Это обстоятельство указывает на существенно иные, чем сейчас условия Горла, даже если пролив не был столь глубоким, как предполагает А.Д. Наумов.

Заключение

Реконструкция становления и динамики экосистемы Белого моря в голоцене возможна в результате синтеза данных морской геологии, изучения динамики береговой линии, плейстоцен-голоценовой микропалеонтологии и изучения ископаемых и субфоссильных моллюсков, геохронологии, археологии, анализа исторических источников и знания экологии современных видов и сообществ. Перспективно приложение к истории экосистемы и появляющихся, но еще крайне немногочисленных филогеографических исследований видов, обитающих в Белом море. Для всех указанных областей такой синтез будет полезен благодаря новой постановке вопросов и переосмыслению имеющегося материала. Чрезвычайно важна была бы современная сводка о составе и геохронологических датировках моллюсков в голоценовых отложениях как на морском дне, так и на берегу. Реконструкция роста моллюсков из отложений позволит по-новому оценить температурные условия и продуктивность вод в те или иные фазы голоцена. Далеко не реализован потенциал использования археологических данных и исторических источников в реконструкции динамики промысляемых видов морской фауны с атлантического времени до современности. Ключевым же для понимания становления беломорской экосистемы является обращенный к геологам вопрос об изменении глубины и седиментационной обстановки в Горле Белого моря в голоцене.

Исследование поддержано грантом РФФИ 18-05-60053 «Бентос шельфа морей западного сектора Российской Арктики как индикатор состояния морских экосистем в современных условиях».



Рис. 1. Раковины *Hiatella cf. arctica*, собранные из морских отложений разного возраста в районе мыса Зеленый (пролив Великая Салма, Канда拉克шский залив) в ходе экскурсии участников конференции «Поздне- и постгляциальная история Белого моря» 18.09.2018 г. Слева раковины моллюсков, живших в бореальную фазу голоцена, справа – раковины из отложений атлантической фазы (возраст по сообщению Н.Е. Зарецкой)

Литература

- [1] Белое море. Биологические ресурсы и проблемы их рационального использования. Часть. II. Под ред. В.Я. Бергера. 1995. Исследования фауны морей. Т. 42(50). — 216 с.
- [2] Говберг Л.И. 1968. Распределение моллюсков в толще голоценовых осадков Онежского залива // Океанология. Т.8. №4. С.666—679.
- [3] Говберг Л.И. 1970. Распределение моллюсков в толще голоценовых осадков Белого моря // Океанология. Т. 10. №5.
- [4] Демидов И.Н. Геология и динамика новейшего периода формирования акватории Белого моря // Система Белого моря. Т. 1. Природная среда водосбора Белого моря. Под ред. А.П. Лисицына. — М.: Научный мир. — С. 58—75.
- [5] Джиноридзе Р.Н. 1972. Изменение ареалов некоторых характерных диатомовых водорослей Белого моря в голоцене // Вестник ЛГУ. 1972 №12. — С.132—138.
- [6] Евзеров В.Я. Оледенения района беломорской котловины // Система Белого моря. Т. 1. Природная среда водосбора Белого моря. Под ред. А.П. Лисицына. — М.: Научный мир. — С. 76—93.

- [7] Климанов В.А., Елина Г.А. Изменения климата на Северо-западе Русской равнины в голоцене // ДАН. СССР. 1984. Т. 274. №5. — С. 1164–1167.
- [8] Кошечкин Б.И. 1979. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского шита. — Л.: Наука. — 158 с.
- [9] Кудерский Л.А. 1963. О балтийских реликтах в фауне и флоре Белого моря // Океанология. Т.3. №2. — С. 297–307.
- [10] Кузнецов В.В. 1960. Белое море и биологические особенности его флоры и фауны. — М.-Л.: Изд-во АН СССР. — 322 с.
- [11] Наумов А.Д. 2006. Двустворчатые моллюски Белого моря. Эколого-фаунистический анализ // Исследования фауны морей. Т.59 (67). — СПб: Зоологический и-т РАН. — С. 1–351.
- [12] Наумов А.Д. 2007. Биогеографическая зональность бентали Белого моря // Труды ГосНИОРХ. Вып.337. — С. 580–590.
- [13] Наумов А.Д., Гонтарь В.И. 2004. Расселение морских донных животных как механизм биологической инвазии // Биологические инвазии в водных и наземных экосистемах. Под ред. Алимова А.Ф. и Богущкой Н.Г. — М.: Т-во научных изд. КМК. — С. 214–220.
- [14] Наумов А.Д., Федяков В.В. 1991. Вечно живое Белое море. СПб: Изд. СПбГДТУ. — 336 с.
- [15] Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. 1977. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. — М.: Наука, 1977. — 236 с.
- [16] Новичкова Е.А. 2007. Постледниковая история развития Белого моря по материалам изучения водных и наземных палиноморф. Автореф. дисс. к.г.м. — М.: ИО РАН. — 26 с.
- [17] Пантюлин А.Н. 2012. Динамика, структура и водные массы // Система Белого моря. Т. II. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. Под ред. А.П. Лисицына и И.А. Немировской. — М.: Научный мир. — С. 309–379.
- [18] Перцова Н.М., Прыгункова Р.В. Зоопланктон // Белое море. Биологические ресурсы и проблемы их рационального использования. Часть. II. Под ред. В.Я. Бергера. Исследования фауны морей. Т. 42(50). — С. 115 – 141
- [19] Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П., Баух Х.А., Рыбалко А.Е. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря // ДАН. 2014. Т. 454. №4. — С. 467–472.
- [20] Рыбалко А.Е., В.А. Журавлев, Л.Р. Семенова, М.Ю. Токарев. 2017. Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология

- и история. Под ред. А.П. Лисицына, И.А. Немировской, В.П. Шевченко, В.Г. Воронцовой. — М.: Научный мир. — С. 16–84.
- [21] Сажин А.Ф., Ратькова Т.Н., Мошаров С.А., Романова Н.Д., Мошарова И.В., Портнова Д.А. 2012. Биологические компоненты сезонного льда // Биологические ресурсы Белого моря: изучение и использование. Исследование фауны морей. Т. 69 (77). — СПб: Зоологический и-т РАН. — С. 97–115.
- [22] Светочев В.Н., Светочева О.Н. 2012. Морские млекопитающие: биология, питание, запасы // Биологические ресурсы Белого моря: изучение и использование. Исследование фауны морей. Т. 69 (77). — СПб: Зоологический и-т РАН. — С. 261 – 286.
- [23] Спиридонов В.А., Солянка Е.Ю., Наумов А.Д. 2010. Почему не схожи между собой сообщества сублиторального макробентоса Горла и Онежского залива Белого моря? // Материалы XI конференции с международным участием «Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря». — СПб. — С. 175–177П7.
- [24] Чикина М.В., Спиридонов В.А., Мардашова М.В. 2014. Изучение пространственной и временной изменчивости прибрежных донных сообществ Керетского архипелага и пролива Великая Салма (Кандалакшский залив, Белое море) // Океанология. Т. 54, №1. — С. 60–72.
- [25] Чикина М.В., Спиридонов В.А., Наумов А.Д. 2017. Многолетняя стабильность ряда характеристик сообществ с доминированием *Modiolus modiolus* в Онежском заливе Белого моря // Труды MARESEDU-2017, Москва, 30,11–02,2017 г. — Тверь: ООО «ПолиПРЕСС». — С. 503–506.
- [26] Шилова О.С., Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е. 2018. Изменения уровня моря на Зимнем берегу Белого моря в голоцене по данным диатомового анализа // в наст. сборнике.
- [27] Funder S., Demidov I., Yalovicheva Ya. 2002. Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and the White Sea — North Sea seaway in the Eemian // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol.184. — P. 275–304.
- [28] Knipowitsch N.M. 1900. Zur Kenntniss der geologischen Geschichte der fauna des Weissen- und des Murman-Meeress // Verhandlungen Kaiserlichen Russischen Mineralogischen Gesellschaft St Petersburg 2 Ser. Bd. 38 (1). — S. 1 – 169.
- [29] Naumov A.D. 2001. Zoobenthos // V.Y. Berger, S. Dahle (eds). White Sea. Ecology and environment. St. Petersburg: Derzavets. — P. 42–54.
- [30] Solyanko K., Spiridonov V., Naumov A. 2011. Benthic fauna of the Gorlo Strait, White Sea: a first species inventory based on data from three different decades from the 1920s to 2000s // Marine Biodiversity. Vol.41 (3). — P. 441–453.

РОЛЬ ПРИРОДНЫХ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ И ИХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ГРАНИЦЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА И ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Субетто Д.А.¹, Никонов А.А.², Шварев С.В.³,
Зарецкая Н.Е.⁴, Гурбич В.А.⁵, Потахин М.С.⁵,
Полещук А.В.⁶, Греков И.М.⁵

Роль природных катастрофических событий в формировании природной среды региона в послеледниковое время не вызывает сомнений. В ряду таких событий — перестройки гидрографической сети и водного режима на огромных территориях, связываемые обычно с медленными тектоническими движениями, обусловившими неравномерное поднятие территории после отступления ледника и снятия ледниковой нагрузки. В качестве альтернативы традиционному подходу, в последние годы разработана новая концепция [Никонов, 2017] — рассмотрение, помимо длительной, эволюционной составляющей, редкие сейсмотектонические пароксизмы с перестройками гидрографической сети и водного режима, сопровождаемые кардинальными изменениями природной среды [Никонов и Шварев, 2015; Никонов, 2017; Никонов и др., 2017]. Новый подход предопределен двумя факторами: 1) огромной площадью и сложностью гидрографической среды в регионе и 2) выявлением при специальных исследованиях проявлений в регионе в течение всего голоцена мощных сейсмических возмущений. В последние десятилетия в регионе удалось сначала обнаружить, а затем обосновать и параметризовать крупные сейсмотектонические подвижки при мощных землетрясениях в голоцене, в ряде случаев сопровождавшиеся цунами. При высокомагнитудных, $M \geq 6,0$, $I \geq VIII - IX$ баллов, событиях моментально нарушалось равновесие земной коры, разрывы и перемещения по

ним на метры меняли рельеф и отражались в ландшафтах. Мощные землетрясения порождали крупные цунами в местных бассейнах. Обнаружение таких реалий заставляет, вместо принимавшегося *a priori* и принимаемого по традиции (без анализа) варианта преодоления порога стока крупных бассейнов — простым переливом, искать признаки и анализировать и другие варианты, а именно перехлест, прорыв, т.е. рассматривать не только медленные, длительные изменения элементов гидросреды, но и драматические перевороты в ней.

Объектом исследования является крупнейшая Онежско-Ладожская гидрологическая система. Изучаемый период определяется средним-поздним голоценом, охватывая последние примерно 7 тыс. л. Способ исследования включает анализ свойств, масштаба, возраста, последовательности и взаимосвязи выдающихся по силе пароксизмов — землетрясений, цунами, сокрушительных водных валов через пороги стока, по каналам стока (причина — цепь процессов — следствия). Конечной задачей ставится выяснение механизма событий, их кардинальных воздействий на природную среду. Узловые участки для исследования — зоны крупнейших перестроек гидрографической сети, пространственно сопряженные с выделенными на территории Восточной Фенноскандии и параметризованными сейсмолинеаментами [Никонов и Шварев, 2015]. Ныне в каждом сейсмолинеamente, а на крупнейших из них — в каждом секторе линеамента, установлено по несколько мощных землетрясений прошлого не только в позднеледниковый период, но и в голоцене, включая и поздний голоцен, вплоть до последних 0,5 тыс. лет. Ключевыми в данном исследовании выбраны участки: исток р. Вуоксы из оз. Сайма (1), исток р. Свирь из Онежского озера (2) и исток р. Невы — из Ладожского озера (3).

Участок 1. Изменение стока вод из Сайменской водной системы в сторону ЛО вместо прежнего стока в Финский залив датировано 5,7 тыс. л.н. кал., и оно рассматривалось как следствие медленного перекося земной коры в виде спокойного перелива через гряды Сальпаусселька I, как в работе предложившего такой механизм Я.Седерхольма [Sederholm, 1897], так и в позднейших [Saarnisto, 1970]. «Поднимающиеся воды [озера Сайма во время трансгрессии, начиная с 8 тыс. л. н. ^{14}C] прорвали гряду [Сальпаусселька I], и таким образом возникла река Вуокса, а ниже по течению и крупная стремнина Иматры» [Saarnisto, 1970, р. 59]. Но такое толкование не объясняло некоторых, уже тогда известных особенностей на участке прорыва. На основании ряда косвенных данных А.А. Никонов предположил прорыв сайменских вод по прорану — сейсмотектоническому рву на участке

¹ Субетто Д. А. — РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург.

² Никонов А.А. — ИФЗ им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва.

³ Шварев С.В. — ИФЗ им. О.Ю.Шмидта РАН; ИГ РАН, Москва.

⁴ Зарецкая Н.Е. — ГИН РАН; ИФЗ им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва.

⁵ Гурбич В.А., Потахин М.С., Греков И.М. — Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, Петрозаводск.

⁶ Полещук А.В. — ИГ РАН, Москва.

порогов Иматры, порожденному сильным землетрясением, что получило подтверждение при обследовании летом 2016 г. [Subetto et al., 2017]. В ныне сухом (после постройки плотины в 1936 г.) русле р. Вуоксы на участке порогов у ее истока обнаружена система расколов и смещений в скальных породах, определяемая как сейсмодислокация. Свежесть бортов и граней трещин (в русле!) свидетельствует об их молодости. На правом борту обнаружен продольный открытый субвертикальный разрыв с латеральным смещением крыльев до первых десятков см, а на левом — поперечные трещины, сопровождающие блоковые подвижки и дробление коренных пород вдоль русла. Этот комплекс деформаций определяет морфологию ансамбля сдвигового послеледникового сейсмогенного обновления древней разломной зоны. Кроме разрывов в коренных породах наблюдаются и сейсмогравитационные проявления. Интенсивность местного землетрясения 5,7 тыс. л.н. кал. определена в VIII–IX баллов. За ним следовали сильное цунами и внезапный прорыв озерных вод по небольшой ложбине Вуоксениска и единовременный спуск уровня оз. Сайма на 2–2,5 м [Saarnisto, 1970]. Внезапная смена направления стока вод обширной Сайменской системы с ЮЗ, в Финский залив, на ЮВ, в Ладогу, положила начало Ладожской трансгрессии — одному из главных палеогеографических процессов в голоцене в обширном регионе.

Участок 2. На юге Онежского озера геологическими и археологическими исследованиями Б.Ф. Землякова [Земляков, 1940] и В.И. Равдоникаса [Равдоникас, 1940] еще в конце 30-х гг. XX века в истоке р. Свирь установлены признаки необычных палеогеографических событий. Основным тогда считалось обнаружение неолитических местонахождений и, главное, разнос артефактов по левобережью вниз по течению р. Свирь на 0. 7 км, а, вообще, — перемыв и переотложение артефактов от истока р. Свирь вниз по ее течению на 60–90 км. «Вода, перемывшая здесь культурные отложения в их первоначальном залегании, уничтожила следы самих жилищ, выровняла рельеф, унесла уголь с золой, также костные остатки и др.» [Равдоникас, 1940, с. 204]. Столь далекие перенос и переотложение таких артефактов, как керамика, невозможно объяснить переносом водами обычно спокойно, даже в периоды высокой воды в озере, изливающейся из Онежского озера р. Свирь. Все выявленные признаки переотложения потоком указывают на его необычайную мощност, стремительность, а также на внезапность возникновения и непродолжительность. Мощный внезапный накат — это вал мощного, внезапно возникшего в озере цунами. Подобные цунами, в свою

очередь, не возникают без сильных, разрушительного характера, I≥VIII–IX баллов, землетрясений. Такие землетрясения голоценового возраста исследованы карельскими специалистами в северной части Онежской котловины (А.Д. Лукашов, А.П. Журавлев, И.М. Экман). Возможное время катастрофического события определяется с одной стороны возрастом переотложенных артефактов, который установлен по региональному сходству археологических находок на Свири [Равдоникас, 1940] и Ладожском озере [Иностранцев, 1882] в интервале 7,5–3 тыс. л.н. [Никонов, 2008; Никонов и Лийва, 2015]. Установленный возраст сейсмических событий в северной части Онежского бассейна по СПА спектрам (начало Sv) и по ¹⁴C (~4,7 тыс. л.н. и 5,3 тыс. л.н. кал.) сужает искомый интервал до 5,3–4,7 тыс.л.н. кал. С этими данными согласуется обнаружение следов мощного волнового воздействия на песчано-галечные отложения в основании низкой террасы Онежского озера на юго-западном побережье, с ИК-ОСЛ датой 4,5+/-0,4 т.л.н. (RLQG 2506-058) [Shvarev, 2018]. Мощное землетрясение на севере Онежского озера, сопровождаемое обширным цунами на юге, перехлест всеразрушающего водного вала из озера в долину верхнего течения р. Свирь и по ней — все эти события экстремальны, импульсны, т.е. отражают региональный природный пароксизм.

Участок 3. Вопрос о переходе Ладожского бассейна из стадии бессточного, в течение ладожской трансгрессии, в сточный в ее конце, обсуждался на протяжении ста лет. Ныне, на основе комплексного изучения уровней и разрезов по периферии Ладожского озера, с набором датировок по ¹⁴C, обоснованным признано резкое начало спуска уровня Ладожского озера (прорыв Невы) 3,1–3,0 л.н. [Saarnisto, Grönlund, 1996; Субетто, 2009; Никонов, 2017]. Начиная с первых работ скандинавских исследователей (G. De Geer; J. Ailio), речь шла о переливе вод озера через порог стока вблизи нынешних Ивановских порогов за счет послеледникового, постепенного, но неравномерного в пространстве, с перекосом к ЮВ, поднятия всего ЮВ фланга области оледенения. Представление о спокойном переливе вод озера в ходе ладожской трансгрессии не раскрывает механизма события и несостоятельно уже потому, что уровень Ладоги в максимум ЛТ достигал 15(16) м, тогда как порог стока находился на 2–3 м выше. Перелив и последовавший быстрый спуск вод Ладоги мог осуществиться только при сильном, внезапном и скачкообразном возмущении водных масс озера и их мощном боковом натиске в горловину залива, с превышением озерного уровня не менее, чем на 5 м. Это был моментальный прорыв, породить кото-

рый могло только мощное цунами в узком дефиле [Никонов, 2008]. Временем, совпадающим с прорывом Невы, теперь датируется мощное сейсмическое событие в бассейне с эпицентром у западного побережья [Никонов и Шварев, 2015]. Едва ли не решающим аргументом в пользу признания возникшего в это время в бассейне катаклизма служат материалы А.А. Иностранцева [1882] в интерпретации А.А. Никонова [2008] и наблюдения в большом разрезе в низовьях р. Оять [Бискэ и др., 2009]. По данным А.А. Иностранцева [1882], при прорытии Ладожских каналов все остатки обнаруживались в переотложенном, рассеянном и фрагментированном состоянии. В ходе ладожской трансгрессии культурные слои перемывались, артефакты, угли, кости людей и животных переотлагались выше по разрезам. Основной последующий размыв связан, вероятно, с мощным цунами около 3 тыс. л.н. на южном побережье Ладожского озера [Никонов, 2008]. Для понимания специфики событий на пике ладожской трансгрессии в Южной части бассейна Ладожского озера важны результаты изучения обширного разреза террасы высотой над современным зеркалом вод Ладожского озера 9–10 м на левом берегу р. Оять в ее нижнем течении [Бискэ и др., 2009]. В теле террасы отложения ладожской трансгрессии содержат разнообразные деформации, определенно идентифицированные в качестве сейсмонарушений с возрастом в пределах 4,7–2,8 тыс. л.н. ¹⁴C. Авторы исследования резонно наметили их связь с сейсмическим событием 3 тыс. л.н. Но здесь ими остался незамеченным еще один, весьма специфический вид нарушения позднеголоценовых осадков. На одном из участков обнажения в верхней части разреза присутствуют следы мощно возмущенной водной массы. Движение происходило вверх по долине р. Оять, в восточном направлении. Столь мощной динамической, латерально движущейся водной стихией после землетрясения могло стать только порожденное им же цунами.

В рамках обозначенного геодинамического подхода в пределах Онежско-Ладожской водной системы теперь выявлено три разделенных во времени пароксизма. Обнаруженная триада: землетрясение – сильное цунами – мощный выброс водных масс по каналу стока – это модель геодинамически обусловленного пароксизма [Никонов, 2017]. В палеогеографическом отношении каждое – это не набор случайных событий, а цепь взаимосвязанных экстремальных возмущений среды, т.е. природная катастрофа. В регионе выявлено 3 подобных катаклизма за последние 7 тыс. лет.

Литература

- [1] *Никонов А.А.* Воздействие голоценовых пертурбаций Онежско-Ладожской гидрологической системы на древнее население прибрежных пространств // Самарский научный вестник. 2017. Т. 6, №3 (20). – С. 171–177.
- [2] *Никонов А.А., Шварев С.В.* Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности: материалы междунар. конфер.; г. Нерюнгри, 23–25 сентября 2015 г. Нерюнгри, 2015. – С. 243–251.
- [3] *Никонов А.А., Шварев С.В., Николаева С.Б., Родкин М.В.* Опорные участки изучения голоценовых палеоземлетрясений восточной части Фенноскандинавского щита: методы, способы параметризации, результаты // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: матер. X всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – М., 2017.
- [4] *Saarnisto M.* The Late Weichselian and Flandrian history of the Saima lake. Helsinki. 1970. 108 p.
- [5] *Sederholm, J.J.* Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges // Bulletin de la Commission géologique de Finlande. Geolo. kommissionen, Helsingfors, 1897. V. 6, – 254 p.
- [6] *Subetto D.A., Shvarev S.V., Nikonov A.A., Zaretskaja N.E., Poleshchuk A.V.* Catastrophic changes of the Karelian Isthmus hydrographic network in the Late glacial–Holocene: palaeoseismological origin // Peribaltic Symposium INQUA. Rovaniemi. 2017. – P. 156–157.
- [7] *Земляков Б.Ф.* Геологические условия неолитической стоянки у села Вознесенье на реке Свири // Советская археология. 1940. Т. V. – С. 206–214.
- [8] *Равдоникас В.И.* Археологические исследования на реке Свири в 1934 г. // Советская археология. 1940. Т. V. – С. 187–205.
- [9] *Иностранцев А.А.* Доисторический человек каменного века Ладожского озера. – СПб. 1882. – 244 с.
- [10] *Никонов А.А.* Человек каменного века на Ладожском озере // Природа. 2008. №7. – С. 26–34.
- [11] *Никонов А.А., Лийва А.А.* О времени обитания неолитического человека и переотложения его культурных остатков на южном берегу Ла-

дожского озера // Труды IV (XX) Всероссийского археологического съезда в Казани. — Казань, 2015. — С. 91–93.

- [12] *Shvarev S.* Traces of postglacial seismic activity in the bedrock and unconsolidated sediments on the south-western shore of Lake Onega // Lateglacial – Interglacial transitions: glaciotectionic, seismoactivity, catastrophic hydrographic and landscape changes. — Petrozavodsk, 2018. — P. 15–18.
- [13] *Saarnisto M., Grönlund T.* Shoreline displacement of Lake Ladoga – new data from Kilpolansaari // *Hydrobiologia*. 1996. — P. 205–215.
- [14] *Субетто Д.А.* Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. — СПб., 2009. — 344 с.
- [15] *Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В.* Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. I. Принципы исследования и деформационные текстуры // *Вестник С-Петербургского универ-та. Сер. 7. Геол. Географ.* 2009. №1. — С. 3–25.

ЖИЗНЕСПОСОБНЫЕ ПРОТИСТЫ В МНОГОЛЕТНЕМЁРЗЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРА ЯКУТИИ

Шатилов А.В.¹, Мыльников А.П.², Быкова С.В.³

Вечная мерзлота Арктики является уникальным криобанком генетических ресурсов. Многолетнемёрзлые толщи содержат значительное таксономическое разнообразие организмов, сохранивших жизнеспособность после сотен тысяч и миллионов лет криптобиоза в условиях отрицательных температур, отсутствия кислорода и доступной воды [Gilichinsky & Rivkina, 2011]. В мерзлоте, в числе прочих, обнаружены жизнеспособные гетеротрофные протисты: голые амёбы, жгутиконосцы и инфузории. Способность к образованию криптобиотических стадий, или цист покоя, позволяет почвенным протистам выживать при самых неблагоприятных условиях и расселяться на значительные территории. Описаны случаи сохранения цистами жизнеспособности после длительного (десятилетия) криптобиоза в сухих почвенных образцах. В 30-х годах прошлого века об обнаружении жизнеспособных цист простейших в мерзлых толщах Забайкалья сообщал Каптерев [1936, 1938]. Из образцов гренландского льда были выделены цисты инфузории *Colpoda steinii* и амёбы *Vahlkampfia* sp., сохранившие способность к эксцистированию после нескольких столетий криоконсервации [Marquardt et al., 1966]. Проведенные нами исследования показали, что почвенные простейшие способны сохранять жизнеспособность в многолетнемёрзлых отложениях севера Якутии в течение десятков и сотен тысяч лет.

Материал для палеобиологических исследований был получен в ходе экспедиций «Берингия», проводившихся с 1990 по 2015 г. на приморских низменностях восточного сектора Арктики от дельты Лены до низовьев Колымы в области сплошного распространения вечной мерзлоты. Образцы отложений отбирали из керна основных позднекайнозойских горизонтов в тундровой зоне на побережье моря Лаптевых (мыс Быковский) и Восточно-Сибирского моря (устья рек Хрома, Бол. Куропаточья, Бол. Чукочья), а также в удаленных от моря районах (верховья р. Бол. Хомус-Юрх и среднее течение р. Бол. Чукочья). Диапазоны среднегодовой температуры пород

¹ Шатилов А.В. — ИФХиБПП РАН, Пушино.

² Мыльников А.П. — ИБВВ РАН, Борок.

³ Быкова С.В. — ИЭВБ РАН, Тольятти.

от -9°C (в депрессиях) до -12°C (на водоразделах), максимальной глубины сезонного оттаивания суглинистых почв водоразделов — от 40 до 60 см. Образцы погребенных почв и ископаемых нор отбирали в современной зоне северной тайги в восточном борту Колымской низменности из обнажений позднеплейстоценового ледового комплекса Омолон-Ануйской едомы (Станчиковский яр и Дуванный яр). Среднегодовая температура пород составляет здесь $-5...-6^{\circ}\text{C}$, а глубина сезонного оттаивания достигает 80 см. Погребенные почвы в отложениях ледового комплекса представлены торфяником и профилями перегнойноторфянистой глеевой почвы [Губин, 1994]. Отбор образцов и их транспортировку осуществляли с соблюдением необходимого температурного режима и требований стерильности согласно методикам, многократно апробированным лабораторией криологии почв ИФХиБПП РАН при микробиологических исследованиях мёрзлых толщ [Shi et al., 1997].

Проанализировано более 300 образцов многолетнемёрзлых отложений разного возраста и генезиса, погребённых почв и нор ископаемых грызунов. Жизнеспособные цисты простейших обнаружены в эпикриогенных осадках голоценовых аласов и в синкриогенных отложениях позднеплейстоценового ледового комплекса. В керне скважин простейшие чаще (в 60% случаев) встречались в голоценовых осадках в первых метрах от дневной поверхности. Наибольшая глубина, с которой выделены жизнеспособные простейшие, равна 30 м. Простейшие обнаружены в 20% исследованных образцов ледового комплекса. В погребенных почвах и материале ископаемых нор встречаемость была значительно выше: 80% и 100%, соответственно. Длительность криптобиоза простейших в кровле вечной мерзлоты не превышает нескольких тысяч лет, а самые древние, единичные находки относятся к среднему плейстоцену — 200—300 тыс. лет. Комплексы жизнеспособной микрофауны, выделенной из мерзлоты, составляют 13 видов инфузорий (Рис.1) и 26 видов жгутиконосцев (Рис. 2). Основу видового разнообразия ископаемых простейших составляют эврибионтные виды, широко представленные в современных разнотипных водных и почвенных экосистемах.

Ряд факторов позволяет нам исключить возможность проникновения цист простейших в многометровые мёрзлые толщи из расположенной выше современной тундровой почвы. Глубина сезонного оттаивания в районах исследования может достигать 80 см, ниже этого уровня, в многолетнемёрзлых, прочно сцементированных льдом отложениях позднеплейстоценового ледового комплекса, влияние внешних факторов резко ограничено, отсутствуют водоносные горизонты и инфильтрация.

Термодиффузия и миграция цист с плёнками незамёрзшей воды, толщина которых не превышает нескольких нанометров, невозможна. Наличие мощных жильных льдов служит доказательством того, что вмещающие их породы являются синкриогенными и никогда не оттаивали. Возраст биоты в синкриогенных толщах соответствует возрасту осадочных пород [Гиличинский и др., 1989].

Подавляющее большинство обнаруженных жизнеспособных протистов получено из материала, обогащенного растительными остатками: погребенных эпигенных почв, древних нор грызунов, растительного детрита.

Криосинлитогенное почвообразование в позднем плейстоцене характеризовалось регулярным поступлением на поверхность небольших доз органо-минерального осадка и последующим воздействием на него комплекса почвенных процессов в резко континентальных климатических условиях развития тундростепных биоценозов [Губин, 2002]. Присутствие профилей погребенных почв в толще криопедолита указывает на наличие на стадии МИС-3 периодов снижения активности поступления минерального осадка на поверхность и усиления гидроморфизма. Стабилизация дневной поверхности в течение, как минимум, сотни лет, формирование органогенных горизонтов и стабильное увлажнение в летний период создавало предпосылки для образования в почвах развитых и устойчивых биоценозов, включающих и более богатую фауну протистов.

К особым палеоэкологическим объектам относятся ископаемые норы сусликов, принадлежащих одному из видов подрода *Urocitellus* [Губин и др., 2003]. Норы приурочены к толщам криопедолита каргинского возраста (стадия МИС-3) и связаны с периодами суровых климатических условий при широком распространении равнинных тундростепных ландшафтов. Занесенные с поверхности вместе с растительным материалом и шерстью крупных животных мамонтовой фауны, цисты простейших сохранялись в сухих, хорошо аэрируемых и защищенных от резких перепадов температур камерах, и относительно быстро переходили в мерзлое состояние. Наши исследования показали, что сообщества жизнеспособных простейших, выделенных из многолетнемёрзлых позднеплейстоценовых погребенных почв и нор, отличаются более высоким видовым разнообразием и численностью по сравнению с вмещающими отложениями ледового комплекса. Предполагается, что растительные остатки являлись не только естественным убежищем для цист и спор древних организмов, но и выполняли криопротекторные функции.

Работы выполнены в рамках Госзаданий АААА-А18-118013190181-6 и при поддержке гранта РФФИ №17-04-01397.

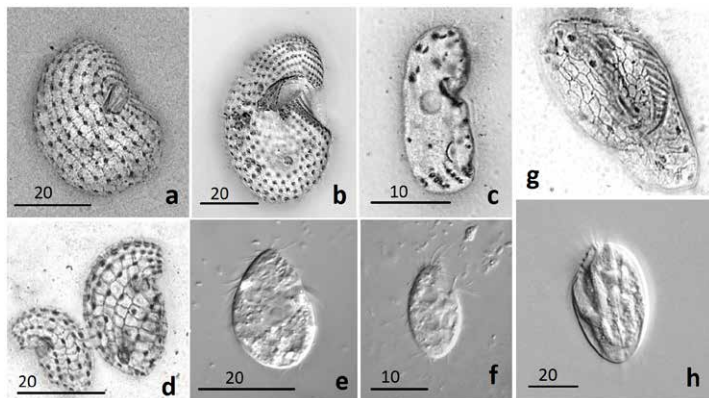


Рис. 1. Жизнеспособные инфузории, выделенные из многолетнемёрзлых отложений северной Якутии: а – *Colpoda inflata*; б – *Colpoda succulus*; с – *Drepanomonas sphagni*; д, е – *Colpoda steinii*; ф – *Cyrtolophosis mucicola*; г, h – *Euplotes moebius*. Scale bars: 10 µm (с, ф), 20 µm (а, б, д, е, г, h)

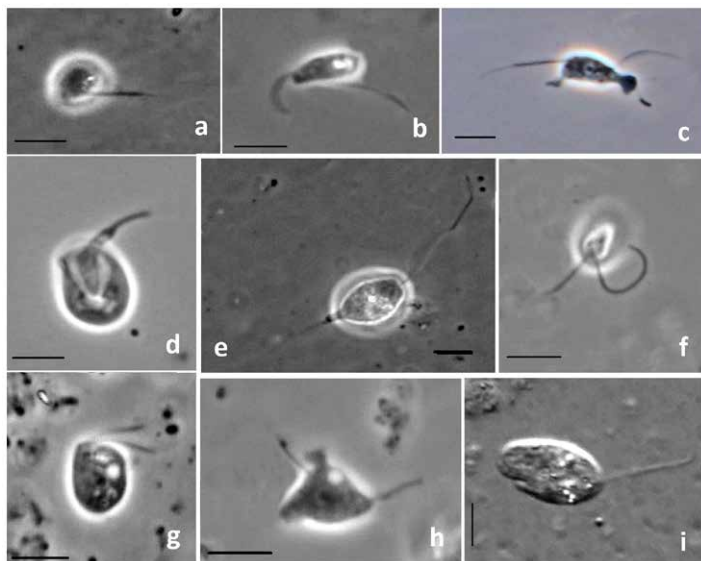


Рис. 2. Жизнеспособные гетеротрофные жгутиконосцы, выделенные из многолетнемёрзлых отложений северной Якутии: а – *Allapsa* sp.; б – *Neobodo designis*; с – *Paracercomonas krugeri*; д – *Apusomonas aff. australiensis*; е – *Cercomonas directa*; ф – *Neoheteromita globosa*; г – *Goniomonas truncata*; h – *Paracercomonas proboscata*; i – *Eocercomonas exploratorii*. Scale bars – 5 µm

Литература

- [1] Gilichinsky D., Rivkina E. Encyclopedia of Earth Sciences Series. B.: Springer, 2011. – P. 726–732.
- [2] Marquardt W.C., Wang G.-T., Fennell D.I. Preservation of *Colpoda steinii* and *Vahlkampfia* sp. from ice tunnel in Greenland // Trans. Amer. Microscop. Soc., 1966, vol. 85, No. 1, – P. 152–156.
- [3] Shi T., Reeves R., Gilichinsky D., Friedman E.I. // Microbiol. Ecol. 1997. №33. – P. 169–179.
- [4] Гиличинский Д.А., Хлебникова Г.М., Звягинцев Д.Г., Федоров-Давыдов Д.Г., Кудрявцева Н.Н. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. №6. – С. 114–126.
- [5] Губин С.В. Позднеплейстоценовое почвообразование на приморских низменностях севера Якутии // Почвоведение, 1994, №8. – С. 5–14.
- [6] Губин С.В. Педогенез – составная часть механизма формирования отложений позднеплейстоценового ледового комплекса // Криосфера Земли, 2002, т. VI, №3. – С. 82–91.
- [7] Губин С.В., Занина О.Г., Максимович С.В. и др. Реконструкция условий формирования отложений ледового комплекса по результатам изучения позднеплейстоценовых нор грызунов // Криосфера Земли, 2003, т. VII, №3. – С. 13–22.
- [8] Каптерев П.Н. Об анабиозе в условиях вечной мерзлоты // Изв. АН СССР. Сер. биол., 1936, №6. – С. 1073–1088.

МОРФОТЕКТНИКА БАСЕЙНА БЕЛОГО МОРЯ В СОПОСТАВЛЕНИИ С УТОЧНЕННЫМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ИСТОРИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Шварев С.В.¹, Никонов А.А.²

В настоящее время формирование морфоструктуры центральной части Беломорского бассейна в новейшее и послеледниковое время соотносят с активизацией рифейских структур Кандалакшского грабена, что детально обосновано в книге «Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий» и отражено на самой карте [Балуев и др., 2012]. Среди предпосылок формирования морфоструктуры отмечаются резко дифференцированные блоковые смещения, включающие как грабены, так и горсты. В последние годы мелкоблоковая структура выделяется и в пределах акватории. Эти блоковые смещения происходят на фоне унаследованного общего поднятия западной части Беломорского бассейна при относительном погружении восточной, в настоящее время со скоростью +4 мм/год и –1–2 мм/год, соответственно. Современные методы восстановления вертикальных смещений по возрасту озерных котловин в прибрежье суши [Романенко и Шилова, 2012; Колька и др., 2012; Субетто и др., 2012], обнаруживают тенденцию в течение голоцена и определяют дифференцированность этих перемещений [Романенко, Баранская, 2015]. Активные разломы по берегам и в бассейне Белого моря выделялись давно [Николаев и др., 1967; Лукашов, 1976; Карта..., 1980; Новейшая..., 1998; Трифонов, 1999], однако, пространственное положение этих структур и детальность различались. Одной из причин служит отсутствие единых признаков выделения активных разломов на территории Фенноскандии и, в частности, слабое проявление современной сейсмичности. С другой стороны, и морфоструктурные признаки активных разломов, в особенности в пределах акватории, были неочевидны.

В последние годы значимо пополнилась информация, как о землетрясениях в регионе по инструментальным, историческим и палеогеологическим данным, так и о подводном рельефе, строении донных осадков, и структуре фундамента [Маев и др., 2010; Амантов и др., 2011 и др.], что позволило авторам интегрировать эти данные в единую модель.

¹ Шварев С.В. — ИГ РАН; ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва.

² Никонов А.А. — ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва.

Морфоструктурные разработки. Выявление сейсмотектонических особенностей района Беломорского бассейна долго осложнялось, как минимум, двумя обстоятельствами, а именно, нахождением большей части площади под морем и слабым знанием сильных сейсмических событий. Поэтому до сих пор сейсмотектоническая обстановка могла представляться лишь в самом общем виде. Детальные особенности морфоструктуры отчетливо проявились на цифровой модели рельефа дна Белого моря [Никифоров и др., 2012]. С появлением морфоструктурной схемы, объединяющей акваторию и побережье [Шварев, Никонов, Фроль, 2015], появилась необходимая основа для углубленных сейсмотектонических построений. Центральная (осевая) часть Беломорского бассейна от Кандалакшской до Двинской губы обладает наибольшей выразительностью форм и сейсмической активностью во всем бассейне. Для неё характерна продольная асимметрия: уступы, протягивающиеся вдоль Карельского берега достигают 160 м, а обрамляющие с юга Кольский полуостров — 100 м. Аналогичная ситуация и в восточном замыкании: вдоль Онежского полуострова уступы достигают 30 м, а вдоль Зимнего берега — менее 2 м или отсутствуют совсем. Наиболее значительные градиенты рельефа приурочены к уступу, протягивающемуся от южного обрамления залива на юго-восток к Онежскому полуострову. Эта структура выделена в качестве сейсмолинеамента с неоднократным проявлением сильных землетрясений, как в послеледниковые и голоцене, так и в историческое время [Никонов и Шварев, 2015]. Помимо поперечной асимметрии характерно значительное увеличение количества и высоты уступов по направлению с востока на запад, в том же направлении увеличиваются скорости вертикальных современных и голоценовых движений и сейсмичность. Наиболее раздроблена кутовая часть Кандалакшского залива. Здесь распространены наибольшие глубины Белого моря, сопряженные с узкими «трогами», тектоническое происхождение которых подчеркивается геометрической формой и пространственным рисунком. Судя по рисунку систем грабенов, в образовании морфоструктуры принимали участие не только вертикальные, но и сдвиговые смещения по поперечным и диагональным к простиранию Кандалакшского грабена направлениям. Наиболее глубокая часть Кандалакшского грабена выражена замкнутой котловиной, борта которой высотой от 30 до 80 м увязываются именно с диагональной и поперечной системами разломов, первая из которых прослеживается к западу в район пролива Великая Салма и к востоку, определяя положение оси Кандалакшского грабена ближе к его северному (Кольскому) борту. Вто-

рая система сегментирует продольные грабены с вероятным сдвигом осевой части к тому же борту и наиболее выразительно прослеживается от губы Чупа к п-ову Турий. Подтверждением тектонического, а не экзогенного происхождения таких уступов, служат материалы подводного сейсмопрофилирования с выделением смещений на первые метры—десятки метров послеледниковых осадков по тектоническим нарушениям, сопрягающимся с уступами, [Рыбалко и др., 2013], и с приуроченностью к ним палеосейсмодеформаций. Совокупность потенциально сейсмогенных структур выделяется практически и в остальных частях Беломорского бассейна. Вторым по размеру после Кандалакшского является грабен Онежского залива с сужением прогибов в западной части.. На всем протяжении, вплоть до устьевой части р. Онеги на востоке, у него прослеживаются оба борта с высотой уступов 15-30 м. На сочленении Кандалакшского и Онежского грабенов расположены поперечные уступы высотой до 60 м и ориентировкой, как и в Горле Белого моря. Морфоструктура Горла характеризуется суперпозицией уступов параллельно берегу Кольского п-ова и от Зимнего берега к восточной оконечности последнего, что предположительно объясняется также разрывной тектоникой.

Уточнение сейсмологических характеристик исторических землетрясений. Вторым необходимым элементом для выработки новой сеймотектонической модели региона стало пополнение и уточнение характеристик сильных и умеренных землетрясений региона за периоды инструментальный, исторический и отчасти доисторический. Работа началась еще в конце прошлого века [Никонов, 1997] и продолжается непрерывно на основе поисков и обработки сведений из забытых первоисточников в летописях, архивах, газетах и др. Для нескольких землетрясений исторического и инструментального периодов удалось получить макросейсмические карто-схемы макросейсмического поля и определить ориентировку длинной оси, пространственной позиции и частично размеров очага у этих событий. Согласно обработанным заново первоисточникам (отдельные публикации) уточнена позиция последнего по времени из сильных исторических землетрясений в районе Кандалакши с магнитудой $\geq 5,5$ (1758 г.) (Рис.1В). В 1627 г. вспоролся на всем протяжении главный продольный разлом Кандалакшского линеамента. На его структурном продолжении располагается продольный очаг землетрясения 1829 г. с магнитудой 4,5 (Рис. 1D), свидетельствуя об активности главной продольной структуры и в пределах Восточно-Европейской платформы. Четкую структурную приуроченность демонстрируют и

более поздние и слабые землетрясения, сосредоточенные в основном в западной части бассейна.

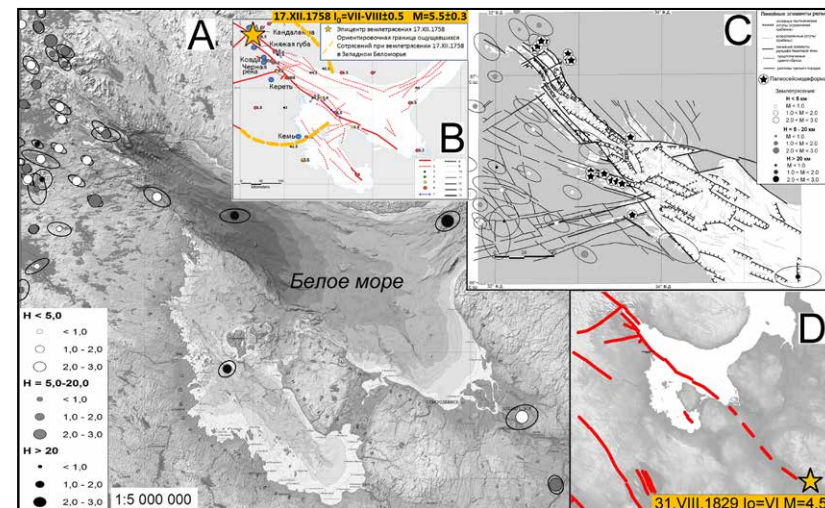


Рис. 1. А. Карта уточненных эпицентров землетрясений инструментальными наблюдениями в XXI в.по (2013 г.) для Беломорского региона с эллипсами ошибок (глубина очага и магнитуда). В. Схема основных сейсмолинементов и позиция уточненного эпицентра землетрясения 1758 года. С. Морфоструктурная схема дна и побережий Кандалакшского залива [Шварев и др., 2015] в сопоставлении с сейсмическими проявлениями разного возраста. D. Позиция уточненного очага землетрясения 1829 года в сопоставлении с сейсмолинеаментами Белого моря

Макросейсмические данные свидетельствуют о наличии землетрясений и с поперечной к основным структурам грабена ориентировкой осей макросейсмического поля — 1550, 1911 и 1967 гг. Пространственно они совпадают (соотносятся) с поперечными морфоструктурами меньшего порядка, вероятно, трассирующими поперечные активные разломы. Такие намечаются и в восточной части Беломорского бассейна, особенно в Горле Белого моря. Сопоставление фрагментов уступов с установленными эпицентрными областями землетрясений позволяет определить главные сеймогенерирующие элементы. Позиция землетрясений небольшой силы в XXI в., устанавливаемая инструментальными методами (Рис.1А), соотносится с мелкоблоковой структурой, свидетельствуя об активности не только основных структур Кандалакшского грабена. Новые наработки позволяют выделить в районе Беломорья период резкой сейсмической активизации в XVI—XVIII вв., когда за 250–300 лет

возникло пять событий с $m = 5,5 \div 6,5$, три из них в Кандалакшском заливе. Другого случая подобной активизации на всем Фенноскандинавском щите неизвестно.

Четкую структурную приуроченность демонстрируют и более поздние и слабые землетрясения, сосредоточенные в основном в западной части бассейна. Данные макросейсмоки свидетельствуют о поперечной к основным структурам грабена ориентировке осей землетрясений 1550, 1911 и 1967 гг. Пространственно они совпадают (соотносятся) с поперечными морфоструктурами меньшего порядка, вероятно, трассирующими поперечные активные разломы. Такие намечаются и в восточной части Беломорья, особенно в Горле. Землетрясения небольшой силы в XXI в. (Рис. 1А) коррелируют с мелкоблоковой структурой. Так вырисовывается система сейсмогенерирующих структур, т.е. сейсмотектонический каркас региона.

Литература

- [1] *Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С.* Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. Тр. Геол. ин-та. Вып. 597. Отв. Ред. Леонов. М.Г. — М.: ГЕОС, 2012. — 104 с.
- [2] *Романенко Ф.А., Шилова О.С.* Последлениковское поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений полуострова Киндо // ДАН, 2012. Т. 442, №4. — С. 544–548.
- [3] *Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Арсланов Х.А.* Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене // ДАН. 2012. Т. 442. №2. — С. 263–267.
- [4] *Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Сапелко Т.В., Лисицын А.П., Евзеров В.Я., ван Беек П., Суо М., Субетто Г.Д.* Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // ДАН, 2012. Т. 446. №2. — С. 183.
- [5] *Романенко Ф.А., Баранская А.В.* Дифференцированные вертикальные движения и блоковая тектоника побережий Кандалакшского залива Белого моря // IV Междунар. науч.-практ. конф. молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского, — Санкт-Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ», 2015.
- [6] *Николаев Н.И., Бабак В.И., Медянцева А.И.* Вопросы неотектоники Балтийского щита и Норвежских каледонид // Советская геология. 1967. №3. — С. 3–22.
- [7] *Лукашов А.Д.* Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.
- [8] Карта геоморфолого-неотектонического районирования Нечер-

ноземной зоны РСФСР м-ба 1:1500000. Гл. ред. В.И. Бабак. — М.: МГУ, 1980. — 4 л.

- [9] Новейшая тектоника Северной Евразии: Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1:5 000 000. РАН Объедин. ин-т физики Земли и др.; Ред. кол. В. Вад. Бронгулеев и др.; Ред. А.Ф. Грачев. — М.: ГЕОС, 1998. — 147 с.
- [10] *Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. — М.: Научный мир, 1999. 252 с.
- [11] *Маев Е.Г., Сафьянов Г.А., Фроль В.В., Зверев С.А.* Мощность осадков и рельеф коренного ложа пролива Великая Салма // Геоморфология, 2010, №1. — С. 59–66.
- [12] *Амантов В.А.* и др. Информационный бюллетень о состоянии окружающей среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2011 году // — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012, — 80 с.
- [13] *Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В.* Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2012. №3. — С. 86–92.
- [14] *Никонов А.А., Шварев С.В.* Сейсмолинементы и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Матер. Междунар. конф. «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». — Нерюнгри: Изд-во Техн. ин-та (ф) СВФУ, 2015. — С. 243–251.
- [15] *Рыбалко А.Е., Федорова Н.К., Никитин М.А., Токарев М.Ю.* Геодинамические процессы в Кандалакшском заливе Белого моря и их роль в формировании покрова современных осадков // Матер. XX Междунар. научной конф. (школы) по морской геологии. — М., 2013. Т. III. — С. 237–241.
- [16] *Шварев С.В., Никонов А.А., Фроль В.В.* Морфоструктура, тектоническая и сейсмическая активность в бассейне Белого моря: анализ на основе ЦМР, геологических и сейсмических данных // Геоморфологические ресурсы и безопасность: от теории к практике. Всеросс. конф. 2015. — С. 199–202.
- [17] *Никонов А.А.* Землетрясения на Архангельской земле // Поморье в Баренц-регионе: экология, экономика, социальные проблемы, культура: Тезисы докл. III Междунар. конференции. — Архангельск, 1997. — С. 88–89.

ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ НА ЗИМНЕМ БЕРЕГУ БЕЛОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА

Шилова О.С.¹, Репкина Т.Ю.¹, Зарецкая Н.Е.²

Зимний берег расположен вблизи восточной границы распространения последнего скандинавского ледникового щита. По современным представлениям [Hughes et al., 2015] эта территория находилась подо льдом примерно с 22 до 15-16 тыс. л. н. с максимумом продвижения ледника на восток около 18 тыс. л.н. Прибрежная суша до 66° с.ш. охвачена геологической съемкой масштаба 1:200000 [Государственная..., 1993]; севернее — масштаба 1:1000000 [Государственная..., 2012]. По результатам геологической съемки прослежено распространение голоценовых морских отложений до высоты 4-5 и позднелепистоценовых морских отложений, отнесенных к трансгрессии портландия (поздний дриас) до высот 14-20 м. Гипсометрически выше выделены области распространения позднелепистоценовых озерно-ледниковых отложений ошастковского возраста. Однако геологическая изученность неравномерна, а данные микропалеонтологических анализов фрагментарны. Данные диатомового анализа позднелепистоценовых и голоценовых отложений побережья ранее были получены только для дельты р. С. Двина [Барановская и др., 1977, Плешивцева, 1977]. Более полно изучены диатомовые комплексы в донных осадках Белого моря. Первое систематическое исследование комплексов диатомей в толще донных осадков было сделано Р.Н. Джиноридзе [1971] для Онежского, Двинского, Кандалакшского заливов и бассейна Белого моря. Позднее диатомовым анализом были охвачены отложения Горла Белого моря: серия колонок донных осадков была изучена З.В. Алешинской и Е.И. Поляковой в рамках подготовки стратиграфической схемы четвертичных отложений к листам геологической карты шельфа Белого моря масштаба 1:200000 [Соболев и др., 1995, Соболев, 2008]. До недавнего времени стратиграфическое расчленение опорных разрезов верхнего плейстоцена-голоцена и их корреляция проводились, опираясь на данные спорово-пыльцевого анализа. Первые датированные радиоизотопными методами колонки донных осадков Белого моря получены во внешней части Двинского и Онежского заливов

¹ Шилова О.С., Репкина Т.Ю. — МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва.

² Зарецкая Н.Е. — Геологический институт РАН, Москва.

[Полякова и др., 2014]. Реконструированная последовательность и временные интервалы палеогеографических событий, приводимые в данных работах, зачастую не совпадают. Особенно сильно отличаются построения в работах В.М. Соболева с соавторами [Соболев и др., 1995, Соболев, 2008] для Горла Белого моря: формирование ледниково-морских отложений по данным авторов происходило вплоть до бореального периода, а на границе атлантического и бореального периодов реконструируется регрессия.

С 2014 г. ведутся системные работы по изучению геоморфологии и строения толщи четвертичных отложений Зимнего берега Белого моря. К настоящему времени получен большой массив данных, включая описание строения голоценовых отложений в разрезах береговых уступов и скважинах ручного бурения, данные геоморфологического и георадарного профилирования приморских террас, радиоуглеродные датировки и диатомовый анализ отложений, по 4 районам: р. Куя — м. Керец, изба Спасская — м. Вепревский, устье р. Зимняя Золотица, м. Инцы — р. Ручьи [Репкина и др., 2017а, б, 2018]. Для определения генезиса отложений и верхней границы распространения голоценовых морских трансгрессий отложения в датированных разрезах изучены методом диатомового анализа (ДА).

Как в Горле, так и в Двинском заливе выделяются 2 уровня террас, различных по морфологии и обстановкам осадконакопления. Строение и гипсометрическое положение таких уровней в Горле Белого моря и Двинском заливе не одинаковы.

На берегах Горла Белого моря верхний уровень занимают полого-грядовые или уплощенные заболоченные поверхности, расположенные в понижениях между моренными грядами на высотах 6-20 м. Террасы высотой до 5,5 м морфологически сходны с современными берегами, сложены сортированными песками, перевеянными до глубины 0,8-1,5 м. Современные прибрежно-морские формы занимают абс. отметки до 1-2 м.

Наиболее детальные данные ДА получены для района м. Инцы. Диатомеи содержатся в семи из изученных разрезов, вскрывающих строение поверхностей высотой от 2,5 до 11 м. Абс. отметки 2,5-3 м на участке от избы Спенская до р. Бол. Инцы занимают широкие (до 4 км) морские и аллювиально-морские аккумулятивные террасы, вложенные между моренными грядами. Терраса высотой 4-5 м отделена от нижележащих отчетливым абразионным уступом, в устьях рек имеет мощный аккумулятивный чехол, на склонах моренных гряд в районе избы Спенская — цокольная, представляет собой серию заболоченных ванн, разделенных перевеянными песчаными грядами, возможно — бе-

реговыми валами. Террасовидные поверхности на абс. отметках 6–20 м образуют на открытых берегах серии разделенных уступами ступеней, примыкающих, постепенно повышаясь, к моренным грядам, а на удалении от моря занимают понижения между ними. На георадарных профилях виден грядовый рельеф понижений кровли морены.

Наиболее древние датированные голоценовые отложения возрастом 9500–8700 C¹⁴ л.н. — линза озерных отложений, вскрытая береговым уступом в останце поверхности высотой 11 м над у.м. на соврем. абс. высоте 6,6–7,5 м. В слоистых опесчаненных суглинках содержатся пресноводные бентосные виды диатомовых водорослей: *Gyrosigma attenuatum* (Kützing) Rabenhorst, *Amphora copulata* (Kützing) Schoeman & Archibald, *Navicula oblonga* (Kützing) Kützing, *Anomoeoneis shaerophora* (Ehrenberg) Pfitzer, *Staurosirella pinnata* (Ehrenberg) D.M. Williams & Round и др. Высокие скорости осадконакопления и наличие переотложенных плейстоценовых диатомей *Pseudotriceratium* sp., *Pyxidicula* cf. *turris* f. *cylindrus* (Ehrenberg) N.I.Strelnikova & V.A.Nikolajev, *Paralia* sp. и силикофлагеллят говорят об обстановках размыва. В это время, в период развития раннего-лоценовой регрессии, по-видимому, формировались горизонты, интерпретируемые как палеопочвы. Они встречены в разрезах высоких поверхностей (6–7 и 10–11 м) под озерными и болотными отложениями. В разрезе поверхности высотой 11 м этот слой подстилает линзу озерно-болотных отложений и представляет собой темно-бурый мягкий суглинок с зернистой структурой, насыщенный органическим веществом, и содержат растительный детрит и единичные створки *Hantzschia abundans* Lange-Bertalot, *Eunotia curtagrunowii* Nörpel-Schempp & Lange-Bertalot, *Pinnularia* spp. — пресноводных аэрофильных видов. Его возраст по данным радиоуглеродного датирования составляет 9470±55 C¹⁴ лет (ГИН-15545). В разрезе поверхности высотой 6–7 на абс. высоте 5 м в опесчаненном суглинке основу диатомовых ассоциаций составляют *Pinnularia borealis* Ehrenberg и *H. abundans*, виды-аэрофилы, характерные для влажных почв. Выше залегают маломощные болотные и эоловые отложения позднеголоценового возраста. Таким образом, высокие уровни (высотой 6–7 м и 10–11 м) по данным радиоуглеродного датирования и ДА сформировались ранее 9500–8500 C¹⁴ л.н. (вероятно в конце позднего неоплейстоцена) и позднее не затапливались морем. Отложения, вскрытые в основании разрезов под голоценовыми озерно-болотными отложениями — серые и сизо-серые плотные суглинки и глины, как правило, с включением грубообломочного материала, не содержат диатомей, поэтому не представляется возможным подтвердить

или опровергнуть их морское происхождение, опираясь на данные ДА. Формирование торфяников на осушенных ранее поверхностях происходило в периоды 8700–8300, 6800 и 2700–2000 C¹⁴ л.н. Заболачивание поверхностей может быть связано с подъемом уровня грунтовых вод во время морских трансгрессий и увлажнением климата.

Морские отложения голоценового возраста по данным ДА распространены до абс. отметок 4 м и слагают две нижние террасы высотой 4–5 и 2,5–3 м над у.м. Они представлены слоистыми песками и опесчаненными суглинками, содержащими морские и солоноватоводные виды диатомей, типичные для литорали: *Scolioneis tumida* (Brébisson ex Kützing) D.G. Mann, *Delphineis surirella* (Ehrenberg) G. Andreus, *Odontella aurita* (Lyngbye) Agardh, *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, *Diploneis interrupta* (Kützing) Cleve, *Tryblionella acuminata* W. Smith и др. Повышение уровня моря происходило на протяжении бореального и первой половины атлантического периода. Уровень моря достиг современного не ранее 8450±110 C¹⁴ лет (ГИН-15568) л.н. Около 6290±80 C¹⁴ лет (ГИН-15559), вероятно, произошла стабилизация уровня. В пределах верхней террасы (4–5 м) высота кровли морских отложений, подтвержденная данными ДА составляет 3,6–4,0 м, в пределах нижней террасы (2,5–3 м) — 1,2–1,3 м. Переход от морских к континентальным обстановкам наблюдается в изученных разрезах как в верхней части слоистых песков и суглинков, часто оторфованных, так и в нижней части перекрывающего их торфа. Состав диатомовых ассоциаций смешанный и, как правило, включает: 1) типичные маршевые виды *Cosmioneis pusilla* (W. Smith) D.G. Mann & Stickle и *Pinnularia lagerstedtii* (Cleve) Cleve-Euler, 2) пресноводные виды *Eunotia* spp. и *Pinnularia* spp., обычные для торфяников, 3) аллохтонные прибрежно-морские грубопанцирные виды *P. sulcata* и *Cosconeis scutellum* Ehrenberg, являющиеся характерным компонентом вдольберегового разноса.

Для районов устья р. Зимняя Золотица и м. Вепревский в строении поверхностей высотой 5–5,5 м и 6–7 м соответственно вскрыты отложения среднеголоценовой трансгрессии. В устье р. Зимняя Золотица под торфом на абс. высоте 2,1–3,2 м вскрыта пачка разнотерристых песков, переслаивающихся с сизо-серыми средними суглинками, в которых в составе диатомовых ассоциаций доминируют полигалобные и мезогалобные литоральные виды: *Planothidium hauckianum* (Grunow) Round & Bukhtiyarova, *D. surirella*, *P. sulcata*, *Opephora minuta* (Cleve-Euler) Witkowski, Lange-Bertalot & Metzeltin, *Biremis lucens* (Hustedt) Sabbe, Witkowski & Vyverman. Выше в торфянистых суглинках возрастом 2960±40 C¹⁴ лет (ГИН-15259) и подошве торфа основу диатомовых ассоциаций составляют мезогалобы *D.*

interrupta и *Navicula kefvigensis* (Ehrenberg) Kützing и олигалобы-галофилы *Diploneis ovalis* (Hilse) Cleve, *C. pusilla*, *Pinnularia distinguenda* Cleve. Изменения состава диатомовых ассоциаций отражают смену условий осадконакопления от песчаной осушки до лайды (марша).

В разрезе террасы высотой 6,5 м на участке м. Вепревский — м. Никольский под торфом мощностью 2,5 м вскрыты пески и суглинки, для верхней части которых получена радиоуглеродная дата 3160 ± 110 C¹⁴ лет (ГИН-15261). Они содержат диатомовые ассоциации смешанного состава: морские, солоноватоводные и пресноводные, в том числе галофильные формы. В составе последних доминируют аэрофильные виды, характерные для марша: *C. pusilla*, *P. lagerstedtii*, *Navicula cincta* (Ehrenberg) Ralfs in Pritchard. Выше в суглинке сизо-сером с остатками растений доминирует пресноводный планктонный вид *Aulacoseira lyrata* (Ehrenberg) R. Ross in Hartley. Таким образом, в обоих районах кровля морских отложений находится на абс. высоте около 3 м. Переход от морского к континентальному осадконакоплению произошел около 3000 C¹⁴ лет.

Морские отложения предположительно позднеледниковой-раннеголоценовой трансгрессии вскрыты в районе м. Вепревский. В разрезе поверхности высотой 8–9 м в верхней части линзы сизо-серого опесчаненного неяснослоистого суглинка на абс. высоте ~5,5 м содержатся створки разнообразных солоноватоводных и морских бентосных видов диатомей: *T. acuminata*, *P. sulcata*, *D. surirella*, *Petronella marina* (Ralfs) D.G. Mann, что говорит об осадконакоплении в мелководной прибрежной зоне моря на сублиторали или в нижней части литорали. Линза суглинка в краевой части перекрыта торфом возрастом 9180 ± 40 C¹⁴ лет (ГИН-15263).

В пределах Двинского залива на высотах 5–20 м отмечены абразионные и цокольные террасы. Низкие террасы (2,5–3 и 1,5–2 м) имеют как абразионо-аккумулятивный, так и аккумулятивный облик, свидетельствующий о резкой смене обстановок в береговой зоне. На восточном берегу Двинского залива (участок м. Керец — р. Куя) на абс. высотах 3,5–5 м в отложениях возрастом 8500 C¹⁴ лет по данным ДА отложения имеют континентальный генезис.

Работы выполнены по темам ГЗ АААА-А16-116032810055-0, АА-АА-А16-116032810089-5, ГЗ ГИН РАН №0135-2018-0037.

Литература

- [1] Барановская О.Ф., Плешивцева Э.С., Травина М.А. Стратиграфия морских отложений позднего плейстоцена и голоцена низовьев р. Северной Двины (по опорным разрезам) // Стратиграфия и палео-

география четвертичного периода Севера европейской части СССР. Петрозаводск: Карельский фил. АН СССР, 1977. — С. 111–118.

- [2] Государственная геологическая карта РФ м-ба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Балтийская сер. листов. Лист Q-37 с акваторией (Архангельск). Объяснит. записка. СПб.: МАГЭ, ВСЕГЕИ, 2012. 338 с.
- [3] Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Лист Q-37-XXII, XXIII, XXIV 1993.
- [4] Джиноридзе Р.Н. Диатомовые водоросли из донных осадков Белого моря в связи с его историей в голоцене. Автореф. дис. канд. биол. наук. Л., 1971. — 23 с.
- [5] Плешивцева Э.С. Изменение палеогеографических условий Северо-Двинской впадины в поздне-последнеледниковое время // Природа и хозяйство Севера. 1977. Вып. 6. — С. 39–47.
- [6] Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П., Баух Х.А., Рыбалко А.Е. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря // ДАН. 2014. Т. 454. №4. — С. 467–473.
- [7] Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С. Двинский залив Белого моря в позднеледниковье — раннем голоцене // Геоморфология. 2018. №2. — С. 71–87.
- [8] Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С., Луговой Н.Н., Садков С.А., Зверев А.В., Воловинский И.В., Гурбич В.А. Морфодинамика берегов Горла Белого моря в районе м. Инцы в голоцене // Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. М., 2017а. Т. 3. — С. 274–278.
- [9] Репкина Т.Ю., Шилова О.С., Зарецкая Н.Е., Садков С.А., Кунгаа М.Ч. Развитие Зимнего берега Белого моря в позднеледниковье-голоцене по данным диатомового и радиоуглеродного анализов и георадарного зондирования // Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа: Материалы научной конференции памяти Павла Алексеевича Каплина. — М., 2017б. — С. 121–124.
- [10] Соболев В.М. Состав, стратиграфия позднечетвертичных отложений Горла Белого моря и основные черты его палеогеографии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. — М.: Изд-во МГУ, 2008. — С. 144–156.
- [11] Соболев В.М., Алешинская З.В., Полякова Е.И. Новые данные о палеогеографии Белого моря в позднем плейстоцене-голоцене // Корреляция палеогеографических событий: континент-шельф-океан. — М.: Изд-во МГУ, 1995. — С. 120–129.
- [12] Hughes, A.L.C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I. The last Eurasian ice sheets — a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. 2015. 45 (1). — P. 1–45.

РЕКОНСТРУКЦИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ ПАЛЕОСООБЩЕСТВ ПОЛУОСТРОВА КИНДО ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Шкурко А.В.¹, Северова Е.Э.¹

Полуостров Киндо — интересный модельный объект для изучения палеогеографии и палеоэкологии побережий Белого моря, однако работ, посвященных истории растительности этого района сравнительно немного. Территория полуострова освободилась от ледника около 10 тыс. лет назад, и в результате изогляциостатического подъема фенноскандинавского кристаллического щита здесь сформировались отделяющиеся от моря палеоводоемы. Непосредственно после выхода поверхности из-под уровня моря началось их заболачивание.

Цель нашего исследования — реконструкция растительности полуострова Киндо в послеледниковую эпоху на основании ботанического и спорово-пыльцевого анализа торфяных отложений болот. Для исследования были отобраны органические отложения наиболее мощных приозерных болот полуострова Киндо — Водопроводного и Верхнего [Олюнина, Романенко, 2007; Романенко, Шилова, 2012].

Проанализированная к настоящему времени колонка Вдпр-2017-1-3 была отобрана на сосново-кустарничково-мохово-лишайниковом участке верхового болота в 250 метрах к югу от озера Водопроводное. Вскрытые торфяные отложения мощностью 3,5 м были разделены на образцы — в верхней части до глубины 170 см с шагом 1—2 см, в нижней — 5 см. Параллельно были отобраны 7 образцов для радиоуглеродного датирования, выполненного в ЦКП «Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии» Института географии РАН и центре изотопных исследований Университета Джорджии (США).

Отложение на всем своем протяжении представлено верховыми торфами преимущественно низкой и средней степени разложения. На глубине 210–270 см выделяется слой плотно спрессованного торфа высокой степени разложения с многочисленными угольными прослойками. Данные радиоуглеродного датирования показывают, что накопление торфа происходило неравномерно: максимальная скорость торфонакопления отмечается на глубинах 350–300 см и

170–0 см, в диапазоне глубин 305–170 см скорость роста торфяного отложения была значительно снижена.

Спорово-пыльцевой анализ был проведен по стандартной методике [Moore et al., 1991]. Подсчет пыльцы вели до 250–500 пыльцевых зерен древесных растений. Результаты анализа представлены в виде процентной спорово-пыльцевой диаграммы. При расчете суммы учитывалась пыльца только древесных и травянистых растений, споры в состав общей суммы не входили.

В составе пыльцевых спектров на протяжении всей скважины доминирует пыльца древесных растений (от 60 до 95%). Пыльца травянистых растений немногочисленна, содержание спор, в особенности *Sphagnum*, сильно колеблется, иногда существенно превышая суммарное содержание пыльцы древесных таксонов. На основании кластерного анализа и экспертной оценки мы выделили на диаграмме 3 пыльцевые зоны.

Первая зона соответствует глубинам 290–350 см. Торф в этой части скважины слабо разложившийся, среднеспрессованный, на глубине 315 см обнаружена прослойка угля. В пыльцевых спектрах преобладает пыльца сосны (около 50%), содержание которой практически не меняется на протяжении всей зоны. Доля пыльцы березы не превышает 30%, ее содержание имеет тенденцию к снижению с уменьшением глубины скважины. Незначительное увеличение содержания пыльцы березы на глубине 310 см мы связываем с влиянием пожара. Пыльца ели встречается единично, пыльца широколиственных деревьев не обнаружена. В травяно-кустарничковой части спектра отмечается максимальное для всей диаграммы количество пыльцы злаков и спор *Polypodaceae*. Содержание спор *Sphagnum* варьирует от 5 до 109%, от общей суммы пыльцы древесных и недревесных таксонов. В небольших количествах отмечается пыльца вересковых и споры плаунов. Можно предположить, что на территории вокруг болота произрастали северотаежные редкостойные сосново-березовые леса с наземным покровом из кустарничков, злаков, плаунов и папоротников. Такая картина характерна для Карелии в конце бореального периода.

Вторая зона выделена в диапазоне глубин 212–290 см. Нижние 20 см представлены слабо разложившимся торфом, который выше по разрезу становится уплотненным среднеразложившимся. В этой зоне отмечено пять угольных прослоек. В составе спорово-пыльцевого спектра уменьшается доля пыльцы сосны, содержание которой нестабильно и в среднем не превышает 30%. Доминирует пыльца березы, содержание которой в отдельных образцах может достигать

¹ Шкурко А.В., Северова Е.Э. — МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

90%. Заметно увеличивается доля пыльцы ольхи — до 17%. Начиная с глубины 260 см во всех образцах появляется пыльца ели, участие которой в составе спектра возрастает и к концу зоны достигает 8%. Единично регистрируются пыльцевые зерна широколиственных пород (вяза, липы), а также лещины. В травяно-кустарничковой части спектра отмечается увеличение доли пыльцы вересковых и резкое увеличение содержания пыльцы зонтичных на глубинах 220—230 см (до 30%). Мы полагаем, что локальное высокое содержание пыльцы зонтичных обусловлено случайными причинами и не отражает изменение растительности в целом. Споры сфагновых мхов и Polypodiaceae практически отсутствуют, количество спор *Lycopodium annotinum*, наоборот, возрастает. Такой состав спектра (увеличение участия ели, появление пыльцы широколиственных пород) соответствует атлантическому периоду голоцена. Окружающие болото сообщества могли быть представлены сосново-березовыми и березово-ольховыми лесами, характерными для среднетаежного типа, а также черноольшанниками по краям болота.

Пыльцевая зона 3 соответствует глубине 0—210 см. Отложение сформировано преимущественно слаборазложившимся и слабоспрессованным торфом, в котором выделяются 2 пожарных горизонта. Наиболее мощная угольная прослойка расположена на глубине 80 см. В древесной части спектра увеличивается доля пыльцы сосны в среднем до 40—60%. Доля пыльцы березы снижается практически вдвое, а локальное повышение содержания до 50% приурочено к пожарному горизонту. Участие ели возрастает в начале зоны и далее варьирует от 5% до 15%. Содержание пыльцы ольхи с середины зоны постепенно снижается до 5—7%. В травяно-кустарничковой части спектра доминирует пыльца вересковых, достигая 30%. Существенную часть спектра составляют споры *Sphagnum*, общее содержание которых в отдельных образцах в 4 раза превышает суммарное содержание пыльцы древесных таксонов. Содержание спор *Lycopodium annotinum* в начале зоны резко возрастает, однако затем постепенно снижается, и в верхних образцах споры *L. annotinum* встречаются лишь единично. Можно предположить, что формирование спорово-пыльцевого спектра в этот период происходило в условиях похолодания, характерное для суббореального периода голоцена. На фоне изменения климатических условий доминирующее положение заняли сосново-еловые сообщества, растительность полуострова начала приобретать свои современные черты.

Литература

- [1] Елина Г.А., Филимонова Л.В. Палеорастительность позднеледникового-голоцена Восточной Фенноскандии и проблемы картографирования // Актуальные проблемы геоботаники. III Всероссийская школа-конференция. Лекции. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. — С. 117—143.
- [2] Олюнина О.С., Романенко Ф.А. К вопросу о распространении морских отложений на Карельском берегу Белого моря // Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Геология морей и океанов, том I. — Москва, 2007. — С. 257—259.
- [3] Романенко Ф.А., Шилова О.С. Последлениковское поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // Доклады Академии Наук, том 442, №4. — Москва, 2012. — С. 544—548.
- [4] Moore, P. D., Webb, J. A., Collinson, M. E. Pollen Analysis. Second edition. — Oxford: Blackwell Sc. Publ., 1991. — 216 p.

МОРФОЛОГИЯ ПОЛУОСТРОВА ТУРИЙ КАК ИНДИКАТОР БЕРЕГОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ГОЛОЦЕНЕ

Яковлева А.П.¹, Репкина Т.Ю.¹

Введение

В настоящей работе рассматривается строение современной береговой зоны и комплекса поднятых террас полуострова Турий, находящегося в пределах Кандалакшского берега Белого моря и характеризующегося разнообразием генетических типов берегов, формирующихся в различных условиях, с целью характеристики развития рельефа береговой зоны полуострова в голоцене. Характеристика морфологии береговой зоны и поднятых террас производилась на основании полевых наблюдений, выполненных в ходе работ на юге и юго-востоке полуострова в июле 2017 года; анализе строения скважин ручного бурения на болотах в пределах полуострова; анализе литературных источников; полученных данных дешифрирования спутниковых фотоснимков. Полуостров Турий отличается относительно хорошей сохранностью форм рельефа. Так, на юго-восточном склоне полуострова отмечена серия уступов морских террас и береговых валов. Данные о морфологии рельефа полуострова, а также полученные разрезы скважин ручного бурения, позволили выделить основные этапы развития рельефа полуострова.

Методика

В ходе работ использовались топографические карты масштаба 1:100 000, а также снимки Landsat с пространственным разрешением 30 и 15 м. На полевом этапе исследований, проводимых на полуострове Турий в июле 2017 года (рис. 1), главным видом работ являлись геоморфологические маршруты. Геоморфологические исследования включали вдольбереговые маршруты на северо-востоке полуострова и на южном берегу губы Сосновая; а также серию маршрутов в пределах поднятых участков суши. Итогом работы стала построенная на камеральном этапе геоморфологическая карта масштаба 1:65000, где рассмотрены современная береговая зона и рельеф прибрежной суши, а также построена серия поперечных профилей юго-восточного склона полуострова (рис. 2). Выделение

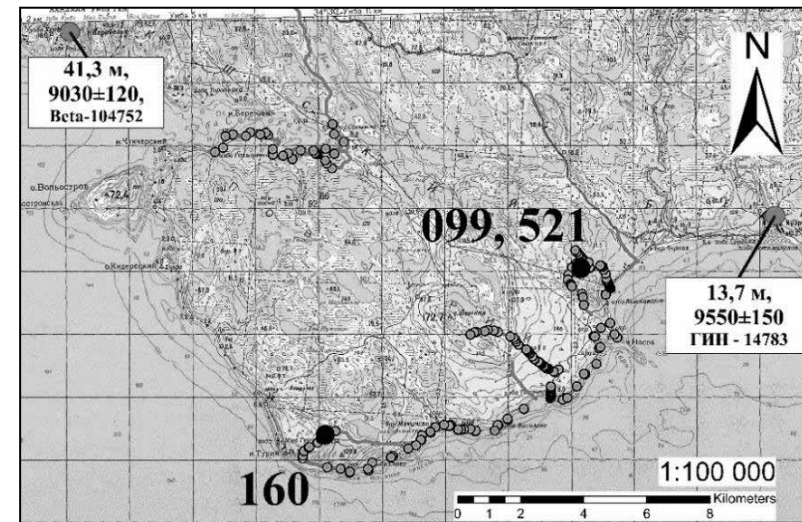


Рис. 1. Карта фактического материала. Положение ¹⁴C дат по :
а) [Колька и др., 2013]; б) [Греков, Зарецкая, Колька, 2013]

высотных уровней для поднятых участков суши было произведено в соответствии с морфологией рельефа, наблюдаемой в ходе полевого этапа и отражённой на полученных профилях, и анализе результатов исследований предыдущих лет. На район полуострова Турий и прилегающий территорий имеется ряд датировок [Греков, Зарецкая, Колька, 2013; Колька, 2013]. Мало сведений имеется относительно типизации берегов полуострова, а единичные карты типов берегов, где представлены в том числе берега полуострова Турий [Сафьянов, Соловьева, 2005; Ермолов, 2010], мелкомасштабны и не позволяют провести районирование берегов полуострова, поэтому при выделении типов берегов автор опирался на полевые наблюдения и дистанционную основу.

Полученные результаты работы

При детальном изучении современной береговой зоны было выделено три различающихся по своему строению района на юго-востоке, юго-западе и северо-западе полуострова. На юго-восточной части полуострова, открытой преобладающему ЮВ направлению ветров и характеризующейся пространственным положением, благоприятствующим разгону волн и наличием менее устойчивых к размыву пород, формируются абразионные и аккумулятивные берега.

¹ Яковлева А.П., Репкина Т.Ю. — МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

Поперечные профили северо-восточного склона п-ва Турий:

А - построенные автором входе практики 2017 года,

Б - построенные В.В.Колькой с соавторами (Колька и др., 2013)

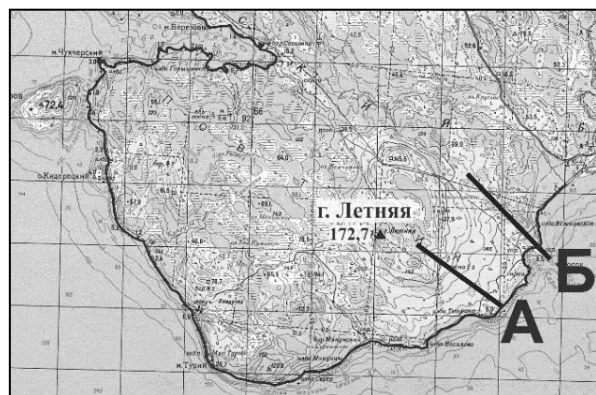
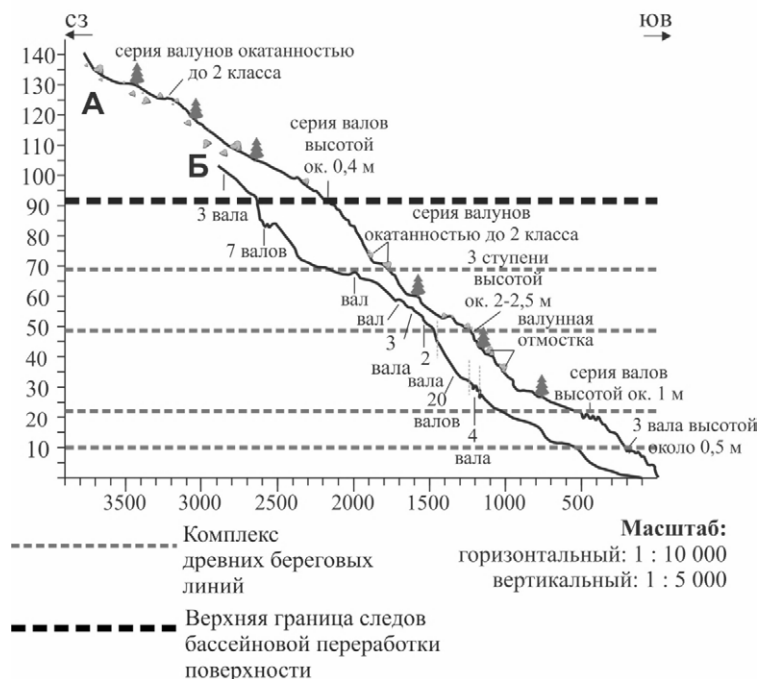


Рис. 2. Поперечные профили северо-восточного склона п-ва Турий и их положение на топографической карте масштаба 1:100 000: А – построенные автором, Б – построенные В.В.Колькой с соавторами [Колька и др., 2013]

При этом, на мысах в основном представлены абразионные берега с уступом размыва в отложениях морских террас, а в бухтах преимущественно аккумулятивные типы берегов. Юго-западная часть полуострова характеризуется преобладанием первичных сбросовых скальных берегов, сложенных устойчивыми к абразии породами (нижнепалеозойские каледонские интрузии) и практически неизменённым морем. Из-за влияния юго-западных ветров в бухтах здесь ещё встречаются волновые аккумулятивные берега. Северо-западное побережье находится в затишных условиях губы Сосновой, поэтому в его пределах встречаются приливные типы берегов с различной литологией осушки.

Строение рельефа низких (до 50 м) террас, в целом, соответствует распределению типов берегов в современной береговой зоне. На этих высотах рельеф имеет отчётливые следы воздействия моря. Юго-восточное побережье, как и в настоящее время, формировалось в условиях интенсивной волновой переработки, о чём свидетельствуют наличие таких береговых форм, как серия береговых валов, сложенных песчаными и гравийно-песчаными отложениями, уступов морских террас на высотах 10, 22–23 и 47–49 м (рис. 2). Северо-западное побережье видимо существовало в условиях преобладания воздействия неволновых процессов. Здесь развита ступенчатая структурно-денудационная поверхность, частично перекрытая чехлом наносов. На высотах 10 и 20–22 м сочетание уступов со следами морской переработки и бенчей позволило выделить древние береговые линии. В структурно-денудационных понижениях между скалистыми грядами и массивами существовали палеопроливы и заливы, заполнявшиеся морскими, а после отчленения от моря, озёрно-болотными осадками. В кернах скважин ручного бурения болот на высотах около 30 м (т. GPS 099 на рис.1) и 26–28 м (т. GPS 160) под озёрно-болотными отложениями, представленными торфом и сапропелем, характерным для пресноводных озёр, вскрыты морские осадки, представленные песками (т. GPS 099) и сизо-серым алевроитом с обломками раковин (т. GPS 160). Образование таких остаточных водоёмов видимо произошло при регрессии моря в структурно predetermined котловинах. Возраст низких террас, вслед за [Колька и др., 2013, Греков и др., 2013а,б] мы оцениваем как ранний-средний голоцен (моложе 10 ¹⁴С тыл. лет назад). Таким образом, террасы на высотах около 50 м развивались в условиях установившегося морского режима [Полякова и др., 2014], а процессы в береговой зоне были сходны с современными. На высотах 50–90 метров следы воздействия волн, даже

на открытом юго-восточном побережье, становятся с высотой всё более редкими, однако на юго-восточном склоне г. Летняя можно выделить серию береговых линий, наиболее высокая из которых занимает отметки 77–80 м (рис. 2). Большая же часть полуострова представляла собой шхеры — сочетание островов (структурно-денудационных гряд и массивов), между которыми существовала система палеозаливов и проливов. В настоящее время древние заливы и проливы заболочены и имеют облик пологоволнистых ложбин и котловин. Формирование этого уровня могло происходить со времени позднеледниковой трансгрессии (около 11–10 тыс. ¹⁴С лет назад), когда акватория Кандалакшского залива представляла собой постепенно осолонявшийся приледниковый бассейн [Колька и др., 2013] или ледовитое море [Полякова и др., 2014].

В отличие от двух описанных выше уровней, фиксирующих этапы развития береговой зоны полуострова Турий, на высотах более 90 м развит прерывистый чехол ледниковых и водно-ледниковых отложений [Государственная..., 2009, Колька и др., 2013], который на меньших высотах «смыт» — переработан морем. Предполагается, что выше рельеф на этих высотах не испытал морской переработки. В ходе маршрута по вершинной поверхности г. Летняя отмечались возможные следы ледниковой обработки — скопления валунов окатанностью до 2 класса. Поверхность структурно-денудационных возвышенностей сглажена, а лишь фрагментарное распространение чехла рыхлых отложений возможно является доказательством экзарационного воздействия покровного ледника на поверхность.

Заключение

По итогу работ было выделено три основных этапа развития берегов полуострова Турий: 1) на абсолютных высотах до 50 метров, включая современную береговую линию, с раннего голоцена до наших дней сформировался и продолжает формироваться в настоящее время рельеф, трансформированный в условиях ранне-позднеголоценового моря; 2) на уровне 50–90 метров формировался рельеф позднеледниковой трансгрессии (Портландия, ранее 11,5 кал.л.н.); 3) поверхность на уровне выше 90 метров характеризуется отсутствием морской обработки, где сохранились следы ледникового воздействия на рельеф.

Проанализировав строение современной береговой зоны и более высокие уровни рельефа нельзя сказать, что к настоящему времени береговая зона полностью перестроилась, так как выделенным ти-

пам берегам соответствуют формы рельефа схожего генезиса. Таким образом, имеет место унаследованность рельефа поверхности.

Полученные результаты работы могут дополнить, имеющиеся к настоящему времени материалы о палеогеографии района. Кроме того, изучив историю развития берегов полуострова Турий и строение современной береговой зоны, можно выйти на морфодинамику и прогноз, что весьма актуально ввиду наличия ряда поселений на размываемых берегах юго-востока полуострова.

Литература

- [1] Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-(35), 36 — Апатиты. Мурманск, СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. — 487 стр.;
- [2] Греков И.М., Зарецкая Н.Е., Колька В.В. Раннеголоценовые отложения долины р. Кузреки // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: сб. статей (г. Ростов-на-Дону, 10–15 июня 2013 г.). Ростов-н/Д: ЮНЦ РАН, 2013а. — С. 151–152;
- [3] Греков И.М., Сырых Л.С., Кошелева Е.А., Субетто Д.А. Палеоландшафты раннего голоцена Кольского полуострова и геоархеология // Общество. Среда. Развитие. 2013. №3 (28). — С. 275–282;
- [4] Ермолов А.А. Геоморфология Беломорских берегов Кольского полуострова // Геоморфология. 2010. №1. — С. 36–42;
- [5] Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене - голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия АН. Серия географическая. — 2013. №1. — С. 73–88;
- [6] Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П., Баух Х.А., Рыбалко А.Е. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря // Доклады Академии наук. — 2014. — Т. 454, № 4. — С. 467–473;
- [7] Сафьянов Г. А., Соловьева Г. Д. Геоморфология дна и берегов Белого моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 2005. № 3. — С. 54–62.

**ПОЗДНЕ- И ПОСТГЛЯЦИАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ БЕЛОГО МОРЯ:
ГЕОЛОГИЯ, ТЕКТНИКА, СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ
ОБСТАНОВКИ, ХРОНОЛОГИЯ**

**Материалы Всероссийской научной конференции.
Сборник статей**

ГИН РАН, ББС МГУ (пос. Приморский, Лоухский район,
Республика Карелия) 14–22 сентября 2018 г.

Оригинал-макет подготовлен в издательстве «КДУ»

Подписано в печать 30.10.2018. Заказ № Т-18.

Бумага офсетная. Формат 60 × 90/16.

Печ. л. 12. Печать цифровая.

Тираж 100 экз.

Издательство «КДУ»

Тел.: (495) 638-57-34

www.kdu.ru