



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
РОССИЙСКИЙ ФОНД
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ
ИМ. П.П.ШИРШОВА РАН



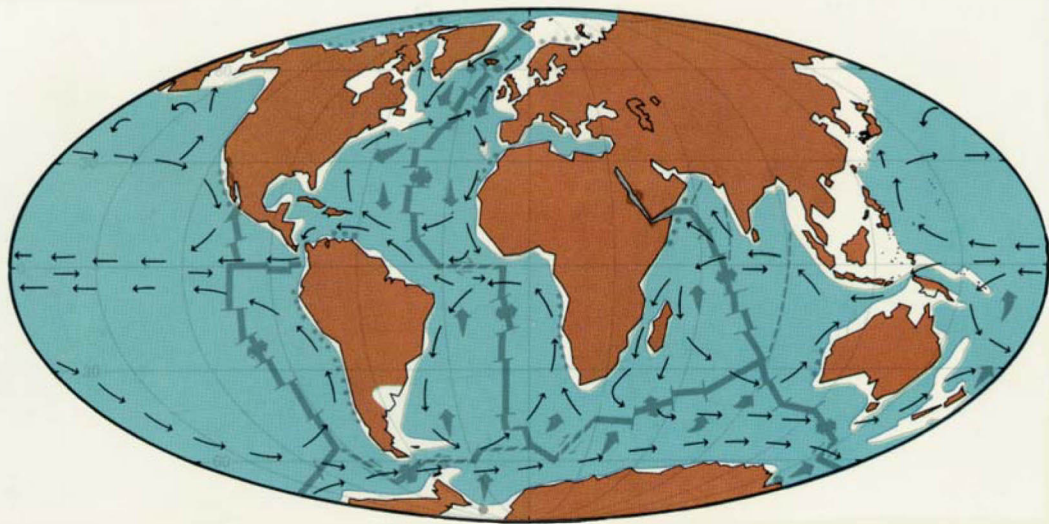
Материалы
XX
Международной
научной
конференции
(Школы)
по морской
геологии

Москва

2013

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

ТОМ I



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА РАН

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

**Материалы XX Международной научной конференции
(Школы) по морской геологии**

Москва, 18–22 ноября 2013 г.

Том I

**GEOLOGY
OF SEAS AND OCEANS**

**Proceedings of XX International Conference on Marine
Geology**

Moscow, November 18–22, 2013

Volume I

Москва / Moscow
ГЕОС / GEOS
2013

ББК 26.221

Г35

УДК 551.35

Геология морей и океанов: Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. I. – М.: ГЕОС, 2013. – 360 с.

В настоящем издании представлены доклады морских геологов, геофизиков, геохимиков и других специалистов на XX Международной научной конференции (Школе) по морской геологии, опубликованные в пяти томах.

В томе I рассмотрены проблемы морской геологии Арктики и Антарктики, палеоокеанологии, палеоэкологии, биостратиграфии, перекрестной корреляции отложений.

Материалы опубликованы при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН, Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 13-05-06021), издательства ГЕОС.

Ответственный редактор

Академик А.П. Лисицын

Редакторы к.г.-м.н. Н.В. Политова, к.г.-м.н. В.П. Шевченко

Geology of seas and oceans: Proceedings of XX International Conference on Marine Geology. Vol. I. – Moscow: GEOS, 2013. – 360 p.

The reports of marine geologists, geophysics, geochemists and other specialists of marine science at XX International Conference on Marine Geology in Moscow are published in five volumes.

Volume I includes reports devoted to the problems of marine geology of the Arctic and Antarctic regions, paleoceanology, paleoecology, biostratigraphy, cross correlation of deposits.

Chief Editor

Academician A.P. Lisitzin

Editors Dr. N.V. Politova, Dr. V.P. Shevchenko

ISBN 8-978-89118-640-8

ББК 26.221

© ИО РАН 2013



*Посвящается Виктору Ефимовичу Хаичику
(13(26).02.1914 – 24.12.2009)*

Виктор Ефимович Хаин, выдающийся русский геолог, доктор геолого-минералогических наук, профессор, действительный член Российской академии наук (1987), лауреат Государственных премий, российских и зарубежных научных премий, почетный член академий наук других стран.

Виктор Ефимович родился в Баку (Азербайджан). Закончил геолого-разведочное отделение горного факультета Азербайджанского индустриального института (ныне – Азербайджанская государственная нефтяная академия), после чего работал в Баку в геолого-поисковой конторе треста «Азнефтеразведка», АзНИИ по добыче нефти, Институте геологии АН Азербайджана. С 1954 г. начал работу в Москве в только открывшемся Музее землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова, где стал одним из организаторов геологической экспозиции, а затем работал в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, на геологическом факультете МГУ, в Институте литосферы и в Геологическом институте.

Был одним из первых советских геологов, развивавших идеи тектоники литосферных плит. Разработал основные вопросы теоретической геотектоники – учение о геосинклиналях, платформах, орогенах, глубинных разломах, литологических формациях (предложил классификацию на тектоно-климатической основе), происхождение складчатости. Исследования в этих направлениях получили отражение в монографиях "Геотектонические основы поисков нефти" (1954 г.), "Общая геотектоника" (1964 г.), "Тектоника континентов и океанов (год 2000)" (2001 г.) и др. Первым систематизировал тектоническое строение континентов и океанов в пятитомной монографии "Региональная геотектоника" (1971–1985 гг.). Был руководителем работ по составлению международных тектонических карт, заместителем председателя Комиссии по международным тектоническим картам (с 1971 г.), редактором нескольких научных журналов.

Все, кому посчастливилось хоть раз встретиться с Виктором Ефимовичем, отмечали его необыкновенную эрудированность, великолепную память, живой интерес ко всему новому, умение анализировать и синтезировать информацию. Он обожал путешествия, старался во всех поездках (была ли это конференция, экспедиция или геологическая экскурсия) посмотреть как можно больше. Свободное владение несколькими языками позволяло легко общаться с учеными со всего света. Доброжелательность Виктора Ефимовича, его отзывчивость, простота в общении привлекали к нему людей – студент ты или маститый ученый.

На наших Школах доклады Виктора Ефимовича вызывали «аншлаг» в конференц-зале. Вышел на трибуну он и в 2009 г., за месяц до своей смерти. Он был в это время уже практически слеп, но его ум оставался абсолютно живым, а речь четкой.

Таким мы его и помним – Ученого, Геолога, Человека!

Лисицын А.П.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН)

Морская геология – 40 лет работы конференции

В годы после Второй Мировой войны резко возрос интерес к изучению Мирового океана, в особенности его донных осадков и процессов осадконакопления. В 1949 г. начались работы на самом крупном в мире научно-исследовательском океанском судне «Витязь», и в последующие годы флот АН СССР пополнился новыми, еще более совершенными судами. Только Институт океанологии РАН провел в эти годы на 5-6 крупных судах более 300 рейсов во все части Мирового океана, с охватом всех природных поясов и работами до глубин 10–11 км. Быстро развивались также и зарубежные исследования, а также исследования с международным участием. Исследования в пространстве Мирового океана с 1968 г. стали пополняться изучением процессов седиментации во времени – началось глубоководное бурение, которое продолжается до настоящего времени (уже 45 лет) во все возрастающих масштабах. Число станций бурения в океанах и морях превышает 2 тысячи, а охват становится глобальным. Значительная часть скважин пробурена через всю осадочную толщу вплоть до коренных пород базальтового ложа океана. Одновременно с этим развертывались глобальные геофизические исследования в сочетании с работами по тектонике, микропалеонтологии, радиохронологии и другими методами современных исследований.

Резкий рост количества информации привел к качественному скачку – новые надежные данные оказались в противоречии с представлениями, господствовавшими до того времени. На базе океанских исследований в их сопоставлении с сушей была предложена парадигма геологии – тектоника литосферных плит. Ее появление вызвало бурную дискуссию – это была революция в науках о Земле, которая продолжалась около 10 лет и завершилась окончательной победой нового. Именно в эти годы особенно остро возникла необходимость объективного обсуждения и сопоставления полученных новых данных, их синтез, сравнение с ранее накопленными геологическими материалами.

В эти годы Советский Союз включился в работы по океанскому бурению. В рейсах буровых судов участвовало несколько десятков российских ученых, многие работали в рабочих группах и в планирующем комитете. В связи с этим в 1974 г. Институтом океанологии РАН было принято решение созвать на базе Геленджикского отделения первую Международную конференцию (Школу) с участием ведущих отечественных и зарубежных специалистов. Прошла она с большим успехом. С тех пор каждые два года на протяжении последних 40 лет собирались новые конференции, все более международные. Настоящая конференция двадцатая, т.е. юбилейная. Настало

время подвести основные итоги за 40 лет работы морских геологов, выделить наиболее важные:

1. Впервые перед человечеством открылся новый мир Мирового океана, т.е. 71% поверхности нашей планеты, причем мир, устроенный не так как континенты, которые изучаются геологами уже более двух сотен лет. Это первая – пространственно-связанная особенность. Необходимо было изучить осадки и процессы на площади почти в 3 раза больше площади континентов, где были сосредоточены работы геологов раньше. Открылась важнейшая возможность работы во всех природных зонах нашей планеты – от Северного до Южного полюсов. Более ранние исследования проводились обычно в морях северной гумидной зоны, но не в пелагиали океанов. Открылась также возможность изучения процессов и донных осадков на всех глубинах Мирового океана вплоть до ультраабиссали – более 11 км. Эти возможности можно было реализовать только с применением новых крупных исследовательских судов с большой автономностью плавания и совершенным оборудованием для заборных работ. И в этом отношении наша страна долгие годы (до перестройки) была лидером – научный флот СССР работал во всех морях и океанах планеты.

2. Другая важнейшая для наук о Земле особенность – необходимость изучения процессов и явлений в морях и океанах не только в пространстве (3-х мерно, т.е. широта, долгота и глубина), но и во времени – от современных осадков до контакта осадочной толщи с коренным ложем (а в ряде мест также и с проникновением на сотни метров вглубь толщи базальтов и габбро, что важно для поступления эндогенного вещества) при изучении гидротермальной деятельности и связанных с этим руд и рудоносных осадков океана. Пространственно-временной подход к изучению процессов и образующихся при этом осадков и осадочных пород обычно ранее ограничивался временем станции или перерывами во времени, с повторами на протяжении нескольких лет. Удалось разработать новый метод исследований, связывающий принцип работы океанологов (с изучением процессов малой продолжительности) с процессами в геологии (тысячи и миллионы лет).

3. Это новое направление связано с исследованиями рассеянных и растворенных форм осадочного вещества (взвеси и растворы), которые были начаты Лабораторией физико-геологических исследований в 1950–1955 гг. и во все больших масштабах распространились далее по всему миру. Рассеянная форма осадочного вещества (биогенная, терригенная, иногда вулканогенная взвесь) составляют в океанской воде, как было установлено тысячами определений, в среднем 0.1–1 мг/л, и эти тонкие невидимые глазом частицы разного генезиса являются не только главным источником донных осадков, но, в то же время, и главным источником пищи (первопищей) для организмов планктона и бентоса, чем в значительной мере предопределяется огромная роль биоты в осадочных процессах. Фитопланктон в ходе фотосинтеза создает органическое вещество, карбонатные и кремневые панцири

планктона вместе с органическим веществом называются биогенной триадой. Зоопланктон, бентос, бактерии и рыбы питаются первопищей, созданной фитопланктоном, захват пищи происходит путем принудительной фильтрации через разнообразные фильтрующие устройства и липкие слизистые поверхности. Это детально изучено. Главная область фотосинтеза – образования первопищи и триады – это верхний деятельный слой океана мощностью всего 90–150 м. Именно к этому слою приурочена главная деятельность биофильтраторов зоопланктона, который в ходе питания связывает рассеянный осадочный материал в пеллетные (более крупные) комки, покрытые защитной оболочкой. Она позволяет пеллетам сохранить органическое вещество до больших глубин. Это также подтверждается ловами глубинного зоопланктона и изучением содержимого его желудков биологами.

Работами планктонологов доказывается огромная мощность природной биофильтрационной системы Мирового океана. Весь объем его вод (по В.Г. Богорову) отфильтровывается за полгода, а верхний слой и воды шельфов и эстуариев – за первые дни и недели. Наши совместные с биологами прямые многолетние наблюдения во многих рейсах показали многообразие биогенных процессов (количественное и качественное) в разных климатических зонах, их климатическую и вертикальную зональность. Это дает возможность с помощью микропалеонтологии и по изотопному составу кислорода и других элементов триады (C, N, S) определять палеотемпературу поверхностных (по фораминиферам) и придонных (по бентическим фораминиферам) вод с точностью до 0.5°C тысяча и миллион лет назад.

Рассеянное осадочное вещество (микро- и наночастицы – МНЧ) в океане смешивается с рассеянными формами осадочного вещества, поступающими различными путями с континентов – в верхних слоях водной толщи возникает особый род смешанного осадочного вещества, которое изменяется по пути на дно через водную толщу, где происходят процессы растворения и перехода в растворы (рециклинг, окисление, выедание планктоном и рыбами, бактериями, прикрепленными к частицам), – биокосное осадочное вещество в терминологии В.И. Вернадского.

Второй деятельный слой, населенный организмами бентоса и глубоко-водными рыбами, крабами – это придонный слой воды толщиной десятки, а иногда и сотни метров и тонкий наилот на поверхности осадка (жидкий слой). Здесь прямыми исследованиями установлено большое количество бактерий и других микроорганизмов, организмов бентоса – во много раз больше, чем на удалении от дна. Здесь идет новая перестройка осадочного вещества организмами и течениями.

Детальные исследования рассеянных форм осадочного вещества в Институте океанологии проводятся с первых рейсов в дальневосточных морях на «Витязе» и по сей день по единой методике. Получены важные результаты для седиментологии. Изучение микро- и наночастиц впервые дает возможность увидеть осадочный материал, изучить его вплоть до отдельных

частиц (с помощью электронных счетчиков частиц или счетчика Коултера, электронного микроскопа и анализаторов). Удастся определять не только массовое содержание частиц (мг/л), но и инситу их счетное количество, гранулометрический состав, площадь поверхности, т.е. сорбционную емкость взвеси. Количество взвеси удастся определять сейчас шестью независимыми методами, а качественный состав – методами микроанализа.

4. Этот новый раздел в изучении рассеянного вещества водной толщи океана (МНЧ) и формирования осадочной толщи на его дне пополняется еще независимыми исследованиями МНЧ в атмосфере, криосфере и других внешних геосферах, взаимодействующих с океаном. Эти возможности открываются для всех геосфер во всех природных зонах океана, для всех глубин, и на суше – для всех высот. Полученные таким образом многие тысячи прямых определений открыли возможность изучения МНЧ не только в морской среде, но также и в других шести внешних геосферах, взаимодействующих с океаном, и с рассеянным осадочным веществом глубинных (эндогенных) источников в местах поступления вещества – в областях гидротермальных источников, сипов и др.

Внешние (их 7) и внутренние (объединенные в 1) геосферы взаимодействуют МНЧ-веществом, а также растворами и газами через водную толщу океана и, что очень важно, это взаимодействие постоянно записывается в донных отложениях океана. Океанские донные осадки – это архив и природный самописец, летопись природных процессов через рассеянные формы осадочного вещества всех геосфер. Таким образом, изучение Мирового океана стало не только глобальным пространственно-временным, но и основанным на новом источнике информации на твердом носителе – МНЧ геосфер.

Сравнительное прямое геосферное изучение рассеянного материала и донных осадков, связанных с геосферами, показало, что традиционные представления литологов о современном осадочном процессе в океане – механическое осаждение речных взвесей и биогенного вещества – ошибочно. Реально осадочное вещество поступает в океан из всех геосфер. В этом убеждает прямое изучение не только донных осадков, но и осадочного вещества геосфер. Этому посвящено множество докладов на данной конференции. Современная седиментология, ранее практически не изученная, оказалась наукой более сложной и разнообразной, без которой толкование древних процессов осадкообразования становится невозможным.

Летопись планеты Земля, запечатленная в донных осадках Мирового океана, все более дополняется новыми данными на основе бурения ледников Гренландии и Антарктиды, ледовых шапок полярных островов. Эта криолетопись, детально обоснованная радиохронологией и изотопными исследованиями, открыла геологическую историю полярных стран (областей ледовой седиментации), развитие северного и южного полушария. Это первые данные о ходе температуры среды, изменении объема вод, захваченных

из океана и превращенных в лед, истории извержений вулканов суши, атмосферного переноса (по прослоям пепла и пыли). Это криолотопись последних 400–800 тыс. лет. Эти данные сопоставимы с глобальными разрезами по бурению дна. Появилась надежная информация по необитаемым частям планеты с записью событий в айсбергах и льдах.

Другое важное дополнение дало бурение дна озер, торфяников и болот. Для Байкала толща осадков оценивается в 80 млн. лет, а для импактного кратера на Чукотке (Эльгыгитгын) – до 3 млн. лет. Все больше открывается окон – детальных разрезов в водосборах, все более убедительной становится историческая часть морской геологии.

Белико практическое значение этих исследований:

1. На дне океанов и морей обнаружены многочисленные месторождения нефти и газа, которые предсказывались исследованиями по лавинной седиментации. Месторождения уже эксплуатируются на глубинах до 3–4 тыс.м. Запасы этих новых энергетических источников, а также пока не используемых газогидратов (в верхних слоях отложений) обеспечат человечество на сотни лет вперед.
2. Изучение гидротермальных процессов на дне океанов в сопоставлении с построениями тектоники литосферных плит уже привели к открытию на суше древних аналогов гидротерм с фауной гидротермали для силура–девона Урала и многих зарубежных областей. А это новые полиметаллические месторождения.
3. Исследования по концентрации и потокам рассеянного осадочного вещества во всех внешних и внутренних геосферах Земли, проведенные по единой программе и едиными методами, открывают возможность нового понимания седиментологии и геологии, поскольку, как известно, еще Ч. Лайель считал, что современные донные осадки являются ключом для изучения процессов геологического прошлого. Эти фундаментальные исследования, неоднократно обсуждавшиеся на Школах по морской геологии, дают новую базу для пересмотра многих положений литологии, они должны учитываться при проведении полевых исследований и при обучении студентов литологии на основе новой фактической базы данных по современному осадконакоплению.

Невозможно более детально оценить значение работ по морской геологии, которые изложены в десятках томов материалов прошедших за 40 лет конференций (Школ) по морской геологии.

Это океан открытий в глубинах Мирового океан!

Немного статистики о Школах по морской геологии

Мы решили дать не только таблицу первых 19 Школ по морской геологии, но и расширить ее. Итак.

1. География Школ: первые одиннадцать – Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геленджик, Голубая бухта; остальные девять – Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва.

2. Общее количество участников – почти 11 тысяч человек (считая, что в этом году на Школу приедут не менее 400 человек), представлявших около 100 различных организаций на каждой Школе.

3. География участников: Россия (СССР) – от Петропавловска-Камчатского и Южно-Сахалинска до Калининграда и от Тикси до Еревана и Алма-Аты; мир – Германия, Италия, Нидерланды, Финляндия, Франция, Словения, Болгария, Египет, США, Польша, Великобритания, Дания, Норвегия, Австрия, Япония, Китай, Турция, Индия и другие.

4. Сделано более 5000 докладов. Расширялась тематика докладов: все активнее в Школах участвуют представители «смежных» с морской геологией специальностей – биологи, физики, географы. Все больше среди участников представителей производственной науки – сотрудников нефтегазовых компаний, экологических предприятий.

5. Частыми участниками Школы были академики В.Е. Хаин, А.С. Монин, А.Л. Яншин, Д.М. Пущаровский, Е.Е. Милановский, А.Н. Добрецов, Г.Г. Матишов, Ю.Г. Леонов, В.Г. Бондур, И.С. Грамберг, Д.В. Рундквист, В.А. Акуличев, Н.С. Бортников, члены-корреспонденты РАН Л.П. Зоненшайн, Н.Б. Вассоевич, П.Л. Безруков, А.А. Геодекян, Н.А. Богданов, Г.Б. Удинцев, С.С. Лаппо и многие другие.

6. Количество секций колебалось от 5 до 13, тематика секций менялась в зависимости от приоритетов морской геологии на данный момент времени.

7. Издано более 50 томов материалов конференции (2–5 томов на каждую Школу).

8. неизменным председателем Школы все 40 лет оставался академик Александр Петрович Лисицын!

Школы по морской геологии I-XIX (1974–2011 гг.)

№№ школ, годы	Кол-во участников	Кол-во организаций	Состав участников	Города	Всего докладов	Пленарные	Секционные	Кол-во симпозиумов	Конвены и ведущие ученые
I 20-27 IV 1974	249	18	1 акад. УССР 6 чл.-корр. 24 докт. наук 74 канд. наук	31	88				
II 20-27 X 1975	200	60	4 чл.-корр. 17 докт. наук 71 канд. наук	32	100				
III 17-23 X 1978	300	34	1 акад. АН 1 акад. УССР 3 чл.-корр. 23 докт. наук 120 канд. наук	30	210	35	75	5	Лисицын, Монин, Зоненшайн, Городницкий, Хаин, Тимофеев, Герасимов, Геодекан, Карасик, Живаго, Красный
IV 21-27 IV 1980	330	35	1 акад. АН 4 чл.-корр. 54 докт. наук 150 канд. наук	29	234	40	85	6	Лисицын, Зоненшайн, Сорохтин, Тимофеев, Карасик, Пейве, Монин, Хаин, Красный, Пушаровский, Воссоевич, Коссовская, Яншин, Живаго, Гершанович
V 17-23 IV 1982	350	60	1 акад. АН 2 чл.-корр. 60 докт. наук 200 канд. наук	40	350	40	130	10	Лисицын, Монин, Тимофеев, Хаин, Яншин, Глузов, Аксенов, Меннер, Гершанович, Коссовская, Красный, Зоненшайн, Герасимов, Соколов
VI 16-22 IV 1984	450	60	1 акад. АН 2 чл.-корр. 51 докт. наук 169 канд. наук	29	360	51	157	13	Лисицын, Тимофеев, Аксенов, Коссовская, Яншин, Монин, Зоненшайн, Хаин, Герасимов, Красный, Мирчинк, Глузов
VII 17-23 IV 1986	458	60	3 чл.-корр. 56 докт. наук 185 канд. наук	86 8 респ.	390	45	250	11	Лисицын, Монин, Ронов, Тимофеев, Кнппер, Соловьев, Грамберг, Вахрамеев, Живаго
VIII 10-16 X 1988	250	42	3 чл.-корр. 50 докт. наук 180 канд. наук	30	146	38	46	11	Зоненшайн, Лисицын, Матишов, Живаго, Раукас, Соколов, Сорохтин, Маров
С 1990 г. (IX школа) Международные конференции (школы) морской геологии									
IX 15-20 X 1990	270	40+8 заруб.	6 акад. АН 3 чл.-корр. 70 докт. наук 21 иностр.	25 6 респ.	190+23 заруб.	40	120	13	Лисицын, Барсуков, Богданов, Грамберг, Добрецов, Кнппер, Яншин, Глузов, Красный

X 15-19 X 1992	150 11 заруб.	40	7 акад. АН 3 чл.-корр. 28 докт. наук 95 канд. наук	31	204	42	110	12	Лисицын, Глумов, Богданов, Грамберг, Книппер, Матишов, Пушаровский, Удинцев, Живаго, Зоненшайн, Афанасьев, Ястребов
XI 17-23 X 1994	500 8 заруб.	38	5 акад. АН 4 чл.-корр. 80 докт. наук 280 канд. наук	35	350	46	240	12	Лисицын, Глумов, Матишов, Живаго, Соколов, Сорохтин, Добрецов, Мигропольский
XII 14-18 X 1997	250	30	5 акад. АН 4 чл.-корр. 70 докт. наук 120 канд. наук	32+5 заруб. Гос-в		30	210	15	Лисицын, Ханн, Богданов, Живаго, Матишов, Удинцев, Каплин, Пейве, Сорохтин Городницкий
XIII 22-27 X 1999	220+18 заруб.	38+7 заруб.	5 акад. АН 4 чл.-корр. 25 докт. наук 145 канд. наук	28	255	32	174	9	Лисицын, Лаппо, Богданов, Матишов, Соколов, Пушаровский, Дмитриевский, Рундквист, J. Thiede, H. Kassens, H. Aoki, P. Wasman, R. Stein, D. Fuetterer
XIV 24-29 X 2001	227	39	5 акад. АН 4 чл.-корр. 25 докт. наук 160 канд. наук	27+5 заруб. Гос-в	248	34	160		Лисицын, Лаппо, Грамберг, Дмитриевский, Матишов, Соколов, Богданов, Савостин, H. Aoki
XV 17-21 X 2003	320	37	5 акад. АН 4 чл.-корр. 27 докт. наук 150 канд. наук	29+4 заруб. Гос-в	255	40	148	11	Лисицын, Дмитриевский, Ханн, Савостин, Удинцев, Бяков, Конторович, Басов, Черкашев, H. Aoki, D. Fuetterer
XVI 14-18 X 2005	270+8 заруб. 67-8 заруб.		5 акад. АН 4 чл.-корр. 72 докт. наук 117 канд. наук	22+5 заруб. Гос-в	312	45	183	11	Лисицын, Ханн, Монин, Лаппо, Дмитриевский, Бортников, Черкашев, Лобковский
XVII 12-16 X 2007	389+17 заруб.	70+14 заруб.	12 акад. АН 4 чл.-корр. 72 докт. наук 106 канд. наук	23+11 заруб.	291	65	180	11	Лисицын, Ханн, Нигматулин, Бондур, Дмитриевский, Бортников, Котарко, Шнюков, J. Harff, J. Thiede, H. Kassens, A. Raukas, Ch. Dullo
XVIII 16-20 X 2009	371+15 заруб.	79+13 заруб.	7 акад. АН 9 чл.-корр. 96 докт. наук 134 канд. наук	26+12 заруб.	339	65	214	12	Лисицын, Ханн, Нигматулин, Лобковский, Иванов, Бондур, Дмитриевский, Бортников, Моисеевко, J. Thiede, E. Bonatti, N. Van Weering
XIX 14-18 X 2011 г.	386+16 заруб.	82+12 заруб.	12 акад. АН 4 чл.-корр. 97 докт. наук 129 канд. наук	21+10 заруб.	461	65	292	12	Лисицын, Нигматулин, Дмитриевский, Бондур, Бортников, Котляков, Добрецов, Thiede, Bonatti, Saarnisto, Федонкин, Розанов, Моисеевко, Лобковский, Тулохонов, Филатов

Лисицын А.П., Ушакова М.Г., Стейкер Т.Н., Алехина Г.Н., Антонова Л.В.

(Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН)

Юбилеры Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 2012–2013 гг.

В первую очередь, поздравляем ветеранов Института: академика РАН А.П. Лисицина, члена-корреспондента РАН Г.Б. Удинцева, вице-адмирала И.И. Тынянкина с 90-летием!



В 2012–2013 гг. мы отметили юбилейные даты ведущих ученых Института океанологии, внесших большой вклад в развитие океанологии и морской геологии.



120 лет со дня рождения **ПЕТРА ИВАНОВИЧА УСАЧЕВА (1892–1962)**. *Гидробиолог, доктор биологических наук (1949)*. В 1942 г. перешел из ВНИРО в Лабораторию планктона Института океанологии АН СССР, с 1948 г. стал ее заведующим. Лаборатория занималась изучением фито- и зоопланктона как основных звеньев экосистемы морских водоемов. Ввел в практику гидробиологических работ количественный метод, в том числе определение биомассы. Фундаментальными являются работы, касающиеся флоры полярных вод (Карское море). В 1953 г.

награжден орденом Ленина. Автор 45 печатных работ.

115 лет со дня рождения **МАРИИ ВАСИЛЬЕВНЫ КЛЕНОВОЙ (1898–1976)**. *Геолог, доктор геолого-минералогических наук (1937), профессор (1937), Отличник Гидрометслужбы (1948), Заслуженный деятель науки РСФСР (1967), лауреат премии им. И.М. Губкина (1962)*. Является крупнейшим специалистом и выдающимся ученым в области морской геологии, создала свою школу и направление в деле изучения донных отложений в морских водоемах. Стала основоположником русской морской геологии.



Занималась исследованиями геологического строения морского дна в Плаучем Морском институте и в Государственном Океанографическом институте. С 1925 г. ежегодно участвовала в морских экспедициях на севере. Особое внимание уделяла стандартизации методов сбора и исследования материалов. Ею разработана единая номенклатура с целью получения сравнимых данных, собран исключительно ценный материал, позволивший ей создать систему грунтовых карт. С 1945 г. работала в системе Академии наук, а с 1955 г. начала работать в Институте океанологии. Автор более 250 научных работ, в т.ч. ряда крупнейших монографий, которые широко известны в России и за рубежом. Ее именем названы горы на побережье Русской Гавани на Новой Земле.

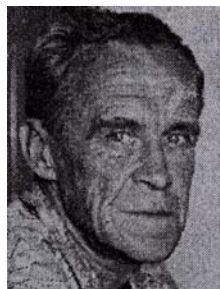


110 лет со дня рождения **ГЕОРГИЯ МИХАЙЛОВИЧА БЕЛЯЕВА (1903–1994)**. *Биолог, доктор биологических наук (1972), заместитель главного редактора Зоологического журнала (1977–1989)*. С 1952 г. работает в Лаборатории бентоса Института океанологии АН СССР. Лично провел ловы животных во многих желобах, в том числе впервые на глубинах более 10.5 км в Марианской впадине. Результатом накопления и детального анализа обширного фактического материала стали докторская диссертация (1972) и две книги (1986 и 1989), являю-

щиеся единственными в мировой литературе монографическими работами по фауне океанических желобов. В настоящее время ультраабиссальные представители многих групп животных носят название «*belyaevi*». Опубликован цикл работ по группе иглокожих. Под его руководством создана группа специалистов по иглокожим. Им опубликовано около 150 научных работ.

100 лет со дня рождения **АЛЕКСЕЯ НИКОЛАЕВИЧА БОГОЯВЛЕНСКОГО (1913–1976).**

Специалист в области химической океанологии. В 1947 г. зачислен в Институт океанологии на должность младшего научного сотрудника. Проработал в Институте около 30 лет. Много лет, наряду с работой в химическом отделе, выполнял обязанности Ученого секретаря Института океанологии. Один из ведущих ученых страны в области химической океанологии, организовал гидрохимические исследования в экспедициях Института, начиная с первых рейсов "Витязя". Участвовал в 12-ти морских и океанских экспедициях, в 8-ми экспедициях возглавлял гидрохимический отряд. Автор 30 научных работ, а также значительного количества публикаций на спецтемы.



100 лет со дня рождения **ДМИТРИЯ ВАСИЛЬЕВИЧА БОРИСЕВИЧА (1912–2000).** *Геоморфолог. Доктор геогр. наук (1953).*

Начальник тематической геоморфологической партии на Урале в начале войны. Работал во Всесоюзном институте научно-технич. информации. С 1977 г. работал в Институте океанологии АН СССР в Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океана. Занимался исследованиями по региональной геоморфологии (Урал), по геоморфологии речных долин, проблемами, связанными с поверхностями выравнивания и новейшим тектоническими движениями, картированием – автор универсальной морфохроногенетической легенды для геоморфологических карт крупного, среднего и мелкого масштаба (1969, разработана во ВСЕГЕИ).

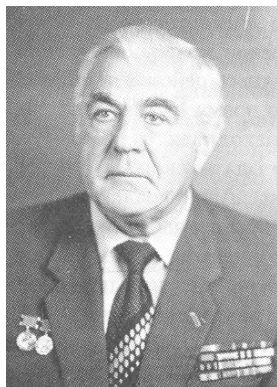
100 лет со дня рождения **РАИСЫ МИХАЙЛОВНЫ ДЕМЕНИЦКОЙ (1912–1997).** *Геолог, доктор геолого-минералогических наук (1958), профессор (1960), лауреат Государственной премии СССР (1986).* С 1978 г. по 1987 г. возглавляла Ленинградский отдел Института океанологии. Ею опубликовано более 200 научных работ, в том числе 8 монографий и 3 авторских свидетельства на изобретения. Главными из этих работ, характеризующих область научных усилий, являются: «Подводные горы», «Изме-



рение электрических полей в океане», «Естественные физические поля океана», «Строение земной коры в Арктике», «Магнитное поле земли и проблема обособления материков и океанов», «Мировая система срединно-океанических хребтов», «Способ геофизического исследования водной толщи океана» и др.

100 лет со дня рождения **ВЛАДИМИРА ГРИГОРЬЕВИЧА КОРТА (1913–1994)** *Доктор географических наук (1953), профессор (1954), член-корреспондент РАН (1979), лауреат Государственной премии (1970, 1977), заслуженный деятель науки РСФСР (1973).* Начал свою тру-

довую деятельность в Арктическом научно-исследовательском институте. Во время Великой отечественной войны находился в рядах Краснознаменного Балтийского флота, где им были разработаны методы стереофотограмметрической артиллерийской разведки, определения планового расположения и глубины установки минных за-



граждений в море, которые эффективно применялись во время обороны Ленинграда. С 1953 г. переходит в Академию наук СССР и становится директором Института океанологии. Под его руководством Институт из небольшого коллектива вырос в крупное, ведущее океанологическое учреждение страны, проводящее широкие исследования в Мировом океане. Проведенные в 1974 г. исследования экваториальных течений в Индийском океане являются наиболее крупным вкладом в изучение этого района Мирового океана. Он один из организаторов первого советского крупномасштабного океанического эксперимента в 1970 г., завершившегося открытием энерго-несущих вихревых движений в океане, зарегистрированного Госкомитетом по делам изобретений и открытий (1978). Являясь с 1955 г. Председателем Секции Океанографии Межведомственного Геофизического комитета, организовал и руководил советскими океанографическими исследованиями по программе Международного Геофизического Года. Им опубликовано 150 научных работ, в том числе 4 монографии.

100 лет со дня рождения **ВАЛЕНТИНЫ ВЯЧЕСЛАВОВНЫ ЛЕОНТЬЕВОЙ (1913–1993).** *Океанолог, доктор географических наук.* В 1936 г. окончила Московский гидрометеорологический институт по специальности «океанология». До этого работала в Главсевморпути, в Бюро ледовых прогнозов, занимаясь оперативным обслуживанием навигаций по Северному морскому пути. Принимала участие в экспедиции на «Сибирякове», а в 1938 г. – на «Красине». В Институте океанологии работала с 1953 г. Занималась гидрологией океанских желобов Мирового океана, ею был установлен но-

вый тип океанских желобов. Автор 90 опубликованных научных работ, в т.ч. одной монографии и учебника для студентов-океанологов.



100 лет со дня рождения **ВЕНИАМИНА ПЕТРОВИЧА ПЕТЕЛИНА (1912–1970)**. *Геолог, кандидат геолого-минералогических наук (1954), член международной рабочей группы SCOR (1965)*. В Институте океанологии работал с 1948 г. в Отделе морской геологии. Его научная деятельность была связана с изучением литологии и минералогии морских и океанских осадков применение в лабораторной практике. Всего им опубликовано 84 научные работы. В последние годы жизни он работал над монографией «Минералогия осадков Мирового океана», которую не успел завершить. Внес большой вклад в организацию океанологических работ на НИС «Витязь».

95 лет со дня рождения **ЛЕОНИДА МАКСИМОВИЧА БРЕХОВСКИХ (1917–2005)**. *Гидроакустик, академик, доктор физ.-мат. наук (1968), лауреат Государственных премий СССР (1951, 1976), лауреат Ленинской премии (1992), Герой Социалистического труда*. Был организатором и первым директором Акустического института (1954–1963). Являлся членом Президиума АН СССР и академиком-секретарем Отделения океанологии, физики атмосферы и географии (1968–1992). Председатель Комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана (1970–1994). В 1970–1985 гг. был научным руководителем Программы по решению важнейшей научно-технической проблемы "Мировой океан" и одного из ее проектов – "Акустика". С 1979 по 2005 гг. руководил Сектором акустики океана Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР. Долгое время являлся Советником Президиума РАН. Среди его учеников насчитывается 12 докторов и около 30 кандидатов наук. За выдающиеся достижения в развитии теории распространения звука в океане Британским институтом акустики в 1977 г. награжден золотой медалью Релея. В 1986 г. ему была присуждена премия им. Н.Д. Карпинского (фонда г. Гамбурга), которая выдается за выдающиеся заслуги советских ученых в области науки, имеющие особое значение для будущего человечества. Автор свыше 170 научных трудов и 9 монографий.



95 лет со дня рождения **МАРИИ ПЕТРОВНЫ НЕСТЕРОВОЙ (1917–2002)**. *Химик, кандидат*

технических наук (1968), член-корреспондент Научного Комитета ACOPS, лауреат премии Совета Министров СССР (1985).

В сентябре 1942 г. добровольно ушла на фронт. В 1944 г. вернулась в Университет, который окончила в 1947 г. Работала в Лаборатории треста Арктикразведка Главсевморпути, где участвовала в поисках нефти, урана и других полезных ископаемых. В 1954–1958 гг. заведовала этой Лабораторией, которая в 1954 г. Вошла в состав ААНИИ. С 1967 г. работала в системе АН СССР, где она продолжала работы по предотвращению загрязнения моря нефтью на основе разработанной научной концепции, базирующейся на использовании естественного процесса преобразования форм нефти в водной среде. В 1984 г. в ИОАН на основании исследовательских работ и метрологической экспертизы был аттестован эталон «нормальная» морская вода по относительной электрической проводимости, а в 1990 г. на него получено свидетельство государственного стандартного образца. В 1985 г. за разработку, создание и внедрение на морском транспорте комплекса технических средств и новых технологий механизации работ по предотвращению загрязнения моря она стала Лауреатом премии Совета Министров СССР. Она являлась членом консультативной группы ГЕЗАМП, Международного консультативного комитета по загрязнению моря (ACOPS), экспертом с международным статусом. Результаты ее исследований отражены в более чем 230 публикациях, в том числе в 11 монографиях, 27 авторских свидетельствах и 15 патентах на изобретения.



90 лет со дня рождения **ВЛАДИМИРА НИКОЛАЕВИЧА ИВАНЕНКОВА (1922–1991)**. *Гидрохимик, доктор химических наук (1984)*. С 1954 г. начал

работать в Институте океанологии – младшим научным сотрудником, заведующим Кабинетом гидрохимии, старшим научным сотрудником Лаборатории биохимии и гидрохимии. Начав работать под руководством профессора С.В. Бруевича, он развивал его идеи и стал специалистом в области химической океанологии. Участвовал в 17 океанских экспедициях и был экспертом-рецензентом Института по проверке качества экспедиционных гидрохимических материалов. Автор более 100 научных работ, в т.ч. 5 монографий, разделов по химии в Атласах океанов.

90 лет со дня рождения **ВЛАДИМИРА ИВАНОВИЧА МАРАКУЕВА (1922–1979)**. *Инженер*. В 1945–1952 гг. работал на физфаке МГУ. В ИОАН

с 1952 г. инженером Лаборатории морской электроники, в последствие руководил группой в этой лаборатории. Руководил работой группы на Черно-

морской научно-исследовательской станции ИОАН и работал ст. инженером в Лаборатории техники подводных исследований. При его участии впервые в СССР разработаны несколько типов подводных телевизионных установок. В Отдела тектоники и геофизики дна океанов занимался конструированием, изготовлением, наладкой аппаратуры для подводного фотографирования, участвовал в научных исследованиях по изучению геологии и биологии морского дна. В экспедиции на НИС «Академик Петровский» на горе Ампер в Атлантическом океане испытывал подводную фотокамеру и сделал несколько фотографий, на которых довольно четко были видны какие-то сооружения в виде стены с кирпичной или мелкоблоковой кладкой – эти снимки заинтересовали многих.



90 лет со дня рождения **ИГОРЯ ЕВГЕНЬЕВИЧА МИХАЛЬЦЕВА (1923-2010)**. *Океанолог, доктор технических наук (1970), профессор (1971), Герой Социалистического труда (1989). С 1989 по 2006 г. – заведующий Лабораторией поисковых технических исследований.* С 1965 г. работал в Институте океанологии. В период его работы заместителем директора Института получили широкое развитие работы по прикладной, главным образом, оборонной тематике. Создатель одного из направлений

технической океанологии – комплексного экспериментального исследования акустики океана. Автор заданий, руководитель работ по созданию и испытанию обитаемых подводных аппаратов «Пайсис» и «Мир». Награжден званием, орденом «За заслуги перед Отечеством» (1995).

85 лет со дня рождения **ОЛЕГА КОНСТАНТИНОВИЧА БОРДОВСКОГО (1927-1999)**. *Гидрохимик, биохимик, доктор геолого-минералогических наук (1971), профессор (1989), руководитель проекта "Гидрохимия" Миннауки РФ, с 1973 по 1999 гг. – заведующий лабораторией биохимии и гидрохимии.* В 1952 году после окончания МГУ им. М.В. Ломоносова поступил в Химический отдел Института океанологии, где под руководством профессора С.В. Бруевича занялся изучением физических свойств морских и океанских осадков и химическим составом их жидкой фазы. По результатам исследований им опубликовано около 180 работ, в том числе 4 монографии. Он яв-



лялся ответственным редактором и соавтором монографии "Химия вод океана", монографической серии "Океанология" и ряда методик по химическим анализам морских вод. Под его руководством защитились 10 кандидатов наук.



85 лет со дня рождения **МИХАИЛА ЕВГЕНЬЕВИЧА ВИНОГРАДОВА (1927–2007)**. *Биоокеанолог, доктор биологических наук (1965), профессор (1978), действительный член РАН (1990), действительный член РАЕН (1993), иностранный член Польской Академии наук (1988), главный редактор журнала "Океанология"*. В 1952 г. начал работать в Лаборатории планктона ИОАН СССР. С 1967 г. по 1997 г. – заместитель директора Института по науке, куратор биоокеанологического сектора и с 1971 г. – заведующий Лабораторией планктона,

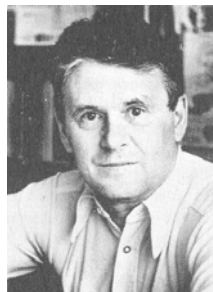
а затем, с 1985 г. – Лабораторией функционирования экосистем пелагиали. Одновременно с 1978 г. по 2000 г. был профессором кафедры общей экологии и гидробиологии МГУ. Основное направление научной деятельности – разработка различных аспектов биоокеанологии, главным образом, – выяснение закономерностей распределения жизни в пелагиали океана. Последние десятилетия занимался проблемами динамики экосистем океана, моделированием функционирования биологических сообществ океана, что позволило оценить величины первичной продукции органического вещества, биомассу и продукцию основных групп продуцентов и консументов. Под его руководством защищено около 30 кандидатских диссертаций. Автор более 450 научных работ, автор и ответственный редактор 14 монографий.

85 лет со дня рождения **ОЛЕГА ГЕОРГИЕВИЧА СОРОХТИНА (1927–2010)**. *Геолог-геофизик, доктор физико-математических наук (1973), профессор (1988), Заслуженный деятель науки РФ (1997), академик РАЕН (1991), с 1970 по 2005 гг. – заведующий Лабораторией теоретической геодинамики*. С 1966 г. работает в Институте океанологии. Специалист в области глобальной эволюции Земли, происхождения полезных ископаемых, развития океанов и климатов Земли. Участник трех экспедиций в центральные районы Антарктиды, в том числе к Полюсу Недоступности этого континента, и многих океанологических экспедиций. Им разработана общая теория развития Земли и на ее базе выяснены происхождение и основные закономерности формирования Мирового океана и земной атмосферы. Автор более 300 научных работ и 12 монографий.



85 лет со дня рождения **КОНСТАНТИНА НИКОЛАЕВИЧА ФЕДОРОВА** (1927–1988). *Физик-океанолог, доктор физико-математических наук*

(1973), *член-корреспондент АН СССР* (1987), с 1974 по 1988 гг. – *заведующий лабораторией*. Закончил Ленинградское Арктическое училище (1947) и Высшее Арктическое Морское училище им. адмирала Макарова (1952). Директор Службы Океанографии ЮНЕСКО и Секретарь Межправительственной Океанографической Комиссии (Париж, Франция, 1963–1969 гг.). Изучал тонкую термохалинную структуру вод океана – новое направление физической океанологии. В возглавляемом им научном коллективе Института (с 1974) он внедрил, помимо традиционных океанских измерений, лабораторное моделирование океанских процессов (конвекции, плотностных интрузий, динамики вихревых диполей) и использование спутниковой информации для изучения мезомасштабной изменчивости и динамики океана. На основе анализа спутниковых изображений им выявлена неизвестная ранее и широко распространенная в океане форма движения — грибовидные течения (вихревые диполи). Участвовал в 16 крупных морских и океанских экспедициях, включая первый научно-исследовательский рейс НИС "Витязь" по программе Международного Геофизического Года в Тихий океан в 1957 г. В 1992 г. решением 9-ой сессии Подкомитета по географическим названиям Международной Генеральной Батиметрической Карты Океанов одна из гор западной части Тихого океана (14 07. 3 №-156 11.0 Е) названа "*гайотом Федорова*". Им опубликовано 270 научных работ.



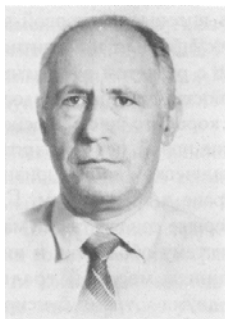
80 лет со дня рождения. **АЛЕКСАНДРА ИВАНОВИЧА БЛАЖЧИШИНА** (1933–1998). *Горный инженер-геолог, доктор геолого-минералогических наук* (1995). В 1966 г. перешел на работу в Атлантическое отделение ИОАН. В 1972 г. защитил кандидатскую диссертацию на тему «Геологическое строение и донные осадки Балтийского моря», в 1995 г. – докторскую диссертацию: «Эволюция поздне-четвертичного осадконакопления в Балтийском море». Под его руководством выполнены работы по изучению Калининградского взморья, составлены картосхемы, проведены

литодинамические исследования в Вислинском заливе, включая изучение ре-суспензии, являющейся важнейшим фактором экосистемы, сделаны новые выводы о палеогеографических морских фазах Балтийского ледникового озера, о пресноводном характере иольдиевой стадии в Юго-Восточной Балтике, об апвеллингах и периодах стагнации в регрессивные фазы мор-

ского голоцена. Участвовал во многих экспедициях в Балтийское море и в различные районы Мирового океана, в т.ч. в качестве заместителя начальника экспедиции. Автор более 160 научных работ, в т.ч. 4 монографий и двух Атласов.

80 лет со дня рождения **ЛЕОНИДА ЛЬВОВИЧА ВАНЬЯНА (1932–2001)**. *Геофизик, доктор технических наук (1964), профессор (1972), член-корреспондент РАЕН (1994)*. С 1974 по 2001 гг. возглавлял Лабораторию геофизических полей Института океанологии. Им сформулированы основные принципы глубинных электромагнитных зондирований континентов и океанов, разработана донная аппаратура, проверенная в Средиземном море. В последние

годы занимался вопросами использования подводных телефонных кабелей для зондирования литосферы морей и океанов. Научное сотрудничество с финскими геофизиками позволило ему построить геофизическую модель электропроводности Балтийского щита. Под его научным руководством защитили кандидатские диссертации 25 человек. Он автор более 265 научных публикаций.

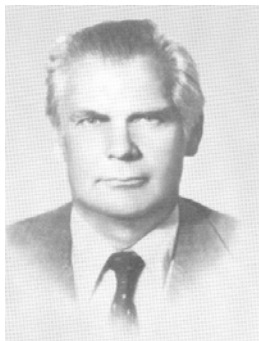


80 лет со дня рождения **ЕВГЕНИЯ ВАСИЛЬЕВИЧА ВЕРЖБИЦКОГО (1933-2012)**. *Радиоинженер, доктор технических наук (1985), академик Международной Академии Информатизации (1995)*. В 1962 г. начал работать в Институте океанологии им. П.П. Ширшова, занимаясь геофизическими исследованиями Мирового океана. Под его руководством в Институте океанологии были разработаны основополагающие принципы и созданы морские ядерные магнитометры ММ-1 (ИО-АН СССР). На основе полученных магнитных

данных были сделаны новые фундаментальные выводы о структуре, глубинном строении, геодинамике и кинематике дна Мирового океана. Им разработаны принципы эффективного повышения помехоустойчивости эхолотирования. Создана теплофизическая модель литосферы Гавайской горячей точки. Разработаны геотермические методы предварительной оценки нефтегазоносности осадочных бассейнов. Автор более 130 научных работ и 3 монографий.

80 лет со дня рождения **НАТАЛЬИ АБРАМОВНЫ МАРОВОЙ (1933–2001)**. *Картограф, геоморфолог, канд. географич. наук*. Окончила Московский институт инженеров геодезии, аэрофотосъемки и картографии

(МИИГАиК). Работала в Институте океанологии с 1956 года, пройдя путь от лаборанта до старшего научного сотрудника Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океана, в 1968 г. защитила кандидатскую диссертацию. Занималась изучением рельефа дна океанов и его картографической интерпретацией, разработала методики составления принципиально новых для того времени типов карт, таких как физиографические карты и карты гор. Много работ посвящены изучению подводных гор: закономерности их распространения в пределах Тихого, Атлантического и Индийского океанов, и связь высот и объёмов гор с возрастом океанской коры. Составлены карты высот и объёмов гор Мирового океана. Активно занималась внедрением новых научных результатов в народное хозяйство: все экспедиционные материалы по рельефу передавались в Международный банк данных; почти все карты и атласы, включающие океаны, издаваемые Главным Управлением Геодезии и картографии (ГУГК СМ СССР), создавались по материалам Института океанологии при её участии или под её редакцией.



80 лет со дня рождения **ВЯЧЕСЛАВА СЕМЕНОВИЧА ЯСТРЕБОВА (1932–2005)**. *Доктор технических наук (1971), профессор (1978), заслуженный деятель науки и техники, с 1987 по 1992 гг. – директор Института океанологии.* В 1954 г. окончил Московский институт химического машиностроения. За годы работы в Институте (с 1956 г.) он прошел путь от младшего научного сотрудника до ведущего специалиста в области методов и технических средств подводных океанологических исследований и директора ин-

ститута. Под его руководством и при непосредственном участии была создана и в течение десяти лет успешно эксплуатировалась на шельфе СССР и Болгарии подводная база-лаборатория «Черномор», которая положила начало развитию нового научного направления — методам и технике гипербарических исследований. К его важнейшим научным достижениям следует отнести создание научных основ теории многосистемных автоматизированных глубоководных аппаратов, создана и внедрена в практику океанологических исследований серия таких аппаратов. Применение буксируемых аппаратурных комплексов позволило впервые длительно наблюдать поверхность дна, изучать его микрорельеф, получать комплексную информацию в виде фотоснимков, сонограмм и видеозаписей высокого разрешения. Им были развиты работы по созданию моделей придонных высокоэнергетиче-

ских слоев океана и созданы научные основы для разработки принципиально новой аппаратуры для всесторонних исследований этих важных явлений. Автор свыше 200 научных публикаций, в т.ч. 12 монографий, посвященных широкому кругу вопросов методов и техники исследования в океане. Под его руководством свыше 30 соискателей защитили кандидатские диссертации.

75 лет со дня рождения **СЕРГЕЯ МИХАЙЛОВИЧА АНЦЫФЕРОВА (1937–2007)**. *Доктор физико-математических наук (2000), профессор (2001), с 2005 г. – заведующий Лабораторией шельфа и морских берегов им. В.П. Зенковича.* С 1971 г. работал в Институте океанологии. Здесь им вместе с коллегами разработана методика натурных наблюдений перемещения осадков в береговой зоне моря, а также методика лабораторного моделирования взвесенесущего потока, разработан комплект моделей и методов прогноза транспорта песчаных осадков, выполнен цикл работ по развитию и защите морских берегов. В качестве руководителя группы отечественных специалистов он участвовал во многих международных экспериментах, был руководителем нескольких внутрисоюзных экспедиций, неоднократно избирался руководителем международных исследовательских коллективов. Опубликовал более 100 научных работ, в их числе 3 монографии.



75 лет со дня рождения **СЕРГЕЯ СЕРГЕЕВИЧА ЛАППО (1938–2006)**. *Океанолог, доктор физико-математических наук (1981), профессор (1987), член-корреспондент РАН (2000), Заслуженный деятель науки РФ (1999), академик РАН, с 1995 г. – директор Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН.* Один из крупных советских ученых в области физической океанографии взаимодействия океана и атмосферы. Участвовал в морских экспедициях Госкомгидромета и РАН. В начале 80-х гг. при исследовании меридионального переноса тепла и "пресных" вод в Мировом океане

сформулировал гипотезу о существовании глобальной меж океанской циркуляции вод между Атлантическим и Тихим океаном, названной природной тепловой машиной О-рода и показал, что Северная Атлантика является глобальной энергоактивной областью Мирового океана. Под его руководством подготовлена программа "Роль океана в колебаниях климата" (принята МОК), которая направлена на выявление активной роли океана, динамики

его глубинных вод как океанологических основ долгопериодных климатических процессов. Автор около 200 научных работ, в т.ч. 5 монографий. В 1991 г. ему присуждена премия им. Ю.М.Шокальского. Под его руководством защищено 12 кандидатских диссертаций.

70 лет со дня рождения **ВЛАДЛЕНА ЕВДОКИМОВИЧА АРТЕМЬЕВА (1942–2010). Геохимик, доктор геолого-минералогических наук (1992)**

В 1966 г. окончил Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова и поступил в аспирантуру Института океанологии. Крупный специалист в области геохимии и биогеохимии органического вещества в системе река–море. Им выявлены особенности поведения, механизм трансформации и транспортировки органических веществ на различных стадиях перемешивания речной и морской воды, установлены закономерности преобразования органического вещества в ряду взвесь–донные осадки. Организатор и участник многих экспедиций в крупных реках мира, эстуариях, морях России и океанах. Участвовал в подготовке экспозиций по проблемам Мирового океана и работе Всемирных выставок ранга «ЭКСПО» в 1975–1976 гг., 1998–2000 г., 2005 г., был директором выставок «Исследования Мирового океана» в Индии (1984) и Японии (1986). С 2001 г. работал в аппарате Отделения океанологии, физики атмосферы и географии РАН (с 2002 г. – Отделения наук о Земле РАН), оставаясь главным научным сотрудником ИОРАН по совместительству. Автор более 80 научных работ, в т.ч. монографий «Геохимия органического вещества в системе река–море» (1993).



Поздравляем юбиляров 2012-1013 годов!

Мы желаем нашим коллегам, юбилярам 2012 и 2013 гг., здоровья, оптимизма и творческого долголетия!

Поздравляем: Е.Г. Арашкевич, Б.В. Баранова, Г.И. Баренблатта, Л.П. Волокитину, С.В. Галкина, А.М. Городниченко, С.К. Гулева, А.Б. Демидова, М.М. Доманова, А.Г. Зацепина, О.Н. Зезину, Б.А. Кагана, О.Е. Каменскую, Г.Л. Кашинцева, К.Н. Кособокову, Е.М. Крылову, И.П. Кузина, Б.Ф. Курьянова, А.В. Леонова, Л.И. Лобковского, Е.Г. Мирлина, В.Г. Неймана, С.В. Переслегина, А.А. Покрышкина, Н.А. Римского-Корсанова, И.М. Сборщикова, Е.В. Семенова, Ю.И. Сорокина, И.Н. Суханову, А.Г. Тимонина, Б.Н. Филюшкина, Г.И. Шапиро, С.М. Шаповалова, А.А. Шрейдера, Г.С. Харина, Е.В. Якушева и многих других наших юбиляров.

Так держать, друзья-океанологи!

Семь футов под килем!



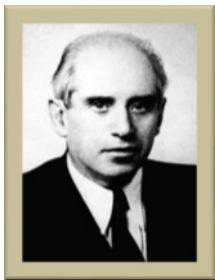
Фото А.В. Григорьева (ИО РАН)

Ушакова М.Г., Алёхина Г.Н., Антонова Л.В.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН)

Флотилия памяти Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН

Именами шести ведущих сотрудников Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН: П.П. Ширшова, В.Г. Богорова, Г.А. Ушакова, И.Д. Папанина, М.В. Клёновой, В.Б. Штокмана – были названы суда, которые могли бы составить «мемориальную флотилию ИО РАН». Эти суда занимались научными исследованиями океана и транспортными перевозками грузов, построены в СССР, ГДР, Польше, Финляндии.



Богоров Вениамин Григорьевич (1904–1971).

Биоокеанолог, доктор биологических наук, член-корреспондент АН СССР, лауреат Государственной премии и Ломоносовской премии. Ведущий основатель и организатор Института океанологии, главный зам. директора первой дирекции института (1946).

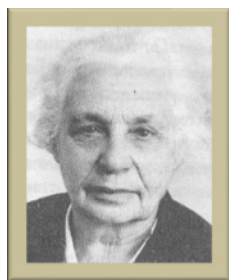
Научно-исследовательское судно (НИС) «**Профессор Богоров**», предназначенное для проведения океанологических исследований, построено в 1976 г. на финской верфи в городе Турку. Судно находилось в ведении Дальневосточного отделения Академии наук СССР (1976–1981), а позже – Российской Академии наук (Дальневосточный геологический институт РАН). Исследования проводились в основном в акватории Тихого океана до 1991 г. В конце 90-х годов было выведено из состава научного флота и эксплуатировалось для пассажирских и грузовых перевозок.



В 2009 г. судно прошло реконструкцию. В 2012 г. «Профессор Богоров» вышло из Владивостока с целью проведения проектно-изыскательских работ по прокладке подводного участка оптоволоконного кабеля «Сахалин – Магадан – Камчатка».

Кленова Мария Васильевна (1898–1976).

Геолог, доктор геолого-минералогических наук (1937), профессор (1937). Отличник Гидрометслужбы (1948), Заслуженный деятель науки



РСФСР (1967), лауреат премии им. И.М. Губкина (1962). Награждена орденами и медалями Советского Союза. Ее именем названы горы на побережье Русской Гавани на Новой Земле.

Учебно-производственное судно **«Профессор Клёнова»** СССР, Россия. Управление рефрижераторного и приемотранспортного флота (Мурманск)

Год постройки – 1979, ГДР. В 1992 г. учебно-производственное судно «Профессор Клёнова» было переоборудовано и впервые в Мурманском бассейне на нем установили голландскую линию по очистке креветки.

Год списания – 2004, Аланг (Индия).

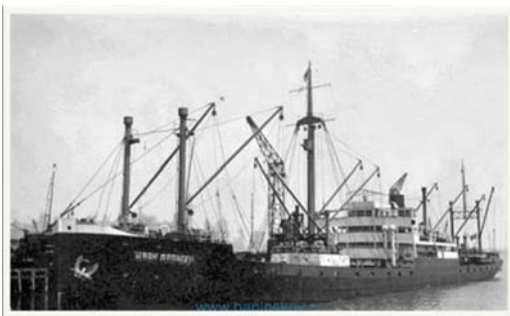


Папанин Иван Дмитриевич (1894–1986).

Доктор географических наук, контр-адмирал, дважды Герой Советского Союза. Полярник, руководитель Первой советской дрейфующей станции СП-1 (1937–1938), начальник Главсевморпути (1939–1946), Уполномоченный Государственного Комитета обороны по перевозкам на Севере (1939–1948), заместитель директора Института океанологии (1948–1951), начальник Отдела морских экспедиционных работ АН СССР с 1951 по 1986 г.

Именем И.Д. Папанина в разные годы были названы несколько судов: **транспорт «Иван Папанин»**, погиб в 1941 г. на Балтике в Таллинском прорыве, при эвакуации Таллиннского гарнизона.

«Иван Папанин» – судно снабженец усиленного

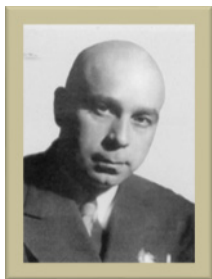


ледового класса
Мурманского пароходства,
построен в 1990 г. на
Херсонском
судостроительном заводе.
Предназначен для перевозки
генеральных и навалочных
грузов, товарного топлива,
предусмотрено



использование специальных технологий, в т.ч. вертолетов для выгрузки на необорудованный берег. В последние годы судно участвовало в проектах по доставке грузов и оборудования на полярные исследовательские станции в Антарктиде. В 2011 г. судно принимало участие в операции по ликвидации последствий разлива топлива в районе архипелага Тристан-да-Кунья. Специалистами компании «Мурманское морское пароходство» разработан уникальный проект переоборудования грузового теплохода «Иван Папанин» в буровое судно для работ на шельфе.

На озере Байкал в настоящее время трудится небольшое судно (типа река-море) – «**И.Д. Папанин**» построен в 1986 г. Входил в состав Балтийского научно-исследовательского флота РАН, передан Лимнологическому институту СО РАН.



Ушаков Георгий Алексеевич (1901–1963).

Доктор географических наук. Известный полярник, Исследователь и создатель первых карт о. Врангеля и арх. Северная Земля, руководитель Первой высокоширотной экспедиции на «Садко» (1935). Один из создателей ГУСМП (1932–1936), первый руководитель Гидрометслужбы СССР (1936–1940). Один из основателей Института океанологии, первый зам. Директора по экспедициям первой дирекции института (1946–1948). Награжден

орденами и медалями СССР. Имя Г.А. Ушакова носят 12 географических объектов, в том числе остров в Карском море, мыс и поселок на о. Врангеля, река на Северной Земле, горы в Антарктиде.

Именем Г.А.



Ушакова названы три океанских судна. Научно-исследовательское судно погоды (НИСП) «**Георгий Ушаков**» (Одесса). Построен в 1967 г. в ГДР. В основном работал на 4-ю точку связи в Северной Атлантике. Принадлежал Гидрометслужбе СССР, с 1991 г. стал принадлежать



украинскому Центру экологии. Принимал участие в 1999 г. в работе I Международного семинара о вторжении гребневика в Каспийское море. Большой транспортный рефрижератор «**Остров Ушакова**» (Владивосток) из серии «Острова» принадлежал Министерству рыбной промышленности, работал в Тихом океане на Большом Барьерном рифе. Разрезан в 1996 г. (Калькутта, Индия).

Танкер «**Георгий Ушаков**», постройки 2001 г (был приписан к Калининграду) в 2006 г в составе 8 танкеров ледового класса с двойным корпусом был приобретен компанией «Палмали» для работы во льдах арктических морей без ограничения по времени года. Суда работают на перевозках нефти и нефтепродуктов между портами Северного и Балтийского морей. Т. «Георгий Ушаков» был приписан порту Ла Валетта (о. Мальта).

Ширшов Петр Петрович (1905–1953).

Гидробиолог, доктор географических наук, академик АН СССР, Герой Советского Союза, первый директор Института океанологии АН СССР (1946). Полярник, участник экспедиций на судах «Сибиряков», «Челюскин», «Красин», на льдине СП-1, директор ААНИИ, министр морского флота во время войны.

Именем П. П. Ширшова были названы два судна.

НИС «**Академик Ширшов**» – научно-исследовательское судно погоды ГУ ДВНИГМИ СССР, построено в 1967 г. в ГДР. В период 1966–1968 гг. там была построена серия однотипных НИС («Академик Курчатов», «Дмитрий Менделеев» и др.).





В 1991 г. судно «Академик Ширшов», совместно с 3-мя судами из Владивостока: парусника «Паллада», НИС «Академик Королёв», НИС «Профессор Хромов», а также 17 яхт из различных регионов России — всего более 700 человек, принимало участие в гуманитарной

юбилейной экспедиции «Русская Америка 250» на Аляске и Западное побережье США. Выведен из состава научного флота в 1991 г. С 1991 г., после списания, использовалось для пассажирских перевозок. После распада Советского союза судьба судна остаётся неизвестной.

Второе судно НИС «Ширшов» 1953 г. (Азербайджан). Подробности отсутствуют.



Штокман Владимир Борисович (1909–1968).

Океанолог, доктор физ.-мат. наук, профессор (заведующий Отделом физической океанологии, Лаборатории динамики моря — 1946–1968). Создал крупную научную школу отечественных физиков-океанологов; основной круг научных интересов — морские течения и процессы перемещения водных масс в океане.

Его именем

было названо научно-исследовательское судно ИО РАН «Профессор Штокман» (НИС) ИО РАН (Калининград), построено в Финляндии в 1979 г., в экспедиции на этом судне было открыто крупнейшее газоконденсатное месторождение на шельфе Баренцева моря в 1988 г. в



600 км к северо-востоку от Мурманска, получившее название «Штокмановское» в честь корабля.

Как научное судно корабль работает до настоящего времени.

Нашим коллегам, чьи имена носят перечисленные корабли, поставлены памятники: В.Г. Богорову, И.Д. Папанину, П.П. Шишову в Москве на Новодевичьем кладбище, И.Д. Папанину установлен бюст в г. Борке; Г.А. Ушакову – памятник на о. Врангеля в пос. Ушаковский и на могиле на о. Домашний архипелага Северная Земля; В.Б. Штокману поставлен памятник на Немецком кладбище в Москве. В память наших коллег установлены многочисленные мемориальные доски в различных уголках нашей страны, выпущены марки, конверты, открытки, в том числе посвященные и кораблям, носящим их имена. Созданы кинофильмы, ТВ- и радио-передачи. О них были написаны многочисленные книги.

***МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ АРКТИКИ
И АНТАРКТИКИ, РЕЗУЛЬТАТЫ
РОССИЙСКО-ГЕРМАНСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ***

***MARINE GEOLOGY OF THE
ARCTIC AND ANTARCTIC
REGIONS, THE RESULTS OF
GERMAN-RUSSIAN
INVESTIGATIONS***

Ветров А.А., Поняев М.С., Беляев Н.А., Романкевич Е.А.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: vetrov@ocean.ru)

Взвешенное органическое вещество по трассе Северного морского пути

Vetrov A.A., Ponyaev M.S., Belyaev N.A., Romankevich E.A.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Particulate organic matter along Northern Sea Route

Взвешенное органическое вещество (ВОВ), содержание которого по массе в океане находится на втором месте после растворенного органического вещества и в 13 раз превышает содержание в воде живого вещества, играет важную роль во всех биогеохимических процессах и круговоротах веществ в океане. Его изучение позволяет заглянуть в процессы седиментогенеза, пеллетного транспорта, работу природных бионасосов, определяющих круговороты веществ, формирование различных типов донных отложений, связать биологические процессы и биопродуцируемые вещества с их трансформацией в толще воды.

Маршруты большинства арктических экспедиций в той или иной степени проходят по Северному морскому пути (СМП). Однако данных по ВОВ из-за дефицита экспедиционного времени по этому району мало. Вместе с тем прибрежная часть арктических морей характеризуется наибольшим разнообразием природных условий: ледовых, морфологических, гидрологических, гидрохимических, биогеохимических, биопродукционных.

На основе собранных авторами материалов по Северному морскому пути от Норвежского до Восточно-Сибирского моря (южная трасса, рис.) в экспедициях на НИС "Профессор Штокман" (2004 г.), ледокол "Драницын" (2004 г.), ПТС "Ауга" (2005 г.), НИС "Академик Мстислав Келдыш" (2009 и 2011 гг.) проведена сравнительная оценка содержания взвешенного органического углерода (ВОУ) в поверхностной морской воде, оценено содержание органического вещества взвеси, его распределение и соотношение фитопланктона, детрита и минеральной составляющей в составе взвеси.

Взвесь (ВВ) выделяли из 1–10 л морской воды, которую отбирали либо пластиковым ведром на ходу судна, либо 10-литровым батометром Нискина Hydro-Bios Kiel. Фильтрацию воды проводили через стекловолоконистые фильтры GF/F. Содержание ВОУ определяли на анализаторе углерода TOC VCPH фирмы Shimadzu. Фильтрация морской воды с целью определения общего содержания взвешенного вещества проводилась через мембранные (ядерные) фильтры. Содержание ВВ было измерено в Норвежском, Баренцевом, Карском и западной части моря Лаптевых. Для анализа соотношений между ВОУ и ВВ в Белом море были использованы данные по

ВВ из работ [1, 2], восточной части моря Лаптевых [3–5], Восточно-Сибирского моря [5].

Определение содержания хлорофилла в поверхностных водах проводилось нами по стандартной схеме [6], включающей выделение взвеси из морской воды (1–10 л) на фильтрах GF/F, экстракцию хлорофилла из взвеси 90% ацетоном и измерение концентрации хлорофилла "а" в элюенте по спектрам поглощения и флуоресценции на спектрофлуориметре Флюорат–02 Панорама [7]. Дополнительное определение концентрации хлорофилла "а" по спектрам флуоресценции позволяло увеличить надежность определения хлорофилла в области малых концентраций.

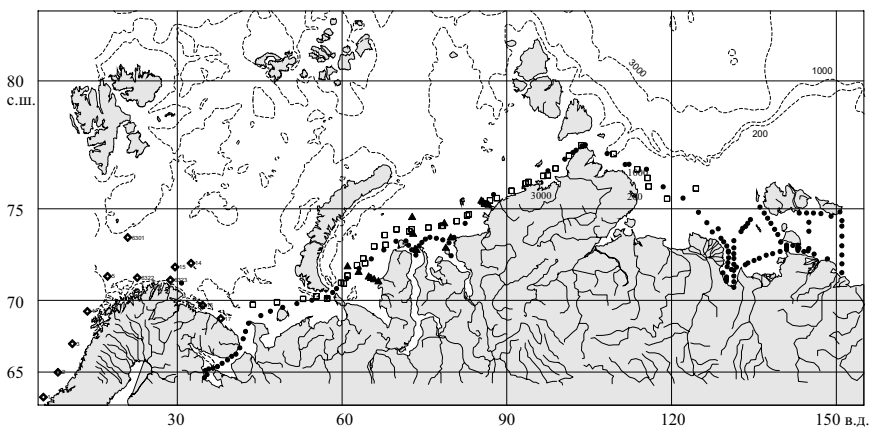


Рисунок. Расположение мест отбора проб взвеси

В августе–сентябре содержание ВОУ в поверхностном слое вод по Северному морскому пути составляло 14–2550, медиана 155 мкг/л (таблица), что в 4 раза больше среднего содержания ВОУ в Мировом океане (40 мкг/л). Для сравнения, в арктических морях в целом в расчете на год содержание ВОУ не велико: в Баренцевом море около 50–150 мкг·л⁻¹, в Карском – менее 30 мкг·л⁻¹ и в море Лаптевых – 10–20 мкг·л⁻¹ [8]. По содержанию ВОУ по трассе СМП арктические моря выстраиваются в ряд по степени уменьшения: Восточно-Сибирское > Норвежское > Лаптевых > Карское > Баренцево > Белое. Наиболее высокие значения ВОУ, достигающие более 2000 мкг/л, обнаруживаются в зонах его поступления с речным стоком, а также на мелководных участках после штормового взмучивания донных отложений (Восточно-Сибирское море). При штормовом взмучивании и волновой абразии берегов и дна резко возрастает содержание как ВВ, так и ВОУ во всей водной толще. При наличии мощных поступлений речных вод, приводящих к стратификации водной толщи,

содержание ВОУ в придонной воде может быть как выше, так и ниже его содержания в распресненных поверхностных водах. В распределении ВОВ по вертикали, как правило, наблюдалась обратная зависимость между содержанием фитопланктона и ВОУ.

Таблица. Содержание взвешенного органического углерода в поверхностных водах и состав взвешенного вещества по трассе Северного морского пути

Район отбора проб	Взвешенный органический углерод, мкг/л						Состав взвешенного вещества, %		
	AVG	Md	STD	Min	Max	N	ОВ дет-рита	ОВ фитопланктона	Минеральная часть
Норвежское	233	208	154	89	610	9	45	1.4	54
Баренцево	168	146	90	64	353	17	14	2.0	84
Белое	128	108	40	83	206	14	6.9	1.6	92
Печорское	148	148	87	64	353	14	29	6.0	65
Карское	163	152	95	14	448	69	17	2.5	80
зап. часть	192	196	126	14	650	43	21	3.1	76
вост. часть	136	128	69	36	311	26	15	2.3	82
Лаптевых	263	177	211	34	970	59	5.8	1.2	93
зап. часть	102	87	59	34	231	15	17	3.9	79
вост. часть	317	228	216	103	970	44	5.4	1.0	94
Буор Хая	264	270	100	137	407	8	8.2	1.5	90
Вост-Сиб	550	239	652	50	2550	38	2.0	0.2	98
Все моря	249	155	327	14	2550	259	18.1	3.3	78.6

Содержание ОВ в составе взвеси является информативным показателем соотношения веществ морского биосинтеза и поступающих в океан с суши в органической и минеральной формах. Соотношение между ОВ фитопланктона, переводящего путем фотосинтеза неорганическую форму углерода в органическую, и общей суммой ОВ взвеси отражает долю живого вещества. Соотношение $X_{\text{л}}:C_{\text{фит}}$ варьирует в Арктике от 0.003 в хорошо освещенной воде и/или бедной биогенами до 0.08 под ледовым покровом, при плохих условиях освещения и обилии биогенов [9]. В

расчетах биомассы фитопланктона арктических морей нами была принята средняя величина $X_{л:C_{фит}}=0.055$, определенная для поверхностных вод Баренцева моря [10]. Сухая масса фитопланктона приблизительно равна удвоенной массе содержащегося в нем углерода.

Измеренное в настоящей работе содержание в воде ВВ, ВОУ и хлорофилла «а» (Хл) позволяет оценить соотношения фитопланктона, детрита и минеральной части во взвешенном веществе. Количественная оценка этого соотношения затруднена из-за принятых методик выделения взвеси на разные фильтры – лавсановые на общее содержание и стекловолокнистые на органический углерод. И те и другие фильтры не дают полного представления о содержании взвеси, так как мелкие ее фракции при фильтрации уходят через поры. Поры у лавсановых и стекловолокнистых фильтров хотя и близких размеров, но разной формы. Лавсановые фильтры имеют круглые отверстия диаметром 0.45 мкм, а средний размер пор GF/F фильтров составляет около 0.6–0.7 мкм, и тем не менее они выделяют большее количество взвеси из морской воды до полного прекращения фильтрации. Если калиброванные поры лавсановых фильтров как пробкой перекрываются более крупными частицами, что через некоторое время приводит к прекращению фильтрации, то удлиненные некалиброванные поры GF/F фильтров требуют больше частиц для их перекрытия, в том числе частично перекрытые поры окончательно перекрываются более мелкими частицами, чем заявленный размер пор.

В среднем стекловолокнистые фильтры задерживают в 2.5 раза больше взвеси, чем лавсановые (Шанин С.С., неопубликованные данные). Учет этого соотношения позволяет оценить содержание ОВ фитопланктона по трассе 0.2–6% (среднее ~ 3%), детрита – 2.0–45% (среднее 18%) от массы взвеси, и минеральной части 54–98% (среднее ~79%). Наибольшее содержание ОВ во взвеси 46% наблюдалось в Норвежском море, наименьшее 2.2% в Восточно-Сибирском (табл.), обусловленное штормовым взмучиванием донных осадков, при этом ВОУ было одним из самых высоких (среднее 240 мкг/л).

Минеральная составляющая в составе взвеси всегда преобладает. Ее доля изменяется меньше всего (~ в 2 раза), тогда как ОВ детрита меняется примерно в 20, а ОВ фитопланктона в 30 раз, четко отражая мобильность и химическую сущность этих субстанций.

Авторы благодарят Тимохова Л.А и Семилетова И.П. за предоставленную возможность участвовать в рейсах на ледоколе "Капитан Драницын" в 2004 г. и ПТС "Ауга" в 2005 г.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 03-05-64218, 06-05-64051, 09-05-00011, 12-05-00344), Президиума РАН (Программа № 23), ОФИ-м № 13-05-12033.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кравчишина М.Д. Взвешенное вещество Белого моря и его гранулометрический состав. Научный мир, 2009. 264 с.
2. Гордеев В.В., Филиппов А.С., Шевченко В.П. Микроэлементы в воде и взвеси открытой части Белого моря // Система Белого моря. Т. 2. Водная толща и взаимодействующие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера (ред. Лисицын А.П., Немировская И.А.). М.: Научный мир, 2012. С. 579–604.
3. Cauwet G., Sidorov I. The biogeochemistry of Lena River: organic carbon and nutrients distribution // Marine Chemistry. 1996. V. 53. P. 211–227.
4. Charkin A.N., Dudarev O.V., Semiletov I.P. et al. Seasonal and interannual variability of sedimentation and organic matter distribution in the Buor Khaya Gulf – the primary recipient of input from Lena River and coastal erosion in the SE Laptev Sea // Biogeosciences. 2011. № 8. P. 2581–2594.
5. Semiletov I.P., Pipko I.I., Shakhova N.E. et al. Carbon transport by the Lena River from its headwaters to the Arctic Ocean, with emphasis on fluvial input of terrestrial particulate organic carbon vs. carbon transport by coastal erosion // Biogeosciences. 2011. № 8. P. 2407–2426.
6. Ведерников В.И., Сухомлин А.В., Шапошникова М.Г. Первичная продукция и хлорофилл в восточных и центральных районах Тихого океана в январе–апреле 1987 г. // Экосистемы восточных пограничных течений и центральных районов Тихого океана. М.: Наука, 1990. С. 80–99.
7. Ветров А.А. Хлорофилл, первичная продукция и потоки органического углерода в Карском море // Океанология. 2008. Т. 48. № 1. С. 38–47.
8. Vetrov A.A., Romankevich E.A. Carbon cycle in the Russian Arctic Seas. Berlin: Springer – Verlag, 2004. 331 p.
9. Sakshaug E. Primary and secondary production in the Arctic Seas / Stein R., Macdonald R.W. (Eds.) The organic carbon cycle in the Arctic Ocean. Berlin: Springer, 2004. P. 57–81.
10. Бобров Ю.А. Продукционный цикл фитопланктона в прибрежной зоне Баренцева моря // Жизнь и условия ее существования в пелагиали Баренцева моря. Апатиты: КНЦ, 1985. С. 166–182.

On the base of material collected by the authors particulate organic carbon content was assessed in surface seawater along Northern Sea Route from the Norwegian to the East Siberian Sea (southern route) in August–September 2004–2011. The ratio of phytoplankton, detritus, and mineral component in the suspended matter composition was estimated.

**Вологина Е.Г.¹, Кулагина Н.В.¹, Черняева Г.П.¹,
Штурм М.², Колесник А.Н.³, Босин А.А.³**

(¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vologina@crust.irk.ru;

²Швейцарский федеральный институт науки и технологии окружающей среды, г. Дюбендорф, Швейцария; ³Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток)

**Вещественный состав донных осадков Чукотского моря,
отобранных к северо-востоку от о. Врангеля
(предварительные результаты)**

**Vologina E.G.¹, Kulagina N.V.¹, Chernyaeva G.P.¹, Sturm M.²,
Kolesnik A.N.³, Bosin A.A.³**

(¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, e-mail: vologina@crust.irk.ru; ²EAWAG, Dubendorf, Switzerland; ³Pacific Institute of Oceanology, FEB RAS, Vladivostok)

**Material composition of the sediments of the Chukchi Sea,
selected to the north-east of Wrangel Island (preliminary
results)**

В 2012 г. в рамках международной экспедиции на научно-исследовательском судне «Профессор Хромов» были отобраны два керна донных осадков в Чукотском море к северо-востоку от о. Врангеля. Отбор проб производился трубкой GSP-2 (колонка НС-8; длина керна – 82 см) и коробчатым пробоотборником (колонка b16; длина керна – 37 см) в точке с координатами 72°32.54' с.ш. 175°58.70' з.д. Глубина моря в месте отбора составила 100 м. Проведено исследование осадков комплексом методов, предварительные результаты которого следующие.

Отложения представлены пелитовыми алевритами и алевритовыми пелитами с той или иной примесью песка. Осадки содержат створки диатомей и единичные спиккулы губок. Наблюдаются черные пятна и полосы гидротроилита.

Скорость современного осадконакопления, измеренная по ²¹⁰Pb, в районе исследования составляет 0.7 мм/год. Полученные нами данные несколько превышают скорость осадконакопления, оцененную по результатам радиоуглеродного датирования отложений Чукотского моря, отобранных в 35 км к югу от южной оконечности о. Врангеля (0.1 мм/год для верхнего 1 м осадков согласно [1]).

Магнитная восприимчивость (МВ) отложений, вскрытых керном b16, изменяется от 28 до 42*10⁻⁶ единиц СИ, при этом минимальные значения отмечаются в интервале 0–2 см колонки. МВ осадков в верхних 70 см колонки НС-8 аналогична (24–43*10⁻⁶ единиц СИ), но затем увеличивается до 64–69*10⁻⁶ единиц СИ на глубине 70–82 см от поверхности керна.

Концентрации биогенных элементов в колонке b16 варьируют по разрезу. Содержание биогенного кремнезёма (SiO_{2биог.}) изменяется от 11.14

до 16.00%. Максимальные значения отмечаются на глубинах 1 см (14.44%) и 35 см (16.00%). Минимальные – соответствуют глубинам 4–7 см, 32 см, 36 см. В интервале 0–5 см среднее содержание $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$ составляет 12.78%, что соответствует максимальным значениям этого параметра, приведённым для поверхностных осадков Чукотского моря [2]. Концентрации органического углерода ($\text{C}_{\text{орг.}}$) и общего азота ($\text{N}_{\text{общ.}}$) в целом хорошо коррелируют с биогенным кремнеземом. Максимальные содержания наблюдаются в интервале 0–1 см колонки (2.19% $\text{C}_{\text{орг.}}$ и 0.28% $\text{N}_{\text{общ.}}$), минимальные – в интервалах 5–6 см (1.63–1.67% $\text{C}_{\text{орг.}}$ и 0.20–0.21% $\text{N}_{\text{общ.}}$) и 31–33 см (1.35–1.60% $\text{C}_{\text{орг.}}$ и 0.17–0.20% $\text{N}_{\text{общ.}}$). На глубине 7–30 см концентрации $\text{C}_{\text{орг.}}$ и $\text{N}_{\text{общ.}}$ почти постоянны. В целом содержания $\text{N}_{\text{общ.}}$ в отложениях очень малы. Отношение C/N изменяется от 8.8 до 9.9, что свидетельствует о преобладании автохтонного органического вещества в осадках. Согласно опубликованным данным содержания $\text{C}_{\text{орг.}}$ в поверхностном слое (0–3 см) отложений Чукотского моря в районе исследования составляют 1.5–2% [3]. Результаты, полученные нами, хорошо с ними соотносятся – среднее содержание $\text{C}_{\text{орг.}}$ в интервале 0–3 см керна b16 равно 1.98%.

В обеих колонках был выполнен палинологический анализ. Число пыльцы и спор в разрезе b16 меняется от 34 до 101. В группе древесных (0–9 зерен) присутствует пыльца хвойных деревьев – *Picea obovata*, *Pinus s/g Haploxydon*, *P. s/g Diploxydon* и древовидных берез (*Betula type Albae*). Пыльца кустарников (5–35 зерен) представлена кустарниковыми березами (*Betula type Nanae*, 2–19 зерен), душекией (*Duschekia sp.*, 3–18 зерен) и ивой (*Salix sp.*, 0–2 зерна). Среди пыльцы трав (2–14 зерен) обнаружены злаковые, осоковые, полынь, астровые, верескоцветные и другие. Из спор (19–53 зерна) чаще всего встречаются сфагнум (14–35 зерен), реже – папоротники (*Polypodiaceae*), плауновые (*Lycopodiaceae*), плаунок наскальный (*Selaginella rupestris*) и другие. Больше всего пыльцы и спор (101 зерно) содержится в интервале 0–1 см колонки. Здесь также определена пыльца *Tsuga sp.* и *Betula sp.*, не характерная для голоцена. На глубине 30–35 см отмечаются юрские споры *Cyathidites-type*.

Сумма пыльцы и спор в колонке НС-8 колеблется от 16 до 133 зерен. Пыльце древесных пород (1–33 зерна) соответствуют *Abies sibirica*, *Picea obovata*, *Pinus s/g Haploxydon*, *P. sibirica*, *P. s/g Diploxydon*, *P. sylvestris*, *Betula type Albae*; кустарников (5–36 зерен) – *Betula type Nanae* (2–22 зерна), *Duschekia sp.* (0–11 зерен), *Salix sp.* (0–3 зерен). Из пыльцы трав (1–41 зерно) присутствуют *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Artemisia sp.* (1–20), *Asteraceae*, *Ericales* и другие. Среди спор (3–70 зерен) встречены *Sphagnum sp.* (1–45 зерен), *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae*, *Selaginella rupestris* и другие. Выделены переотложенные формы разного возраста: четвертичные – *Tsuga sp.*, *Betula sp.*, *Picea sp.*, юрские – *Cyathidites-type*, меловые – *Cicatricosisporites*, *Gleicheniidites*, *Trilosporites*. Наблюдается некоторое обогащение пыльцой и спорами в интервалах 30–33, 36–43, 68–79 см. На глубине 30–33 см

отмечается более высокое содержание пыльцы хвойных (сосен) пород, кустарниковых берез, душекии, полыни, осоковых, разнотравья и спор сфагнома. В интервале 36–43 см преобладают кустарниковые березы, полынь и сфагнум; в нижней части интервала – хвойные. На 68–79 см фиксируется больше ели, кустарниковых берез, душекии, папоротников.

Малочисленность спор и пыльцы по разрезам не позволяет сделать выводы о динамике развития растительности. В целом, встреченные формы соответствуют современной растительности о. Врангеля [4], за исключением пыльцы хвойных деревьев. Их присутствие объясняется ветровым заносом с материка.

Диатомовый анализ осадков, вскрытых керном НС-8, показал наличие диатомей по всему разрезу, однако, их содержание варьирует в широких пределах – от 13 тысяч до почти 9 миллионов створок на грамм сухого осадка (млн ств./г). Всего обнаружено 66 таксонов, основная часть которых относится к родам *Thalassiosira*, *Actinocyclus*, *Coscinodiscus*. Планктонные виды имеют преобладающее значение и составляют 56.1%. На долю бентических (бентосных) диатомей приходится 30.3%. Неритические виды составляют 31.8%, сублиторальные – 24.2% и океанические виды – 19.7%.

В основном все встреченные виды морские, за исключением 13 таксонов солоноватоводных, занимающих во флоре 19.7%. Среди диатомей отмечено 57.6% арктобореальных и северобореальных видов, что вполне естественно для флоры этого северного региона. Кроме того, 25.8% (в общей сумме) приходится на долю южнобореальных, субтропических и тропических видов. К последнему относится *Thalassiosira aff. oestrupii* (Ostenf.) Hasle. Их присутствие среди холодноводных диатомей связано, по всей вероятности, с трансгрессией вод.

Максимальное содержание диатомей отмечено в нижней части разреза (82–57 см) – 2.51–8.93 млн ств./г. Здесь относительно велико видовое разнообразие (до 29 таксонов), чаще встречаются центрические виды *Thalassiosira*, *Actinocyclus*, *Coscinodiscus* и др., единично появляются *Chaetoceros* (*Ch. mitra*, *Ch. secundus*, *Ch. subsecundus*), *Bacterosira fragilis*, *Podosira stelliger* и др. Но подавляющее большинство видов встречено с минимальной оценкой обилия, т.е. единично (1.0–1.2%). Это виды рода *Navicula*, *Cocconeis*, *Nitzschia*, некоторые *Chaetoceros* (*Ch. holsaticus* Schitt, *Ch. aff. coronatus* Gran. и др.), *Podosira*, *Cyclotella* и др. Наиболее часто по разрезу встречены споры *Chaetoceros*. Их количество различно (от 8.0 до 51.0%), но они присутствуют на всех интервалах глубин и свидетельствуют о суровых климатических условиях в период осадконакопления. Помимо спор с глубины 50–52 см вниз по колонке встречается вид *Ch. mitra* (Bail) Cl в количестве 0.2–12.7%. Максимальная его значимость (8.2–9.8–12.7%) приходится на интервал глубин 51–56 см. В нижней части колонки (69–70 см) определен другой представитель этого рода *Ch. secundus* (0.3–0.9%) и еще в более меньшем количестве *Ch. subsecundus* (0.1–0.7%). Встреченные

нами представители рода *Chaetoceros* характеризуются как арктобореальные и северобореальные, следовательно, могут существовать в водах с низкими температурами. Другой арктобореальный вид *Bacterosira fragilis* Grun. характерен для интервала глубин 65–82 см и встречается в количестве 0.3–1.0% от общего числа диатомовых створок в 1 г осадка. Резкое снижение количества и заметное уменьшение числа видов диатомей происходят в интервале 55–56 см. Присутствие диатомей в 1 г осадка, начиная с данной глубины и выше по разрезу, колеблется в пределах 142–34 тыс. ств./г, а на глубине 13–14 см составляет 18 тыс. ств./г. Беднее становится видовой состав (14–15 таксонов), заметно сокращается разнообразие пелагических видов *Thalassiosira*, *Actinocyclus*, *Coscinodiscus*, с наивысшей оценкой обилия присутствуют споры *Chaetoceros*. С глубины 55–56 см этот показатель находится в пределах 14.3–51.3%. По-прежнему отмечаются, но в больших количествах, чем в нижней части колонки, многочисленные неопределимые до вида обломки центрических, а редко и обломки пеннатных видов.

Интересно распределение по колонке отдельных видов. Например, арктобореальный вид *Coscinodiscus marginatus* Ehr. имеет максимальную значимость (7.1–22.2%) в верхней части разреза (глубина 56–10 см), в то время как его количество в нижней части (57–82 см) значительно меньше (0.3–1.4%).

По всему разрезу отмечен в десятых и сотых долях процента более древний вымерший и, вероятно, переотложенный вид *Coscinodiscus marginatus* var. *fossilis* Jouse. Сюда же относится и *Pyxidicula zabelinae* (Jouse) Makar., et Moiss., встреченный единичными створками. Наличие их среди четвертичной флоры – свидетельство размыва и переноса более древних отложений.

Максимальное значение сублиторального северобореального вида *Paralia sulcata* (Ehr.) Kütz. относится также к верхней части колонки (глубина 10–56 см), ниже по разрезу его содержание падает до десятых и сотых долей процента. Этот вид развивается на песчаном мелководье и изменение его численности может служить показателем обводненности водоема (моря).

В интервале глубин 58–92 см единичными створками отмечен арктобореальный вид *Navicula* aff. *directa* W.Sm. Ее значение также определяется десятками долями процента. Здесь же встречены неритические холодноводные арктобореальные и северобореальные виды рода *Thalassiosira*: *Th. nordenskioldii* Cl, *Th. latimarginata* Makar., *Th. aff. gravida* Cl, *Th. aff. hyalina* (Grun.) Gran. Их количество в среднем составляет 0.8%. Также здесь встречен арктобореальный вид *Bacterosira fragilis* Grun. (0.3–1.0%). В самой нижней части колонки (77–80 см) выявлен единичными створками умеренно тепловодный вид *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr.

Таким образом, данные диатомового анализа позволяют выделить два

горизонта, по всей вероятности, отражающие несколько различные условия осадконакопления. Во время формирования осадка нижней части колонки вероятно, было теплее и продуктивнее, чем во время накопления вышележащих отложений. А также была больше обводненность, т.е. выше уровень моря.

Отбор донных осадков проведён в рамках российско-американского проекта RUSALCA. Аналитические работы выполнены при поддержке интеграционного проекта СО РАН и ДВО РАН № 34.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев Е.А., Андреева И.А., Аникина Н.Ю. и др. Стратиграфия позднекайнозойских осадков Чукотского моря по результатам неглубокого бурения // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. М.: ГЕОС, 2009. Вып. 1. С. 9–103.
2. Астахов А.С., Колесов Г. М., Дударев О.В. и др. Благородные металлы в донных осадках Чукотского моря // Геохимия. 2010. № 12. С. 1–13.
3. Колесник А.Н., Марьяш А.А. Органический углерод в поверхностном слое донных осадков Чукотского моря и смежных морей // Электронный научный журнал «Исследовано в России». 2011. С. 15–20.
4. Петровский В.В. Географические связи флоры острова Врангеля (в связи с проблемой Берингской суши) // Ботанический журнал. 1978. Т. 63. № 5. С. 637–648.

The results of investigation of composition of bottom sediments of the Chukchi Sea collected with using hydraulic corer GSP-2 and box-corer to the north-east of Wrangel Island submitted. Measured by ^{210}Pb rate of recent sedimentation is 0.7 mm/year.

Герасимова М.В., Митяев М.В.

(Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск,
e-mail: gerasimova@mmbi.info)

Современные условия осадконакопления в проливах архипелага ЗФИ

Gerasimova M.V., Mityaev M.V.

(Murmansk marine biological institute KNC RAS, Murmansk)

Up-to-date conditions sedimentation in archipelago ZFI channel

Современные отложения архипелага ЗФИ свидетельствуют, что аккумуляция осадочного вещества в каждой конкретной точке проливов и заливов происходит непрерывно, без существенных изменений условий седиментации. На это указывают структурно-текстурные особенности отложений, так нет ленточных структур, не фиксируются перерывы в седиментации, а также следы размыва отложений. Вещественный состав осадков свидетельствует о наложении нескольких процессов поставки осадочного вещества.

Географическое положение и геоморфологическое строение архипелага ЗФИ делает необходимым различать в его пределах три фациальные зоны и два типа седиментации. Фациальные зоны обусловлены резким перепадом глубин, что позволяет выделить в проливах и заливах: глубоководную (днища заливов и проливов), мелководную (цоколи островов и подводные поднятия) и склоновую фации. Типы седиментации определяются климатом (географическим положением). Важнейшим фактором современной седиментации в районе ЗФИ является ледовый режим. Бывали годы, когда акватория ЗФИ была покрыта льдом круглогодично (1980, 1982–1983, 1986 гг.) [1]. Седиментация в подледных условиях в среднем протекает 10 месяцев, она сопоставима с пелагическим осадконакоплением посредством осаднения автохтонных и аллохтонных взвесей. Другой тип седиментации – прибрежное осадконакопление в условиях оледенения суши (прибрежно-морские перигляциальные условия седиментации), ледового и айсбергового разноса литогенного вещества (ежегодный айсберговый сток – 2.26 км^3 [1]).

При седиментации в подледных условиях все фациальные зоны находятся в одинаковых условиях (или в близких к одинаковым), а различий в характеристиках водных толщ нет.

При седиментации в перигляциальных условиях необходимо различать дистальную и проксимальную зоны ледниково-морского осадконакопления, аналогично другим архипелагам Баренцевоморского шельфа [2–4]. Летом на ЗФИ формируется стабильная стратификация водной толщи, где шлейф талых ледниковых вод мощностью 5–10 м, постепенно осолоняясь и выполаживаясь, выходит в открытую акваторию проливов [5]. Ниже располагается слой воды с морской соленостью. Вся прибрежная область

пелагиали архипелага в безледный период года характеризуется сильными вертикальными и латеральными градиентами солености и температур воды по типу поверхностных гало- и термоклина. Это свидетельствует о незначительной роли вертикального перемешивания вод в формировании структуры прибрежной пелагиали. Следовательно, турбулентный перенос тепла в нижние слои пелагиали невелик, а придонная толща воды характеризуется спокойной гидродинамической обстановкой [5].

Наиболее однородные условия, как седиментации, так и формирующихся отложений наблюдаются в глубоководной фациальной зоне (глубины более 200 м). В этой зоне формируются отложения более чем на 80% состоящие из вещества пелитовой размерности. Можно предположить, что это область аккумуляции суспензионных частиц, как в подледных (пелагических), так и в дистальных перигляциальных условиях. Дополнительно сюда поступает до 25% ДКМ айсбергового, ледового разноса и, возможно, склоновых плотностных потоков.

В противоположность глубоководным отложениям, отложения склоновой и мелководной (глубины менее 200 м) фациальных зон характеризуются полигенными условиями седиментации. В отложениях этих зон доля материала пелитовой размерности в среднем не превышает 25–35%, что свидетельствует о транзите суспензий и отложениях более крупных частиц. Особняком стоит мелководная проксимально-пригляциальная зона области быстрого осадконакопления, где формируются плотные, вязкие, туго-пластичные отложения массивных текстур с содержанием коллоидных частиц более 95% (с постоянным присутствием ДКМ). Аналогичные отложения отлагаются в проксимальных зонах у активных ледников Новой Земли и Шпицбергена [3–6].

Несмотря на сложное взаимоотношение поставки и аккумуляции осадочного вещества в проливы ЗФИ, можно констатировать, что в формировании современных отложений ведущая роль принадлежит пелитовым частицам, содержание которых в среднем превышает 50%.

Рассмотрим распределение взвешенного вещества в проливах архипелага ЗФИ. Высокоширотное положение архипелага предопределяет тот факт, что до сих пор, данных по пространственно-временным изменениям концентраций взвесей в проливах архипелага очень мало, поэтому приводимые ниже данные (полученные в ходе летних экспедиционных работ 2006–2007 гг.) имеют только оценочный характер.

Не вызывает сомнения, что количество взвешенного вещества поставляемое в море в районах современного оледенения в первую очередь зависит от интенсивности абляции ледников. Скорость дегляциации определяется гидрометеорологическими факторами (сезоном года, температурой воздуха и морской воды, количеством атмосферных осадков, солнечной активностью и др.). Вероятно, на архипелаге ЗФИ в летний период 2007 г. по сравнению с 2006 г. абляция ледников, таяние припайных

и годовых льдов было более интенсивным. Это предопределило не только различную концентрацию взвесей в эти годы, но и различное соотношение содержаний в придонном и поверхностном слоях воды. Среднее содержание взвеси по данным 2006–2007 гг. составляет 0.87 ± 0.13 мг/л ($n=36$), при диапазоне изменений от 0.12 до 3.86 мг/л.

В поверхностном слое воды среднее содержание взвеси составляет 1.07 ± 0.21 мг/л ($n=20$), в 2006 г. менее 0.50 мг/л ($m=\pm 0.10$, $n=8$), в 2007 г. около 1.50 мг/л ($m=\pm 0.29$, $n=12$). Вероятно, выявленное трехкратное увеличение содержания взвеси в 2007 г. несколько завышено, так как анализ пяти станций выполненных в течение двух лет в одних и тех же точках фиксирует лишь двукратное повышение концентрации взвеси (в 2006 г. 0.49 мг/л ($m=\pm 0.17$) и 1.12 мг/л в 2007 г. ($m=\pm 0.36$)). В любом случае в 2007 г. в проливы ЗФИ поступило больше взвеси, чем в схожий период 2006 г.

В поверхностном слое воды максимальные концентрации взвеси (1.81–3.86 мг/л) были выявлены вблизи активного ледника острова Гукер (пролив между островами Гукара и Скотт-Келти), шлейф повышенного содержания взвеси прослеживается в Британский канал, где сливается с аналогичными шлейфами от активных ледников с островов Земля Георга и Брюса. Сопоставимые средние содержания взвеси, в поверхностных водах, зафиксированы в фиордах и заливах Шпицбергена и Новой Земли [3–5]. Но если средние концентрации взвеси сопоставимы, то содержания в проксимальной зоне активных ледников различаются на порядок. Так на Шпицбергене вблизи активных ледников зафиксированы следующие концентрации взвеси: Хорсунн – 12.1–19.5 мг/л, Грин-фиорд – 25.4 мг/л, Сассен-фьорд – 18.7–45.9 мг/л, Норд-фьорд – 9.2 мг/л [5]; на Новой Земле: (западное побережье) залив Иностранцева – 13.1 мг/л, залив Русская Гавань – 8.3–65.8 мг/л, (восточное побережье), ледник Рождественского – 7.7 мг/л, ледник Нансена – 5.8 мг/л [5]. В литературе есть данные о еще более высоких (более 100 мг/л) концентрациях взвеси в заливах и фиордах Шпицбергена и Новой Земли. Если для данных 80-х годов прошлого века [7] завышенные концентрации взвеси были вызваны несовершенством методик [4], то современные сведения, возможно, отражают некую экстремальную ситуацию в заливах.

С большой долей вероятности, можно предположить, что в настоящее время на архипелаге ЗФИ дегляциация протекает медленней, чем на других архипелагах, чему способствует географическое положение.

Минимальные концентрации взвеси (менее 0.75 мг/л), в поверхностном слое воды, зафиксированы в центральной части Британского канала (к востоку и к северо-востоку от островов Земля Георга и Артура, к западу и северо-западу от островов Солсбери и Луиджи). Вполне вероятно, что аналогичные концентрации взвеси могут быть в осевых частях других крупных проливов (Австрийский и Северо-Восточный каналы), потенциально, в узких проливах содержание взвеси может быть выше.

В придонном горизонте воды диапазон латеральных изменений содержания взвесей значительно меньше (от 0.20 до 1.75 мг/л), чем в поверхностном горизонте. Средние содержания взвеси в придонном слое воды 0.62 мг/л, ($m=\pm 0.10$, $n=16$); в 2006 г. – 0.60 мг/л, ($m=\pm 0.18$, $n=8$) и 2007 г. – 0.64 мг/л ($m=\pm 0.10$, $n=8$). Так как средние концентрации взвеси очень близкие, можно предположить, что в нефелоидном слое оно не зависит от скорости дегляциации ледников, а связана с гидродинамикой придонных вод. Косвенно на этот указывает то, что в 2007 г. по сравнению с 2006 г. диапазон латерального изменения концентрации взвеси был в три раза уже.

Возможно, активное поступление взвесей в поверхностный слой воды влечет за собой и быстрое их осаждение, а в придонном слое воды суспензии перераспределяются гидродинамическими процессами (часть выносятся, часть аккумулируется, а часть утилизируется).

Имея данные по содержанию взвеси в поверхностном и придонном горизонтах, можно оценить «валовой» запас взвеси (gross particulate standing crop) (W) в мг/м³ над 1 м² морского дна (необходимо подчеркнуть, что это только оценка, а не точные цифровые данные).

Так средний W по двум годам составляет 1005 ± 198 мг/м³ над 1 м² дна ($n=16$). Максимальный W фиксируется в глубоководных частях проливов до 400–460 грамм над 1 м² дна, что однозначно свидетельствует о выносе взвешенного осадочного вещества из проксимальной зоны ледниковой аккумуляции (по оценочным данным может выноситься более 50% взвесей). В 2007 г. по сравнению с 2006 г. W (или общее количество осадочного вещества поступившего в проливы архипелага ЗФИ) увеличился на 25–35%. С большой долей вероятности, можно утверждать, что W , а не отдельно взятые концентрации взвеси, более достоверно указывает на масштаб поступления осадочного вещества.

Количество взвешенного осадочного вещества сконцентрированного в южной части пролива Британский канал можно оценить в 45–65 тыс. тонн. Несомненно, что только часть вещества аккумулируется в данном районе, а большая часть будет вынесена в район континентального склона. Но если такое количество осадочного вещества мгновенно осадить, то на морском дне между островами Гукера, Земля Георга, Брюса, Нордбрук сформируется слой отложений мощностью в 0.4 мм (при плотности 1.2–1.5 г/см³).

Следовательно, можно выдвинуть некоторые предположения:

1. Дегляциация ледников архипелага ЗФИ в 2007 г. была более интенсивной, чем в 2006 г., что привело к поступлению на акваторию архипелага большего количества взвешенного вещества.

2. Дегляциация ледников архипелага ЗФИ протекает медленней, чем на архипелагах Шпицберген и Новая Земля, что отражается в более низких концентрациях взвеси в поверхностных водах вблизи активных ледников.

3. Содержание взвешенного вещества в поверхностных водах зависит от интенсивности дегляциации ледников, а содержание взвеси в нефелоидном слое воды зависит от гидродинамики придонных вод.

4. Географическое положение архипелага ЗФИ предопределяет действие двух типов современного седиментогенеза – седиментация в подледных условиях, сравнимая с пелагическим осадконакоплением и прибрежно-морская перигляциальная седиментация в условиях оледенения суши, ледового и айсбергового разноса литогенного вещества.

5. Геоморфологические особенности строения акватории архипелага ЗФИ позволяет выделить три фациальные зоны: глубоководную (днища заливов и проливов), мелководную (на цоколях островов и на подводных поднятиях) и склоновую.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
2. Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Типы морфолитогенеза на шельфах мирового океана // Континентальные и островные шельфы: Рельеф и осадки. М.: Наука, 1981. С. 125–189.
3. Митяев М.В., Погодина И.А., Герасимова М.В. Фациальная изменчивость современных отложений в заливе Хорнсунн, Западный Шпицберген // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 5. С. 465–471.
4. Политова Н.В., Шевченко В.П., Айбулатов Н.А. и др. Влияние ледников Новой Земли на современное осадконакопление на примере залива Русская гавань (Северный остров архипелага Новая Земля) // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов. Архангельск: Изд. АГТУ, 2004. Т. 2. С. 172–176.
5. Корсун С.А. Научный отчет экспедиции ММБИ «Ясногорск-95». Морские биологические исследования у ледников Новой Земли и в желобе Святой Анны. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1996. 72 с.
6. Shevchenko V.P., Politova N.V., Ivanov G.I. et al. Suspended sediment distribution and vertical particle fluxes in western bays of the Novaya Zemlya archipelago and Vaigach Island // Berichte zur Polar- und Meeresforschung, 2004. № 482. P. 134–141.
7. Медведев В.С., Потехина Е.М. Вынос терригенной взвеси ледниками Новой Земли в Баренцево море // Современные процессы осадконакопления на шельфах Мирового океана. М.: Наука, 1990. С. 103–110.

Two types up-to-date sedimentation and three facies zones were allocated as a results of studying of ground adjournment and a geomorphological structure of channel for archipelago ZFI water areas. The intensity estimation melt glaciers and conditions of receipt of sedimentary substance were spent according the data about concentration of suspensions.

Друщиц В.А., Садчикова Т.А.

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: drouchits@ginras.ru)

Возможные источники эмиссии природного газа на шельфе Восточной Арктики

Drouchits V.A., Sadchikova T.A.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Probable sources of natural gas emission in the Eastern Arctic shelf

Проведенные в последние годы исследования придонного слоя на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского обнаружили множество хорошо выраженных газовых аномалий [1–3].

Распределение углеводородных газов в верхнем слое донных осадков морей Восточной Арктики показывает приуроченность высоких концентраций к различным отрицательным структурам. Повышенные концентрации метана зафиксированы в заливах, проливах, в авандельтах крупных рек и на островном шельфе [4, 5].

Палеогеографические и тектонические особенности развития этого региона создали сложные условия для аккумуляции и консервации углеводородов. Изучение распространения концентраций метана в придонном слое и в водной толще показало, что основным источником метана в Арктике является осадочный чехол шельфа. Одним из возможных генераторов факелов, аномально высоких значений концентраций метана в придонном слое и водной толще шельфа является процесс разрушения газогидратных залежей [1, 2, 6].

Сравнение данных сейсмических исследований на шельфе и материалов бурения на континентальной и островной суше позволило установить широкое распространение возможных коллекторов природного газа. На континентальной окраине Восточной Арктики выделены следующие нефтегазоносные бассейны: Западно-Лаптевский, Лаптевско-Восточно-Сибирский, Южно-Чукотский, Новосибирско-Чукотский мегабассейн. Предполагается, что в их строении участвуют три нефтегазоносных комплекса, относящихся к палеозою, мезозою и кайнозою. Для каждого бассейна определено характерное соотношение между ними. Также предполагается, что, вероятно, литолого-фациальные особенности состава мел-кайнозойских отложений особенно благоприятны для формирования скоплений углеводородного газа [7, 8]. Вместе с тем известны многочисленные угольные бассейны, расположенные на островах и побережье Восточной Арктики. Угленосные отложения формировались в пермское, юрское, меловое время и в кайнозое. Наиболее мощные толщии угленосных отложений образовывались в мелу и кайнозое. На основании данных сейсмических работ, проведенных на шельфе морей Лаптевых и

Восточно-Сибирского, границы распространения угленосных отложений были экстраполированы в акваторию. Предполагается, по аналогии с суши, что наиболее мощные слои угленосных отложений характерны для позднего мела-эоцена, а менее – для олигоцена и миоцена. Весьма вероятно нахождение этих толщ в Усть-Ленском, Омолойском, Бельковско-Святоносском, Анисийском Чондонском, Новосибирском, Благовещенском, Вилькицкого прогибах [9]. Известно, что угленосным толщам сопутствуют большие объемы углеводородных газов, основным из которых является метан. Процессы дегазации углесодержащих отложений могут быть связаны с неотетоническими движениями, особенно с активной сейсмичностью, что особенно ярко выражено в море Лаптевых. По материалам газогеохимической съемки, проведенной в Восточно-Сибирском море, установлено присутствие метана во всех пробах поверхностных осадков. В центральной части шельфа, в зоне тектонического нарушения, были обнаружены ураганные концентрации углеводородных газов. Изотопный состав углерода указывает на принадлежность этих выбросов к углегазоносным и газонефтеносным осадочным формациям [10].

Для верхней толщи (плиоцен-квартер) осадочного чехла характерно накопление лигнита, лигнитизированной древесины, углефицированных растительных остатков, торфа, в результате разложения которых также выделяется метан. В это же время произошло образование одного из природообразующих факторов четвертичного периода – криолитозоны. Эта субстанция может блокировать эмиссию газа из любого источника и способствовать скоплению газов у своей нижней границы. Вне этого барьера находятся голоценовые морские осадки. Многолетнемерзлые породы создали условия на континенте для аккумуляции клатратной формы газа (газогидратов). В настоящее время часть этих образований находятся в субаквальных условиях. Сочетание действий климатических и тектонических факторов создают обстановки, где криолитозона имеет островной характер, либо находится в стадии деградации. К таким областям относятся рифтовые зоны, подводные долины крупных рек, затопленные котловины озер [11]. Видимо здесь происходит эмиссия. Это может выбросы не только гидратов газа, но и газов из угленосных и нефтегазоносных толщ.

На основании проведения детальных исследований криолитозоны с помощью бурения в дельте реки Маккензи были обнаружены залежи гидратов газа. Геохимический анализ гидратов газа из этой скважины показал, что гидратообразующие газы, находящиеся выше 500 м, имеют биогенное происхождение. Состав газов между 550 и 850 м указывает на смешанное биогенное и термогенное происхождение. Газы глубже 890 м, которые находятся в зоне стабильности гидратов газа (между 890 и 1180 м) – термогенные, поступают из толщи материнских пород. Источником их являются более глубокие углеводородные скопления третичного возраста

[12]. Такая генетическая стратификация углеводородных газов помогает определить их происхождение.

Таким образом, исходя из выше перечисленных материалов, можно связать обнаруженные высокие концентрации углеводородных газов в отрицательных структурах, таких как Усть-Ленский и Омолойский грабены с миграцией газов из перспективных нефтегазоносных толщ. Вероятно, что концентрации в проливах Дм. Лаптева, Санникова, на шельфе Ляховских островов могут быть связаны с эмиссией газов из углесодержащих толщ. Аномалии газа на шельфе острова новая Сибирь, видимо, возникают за счет разгрузки нефтегазоносных отложений.

Газовые аномалии на территории затопленных приморских равнин могут образовываться за счет эмиссии газов по таликам термокарстовых котловин из затопленного аласного комплекса. Следует ожидать значительной примеси биогенного газа. Значительные концентрации метана фиксировались на шельфе моря Лаптевых, между дельтой р. Лена Ляховскими островами [13].

Аномальные концентрации, в основном метана, возникают на шельфе Восточной Арктики за счет эмиссии из нефтегазоносных толщ фанерозоя, из угленосных толщ, главным образом, мелового и кайнозойского возраста, а также насыщенных органикой четвертичных отложений различного генезиса. Клатратная форма газа имеет сложное происхождение и может сочетать все вышеперечисленные генерации. Соотношение, взаимодействие, миграция газов нефтегазоносных, угольных и водоносных бассейнов это очень сложный вопрос, требующий дальнейшего изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шахова Н.Е., Сергиенко В.И., Семилетов И.П. Вклад Восточно-Сибирского шельфа в современный цикл метана // Вестник РАН. 2009. Т. 79. № 6. С. 507–518.
2. Шахова Н. Е. Метан как недоучтенный компонент цикла углерода в Арктических морях // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 125–137.
3. Лобковский Л.И., Никифоров С.Л., Шахова Н.Е и др. О механизмах деградации многолетнемерзлых пород на восточном арктическом шельфе России // ДАН. 2013. Т. 449. № 2. С. 185–188.
4. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России. СПб., ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.
5. Космач Д.А., Дударев О.В., Шахова Н.Е. и др. Метан в осадках на шельфе Восточно-Сибирских морей // Природа шельфа и архипелагов европейской Арктики. Вып. 8. Материалы международной научной конференции (Мурманск, 9–11 ноября 2008 г.). М.: ГЕОС, 2008. С. 182–184.
6. Неизвестнов Я.В., Супруненко О.И., Боровик О.В. и др. Мерзлотно-геотермические проблемы освоения нефтегазовых ресурсов российской Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2 (82). С. 50–59.
7. Секретов С.Б. Осадочные комплексы и перспективы нефтегазоносности морей

Лаптевых и Восточно-Сибирского // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС. 2002. С. 54–76.

8. Ханн В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления // Труды Геологического института. М.: Наука, 2009. Вып. 601. 227 с.

9. Камалетдинов В.А. Угленосные отложения шельфа моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского и прилегающей части суши // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС. 2002. С. 245–255.

10. Шакиров Р.Б., Сорочинская А.В., Обжиров А.И. Газогеохимические аномалии в осадках Восточно-Сибирского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 98–110.

11. Романовский Н.Н., Елисеева А.А., Гаврилов А.В. и др., Эволюция и современное состояние мерзлых толщ и зоны стабильности гидратов газов в рифтах шельфа Восточной Арктики // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Из-во Моск. Ун-та, 2009. С. 292–319.

12. Waseda A., Usida T. Organic geochemistry of gas, gas hydrate, and organic matter from JAPEX/JNOC/GSC et al. Mallik SL-38 gas hydrate production research well / Geological Survey of Canada. 2005. Bul. № 585.

13. Касымская М.В. Реликтовый рельеф и талики восточной части шельфа моря Лаптевых: Автореф. дис канд. геол.-мин. Наук. М. МГУ, 2010. 23 с.

The general sources of the natural gas emission in the Eastern Arctic shelf are oil and gas-bearing Phanerozoic formations, coal-bearing formations (Cretaceous – Cenozoic) and organic matter-bearing Quaternary sediments. Gas hydrates have complex generation. The natural gas interplay between oil and gas, coal, aquiferous basins is complicated problem.

Дунаев Н.Н.¹, Брянцева Г.В.²

(¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:

dunaev@ocean.ru; ²Московский Государственный университет им. М. В.

Ломоносова, г. Москва, e-mail: bryan@geol.msu.ru)

Побережье Чукотского моря – природный объект для создания инфраструктуры по обеспечению Северного морского пути

Dunaev N.N.¹, Bryntseva G.V.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²M.V. Lomonosov State University, Moscow)

The coast of Chukchi Sea as natural object for infrastructure creation on maintenance of Northern sea way

*Чукотский берег далеко,
но, ведь, это берег-то нашенький*

Так, перефразируя известное высказывание В.И. Ленина на Пленуме Моссовета 19.11.1922 г. о г. Владивосток, можно выразиться не только в отношении берегов, но и в целом о российском побережье Чукотского моря. На современном этапе требуется особенно пристальное внимание и разностороннее изучение этой зоны, поскольку в ближайшие годы планируется бесперебойная навигация по Северному морскому пути (СМП). Его трасса вне зависимости от окончательного варианта будет проходить в непосредственной близости от неё (рис. 1), что предполагает строительство обеспечивающих навигацию коммуникаций и подходов к ним.

Известно, что идея необходимости систематических навигаций российских судов в Восточный океан по северной акватории принадлежит М.В. Ломоносову и изложена им на 80 стр. текста. Как дисциплинированный подданный он 20.09.1763 г. подал свою рукопись по команде – будущему императору, 9-ти летнему Павлу Петровичу, который по своему государственному статусу был генерал-адмирал российского флота, закончив словами: «...Таким образом, путь и надежда чужим пресечется, российское могущество прирастать будет Сибирью и Северным океаном и достигнет до главных поселений европейских в Азии и в Америке». Рукопись была перенаправлена императрице Екатерине II. Крутоватая нравом, но быстрая умом, уже весной 1764 г. она издала Указ о снаряжении экспедиции в Восточный океан под командованием контр-адмирала В.Я. Чичагова. Однако климатические условия не позволили осуществиться её выполнению и планомерное освоение Россией СМП началось только с рейсом теплохода «Челюскин» 1933–1934 гг.

Экспедиции в Северный Ледовитый океан часто сопровождались людскими и материальными потерями, связанными, главным образом, с

погодными условиями и ледовой обстановкой. Большую опасность представляют также неизвестные особенности подводного рельефа, в частности, размеры, строение и динамика его мезоформ. Статистические данные показывают, что в ряду современных морских навигационных аварий как по количеству, так и по убыткам от них на первом месте стоит посадка судов на мель в результате касания их днищем неожиданного препятствия. Среди районов, где наиболее часто происходит посадка судов на мель, первостепенное место занимает береговая зона, в пределах которой проложен участок навигационного курса и организован подход к береговым причалам. Поэтому для оптимального судоходства сведения о берегах Чукотского моря, необходимость их дальнейших комплексных исследований, включая детальные геолого-геоморфологические и многолетний мониторинг современных морфолитодинамических процессов, приобретают в последние годы особую актуальность.

Выполненные ранее исследования [1] показали, в частности, что, несмотря на сравнительно небольшие параметры преобладающих в данном регионе морских волн и ограниченность их энергетического воздействия в течение года, создаваемые и движимые ими аккумулятивные формы рельефа сравнимы по морфологическим и морфометрическим характеристикам с формами рельефа аналогичного генезиса в умеренных географических широтах и могут представлять опасность для судов. Подобные явления тесно связаны с новейшей тектонической структурой широкой зоны сопряжения шельфа и сопредельной суши, особенно при взаимном проникновении новейших структурно-тектонических элементов. Так например, морфо- и литодинамика береговой зоны существенно меняется при переходе волнового воздействия с одного элемента структурно-тектонической формы на другой, например, с одного крыла складки на другое, при переходе наклона исходного рельефа через значение 0.001, когда аккумулятивный сценарий меняется на абразионный и наоборот. До тех пор, пока в недрах Земли функционирует мощнейший тепловой котёл, на её поверхности нет и не будет статического состояния и уклады соответствующих участков могут измениться уже завтра.

Для выявления роли новейшей тектонической структуры в динамике и строении побережья результативный эффект проявляется при структурно-геоморфологических исследованиях и соответствующих построениях. В качестве первого, в значительной мере обзорного, варианта авторы предлагают модель новейшей тектоники рассматриваемого региона (рис. 2), которая позволяет прогнозировать развитие побережья и предусмотреть особенности освоения конкретных участков на фоне их вертикальных движений и эвстатических колебаний уровня моря. Так например, в районе мыса Биллинга установлено, что новейшая тектоника территории представлена блоковой структурой, формирование которой произошло вследствие дифференцированных вертикальных движений участков земной

коры по разломам СВ и СЗ простираются. Берега здесь неравномерно поднимаются со скоростью близкой к современной трансгрессии, несущественно превышающей 1 мм/год. Есть все основания предполагать, что прибрежные тектонические блоки прослеживаются здесь в пределы шельфа и не могут не оказывать влияние на протекающие процессы экзогенного морфо- и литогенеза.

Более детальные комплексные геолого-геоморфологические исследования в регионе позволяют выбирать места для инженерных конструкций и морских подходов к ним вне перспективных на поиски россыпей подводных древних речных долин, не нарушать природного экологического равновесия. В заключение хотелось бы напомнить слова основателя научного направления по защите морских берегов А. ван Виерлинга (1507–1579): «...избегайте локального подхода к проблеме».

Систематическая навигация по Северному морскому пути будет сопровождаться освоением сопредельных морских берегов, устройством необходимых сооружений и подходов к ним. Рациональному выбору мест для этих целей поможет информация о новейшей тектонике соответствующих территорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987. 277 с.

Regular navigation on Northern Sea way will be accompanied by development of adjacent sea coasts, the device of necessary constructions and approaches to them. The rational choice of places for these purposes will be helped by the information on the newest tectonics of corresponding territories.

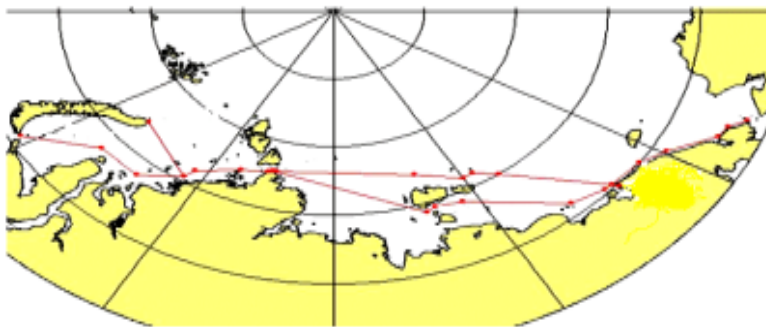


Рисунок 1. Варианты Северного морского пути

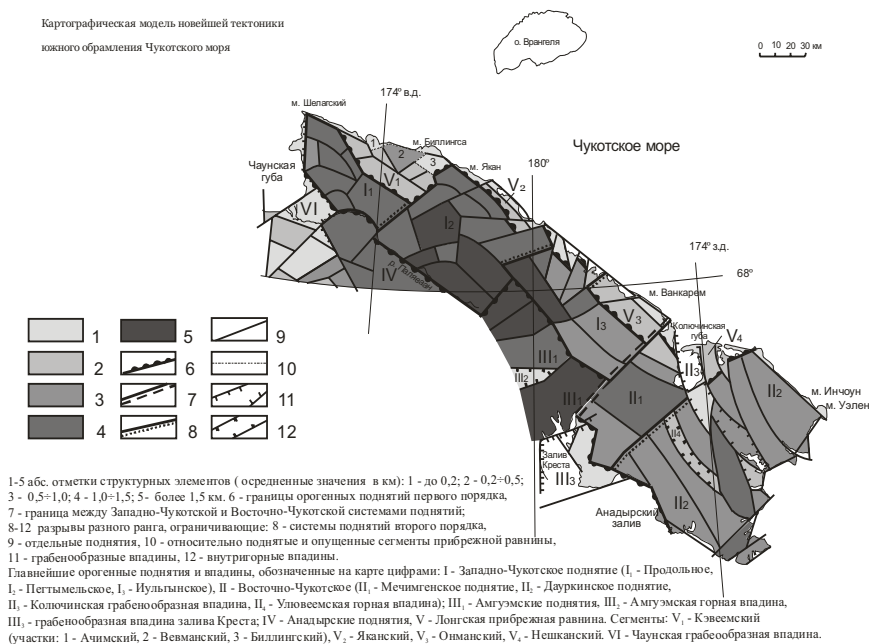


Рисунок 2. Картографическая модель новейшей тектоники южного обрамления Чукотского моря

Забанбарк А.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: azaban@ocean.ru)

Нефтегазоносность арктической части Норвегии

Zabanbark A.

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Oil and gas bearing of Norwegian Arctic

Континентальные окраины арктической зоны Норвегии расположены вдоль северо-западного побережья Скандинавского полуострова, занимает территорию Норвежского моря, северо-северо-западную часть Баренцева моря. Окраина Норвежского моря представлена обширным пологим шельфом и континентальным склоном. На континентальном склоне в глубоководной части Норвежского моря выделяются обособленные бассейны Веринг, Мерэ и Рас, к востоку от них на шельфе расположены терраса Халтен и в прибрежной полосе платформа Тронделаг.

Бассейны Норвежского моря являются продолжением Североморского бассейна [1]. В их разрезах присутствуют палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения. В разрезе осадочной толщи четко выделяются два крупных структурных комплекса: нижний (доверхнемеловой), отражающий рифтовое строение бассейнов, разбитый системой разрывных нарушений на серию горстов, грабенов и отдельных блоков. Верхний этаж, слабодислоцированный, плащеобразно перекрывающий нижний с разрывом и резким угловым несогласием. Отложения верхнего комплекса имеют более широкое площадное распространение и пологое моноклинальное залегание. Они сложены верхнемеловыми и кайнозойскими толщами и отражают пассивно-окаинную стадию развития. История геологического развития структур тесно переплетается с общей историей тектоники литосферных плит всей территории северо-восточной Атлантики. Она связана с основным рифтогенезом, который пришелся на поздний триас и юру. Бассейны заполнены кластическими материалами, сносимыми из Гренландии и континентальной части Норвегии. В результате бассейны региона содержат сходные по возрасту и составу отложения горизонтов коллекторов, флюидоупоров и материнских пород.

Поисково-разведочные работы на континентальном шельфе бассейнов Норвежского моря к северу от 61-й параллели начались в 80-х и 90-х годах прошлого века и были сконцентрированы преимущественно на террасе Халтен и вдоль ее нарушенных окраин [2]. Халтен является основным нефтегазодобывающим бассейном. В настоящее время в бассейне пробурено более 200 скважин, из которых почти половина эксплуатационные, приведших к открытию более 50 месторождений нефти, газа и газоконденсата, которые уже эксплуатируются. На границе бассейнов Веринг и Мерэ бурение началось после 1997 г. Основные залежи в этих

бассейнах находятся на континентальном склоне и сложены песчаниками конуса выноса мелового и палеоценового возрастов, имеют турбидитовый генезис. На сегодня пробурено только 15 скважин, часть из которых по одиночке разбросаны на территории этих двух бассейнов. Однако, это привело к открытию газовых месторождений Ник, Гро в бассейне Веринг, Элида в бассейне Мерэ, а также на границе этих двух бассейнов открыто гигантское газовое месторождение Ормен-Ланге. В Норвежском море УВ залежи в юрских отложениях заполнены из двух нефтематеринских горизонтов: нефть и газ преимущественно поступали из бескислородных морских аргиллитов верхней юры формации Спек, газ еще поступал из угленосных образований нижней юры формации Аре. Верхнемеловые материнские породы присутствуют по всему региону Норвежского моря. В разрезе всех бассейнов отмечено 12 коллекторских интервалов. Углеводороды присутствуют в коллекторах юры, мела и палеоцена. Коллектора представлены песчаными отложениями формаций Ланге, Лизинг, Найз, Спрингар, Егга и других. Это подтверждено открытиями многочисленных месторождений нефти, газа и газоконденсата.

По своим запасам месторождения в Норвежском море характеризуются как мелкие и средние. Так, извлекаемые запасы нефти колеблются от 5.5 млн. т на месторождении Миккел до 137 млн. т на месторождении Норне, газа от 35 млрд. м³ на месторождении Мария до 397 млрд. м³ на месторождении Ормен - Ланге. Анализируя размещение месторождений в осадочных бассейнах на акватории Норвежского моря, обнаружена следующая закономерность: чем месторождение глубоководнее, тем моложе залежи углеводородов. Так, на месторождении Астерикс, где глубина моря порядка 1360 м, залежи находятся в отложениях палеогена и верхнего мела, тогда как на месторождении Фогельберг с глубиной моря 281 м залежи обнаружены в толщах нижней и средней юры. Примечательно также и то обстоятельство, что все газовые месторождения находятся в бассейнах Веринг, Мерэ и на западной окраине террасы Халтен, нефтегазовые месторождения, – в основном, в центральной части террасы Халтен, а нефтяные – на севере этой террасы. Эоцен, палеоцен-верхнемеловые и нижнемеловые, а также ниже-, средне- и верхнеюрские отложения широко распространены в осадочных бассейнах Норвежского моря являются по-прежнему высоко перспективными. Перспективы нефтегазоносности Норвежского моря связаны, в первую очередь, с террасой Халтен. Также перспективы нефтегазоносности нужно связать с бассейнами Веринг и Мерэ, Особенное внимание, видимо, надо обратить на акватории, расположенные на границе этих двух последних бассейнов, где возможны открытия крупных углеводородных месторождений подобно гигантскому месторождению Ормен-Ланге. Продуктивная палеоцен-верхнемеловая толща на границе этих двух осадочных бассейнов находится на континентальном склоне и представлена мощной толщей турбидитовых

осадков, в то время как в западном направлении эти отложения постепенно выклиниваются.

Следующий арктический район Норвегии – это северо-северо-западная часть Баренцева моря. Континентальные окраины Баренцева моря представляют собой мозаику бассейнов, образованных в результате распада суперконтинента Пангеи в позднем мезозое и кайнозое и последующим спредингом морского дна западнее Шпицбергена. По данным Геологической службы США запасы углеводородов в Баренцевоморском бассейне составляют 76 млрд. нефтяных эквивалентов. Неоткрытые запасы углеводородов составляют 1.5 млрд. т нефти, 10.1 трлн. м³ газа и 274 млн. т конденсата. Шельфы Баренцева моря целиком расположены севернее Арктического полярного круга и все это находится в территориальных водах России и Норвегии, большая часть которых лежит при глубине воды менее 500 м.

Тектоническое районирование Баренцевоморского шельфа проведено российскими и норвежскими исследователями по результатам многолетних сейсморазведочных и буровых работ. В Норвежском секторе Баренцева моря поисково-разведочные работы сосредоточены преимущественно в прогибе Хаммерфест, однако в последнее время поисково-разведочные работы активизировались также на платформе Финмарк, прогибе Нордкапп и других площадях [3]. Прогиб Хаммерфест окаймлен со всех сторон разломами. Он граничит на юге и юго-востоке платформой Финмарк, на юго-западе прогибом Харстад, на западе разломным комплексом Рингвассей-Лоппа, который отделяет прогиб Хаммерфест от прогиба Тромсе, на севере окаймляется поднятием Лоппа, а на северо-востоке прогиб Хаммерфест соседствует с прогибом Нордкапп. Мощность осадочного чехла этого района очень изменчива от 7–10 км в прогибе Хаммерфест, до 20 км на северо-востоке в прогибе Нордкап. Осадочный разрез представлен палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими образованиями. В разрезе выделяется 9 материнских пород, относящихся к разному периоду времени от третичных до девона включительно. В осадочном разрезе насчитывается до 10 продуктивных толщ от олигоцена до нижнего карбона. Основными продуктивными толщами целого ряда месторождений в прогибе Хаммерфест являются средняя и нижняя юра. В Норвежском секторе Баренцева моря первые открытые месторождения были сделаны в 1981 г. на структурах Алке, Альбатрос и Аскелад, расположенных в центральной части прогиба Хаммерфест [4]. В 1984 г. было открыто газо-конденсатное месторождение Сновит с запасами до 193 млрд. м³ газа и 16 млн. т конденсата, расположено недалеко от них, поэтому месторождения Алке, Альбатрос и Аскелад вошли в состав единого комплекса месторождения Сновит. Эти месторождения неглубоководные, глубина воды колеблется от 250–345 м, возраст продуктивных толщ средняя и нижняя юра. Материнскими породами являются верхнеюрские сланцы,

обогатенные органикой. Пористость коллекторов порядка 12–18%. Добыча газа началась в 2007 г. Сновит является первым разрабатывающим месторождением на акватории Баренцева моря и передающим газ через подводные трубопроводы на сушу. Следующим этапом интенсивных поисково-разведочных работ в этом регионе был в 1997 г. после открытия в Российском секторе Баренцева моря супергигантских месторождений Штокмановское с запасами газа 3.7 трлн. м³ и 31 млн.т конденсата, месторождение Ледовое с запасами газа 3.5 трлн.м³ и с оторочкой конденсата и другие. В результате активизировались поисково-разведочные работы в Норвежском секторе Баренцева моря и за 2000–2001 гг. было пробурено 5 скважин и открыто три новых месторождения, наиболее важное из которых является нефтяное месторождение Голиас, с газовой шапкой. Извлекаемые запасы нефтяного месторождения Голиас составляют 274 млн.т., расположено оно в южной прибрежной части прогиба Хаммерфест. Глубина воды в море 372–400 м, скважина пробурена до глубины 2000 м, при этом она встретила 2 продуктивных комплекса в нижнеюрских отложениях. Общая мощность продуктивной толщи составляет 70 м. Другое не менее важное открытие было сделано в прогибе Нордкапп. Это месторождение Пандора, где продуктивные газовые залежи залегают в триасовых речных песчаных образованиях, связанных с соляными диапирами. Открытие этого месторождения в солеродном бассейне расширил диапазон поиска углеводородов на Баренцевоморском шельфе Норвегии, как потенциальную новую зону нефтегазоаккумуляции в пределах этого региона. В настоящее время в исследуемом регионе открыто до 50 месторождений преимущественно газовых, а также имеются газоконденсатные и газовые с нефтяной оторочкой и в меньшей степени нефтяные.

Региональные поисково-разведочные работы на шельфе Баренцева моря в Норвегии позволили выявить углеводородные скопления практически по всему разрезу осадочного чехла, в диапазоне от олигоцена до карбона. Считается, что в Норвежском секторе Баренцева море запасы газа составляют 300 млрд. м³, а в Российском секторе 25.7 трлн. м³. Предполагается, что будущие открытия углеводородов состоят из 60% газа и 40% нефти. Хотя Норвежский сектор Баренцева моря относится к единому Баренцевоморскому бассейну, однако, анализируя количество запасов углеводородов в Российском и Норвежском секторах в том же северо-западном регионе бассейна, приходишь к выводу, что в Российском секторе количество месторождений гораздо меньше, зато извлекаемые запасы нефти и газа превышают Норвежские запасы в сотни раз. Причины столь большой разницы количества запасов углеводородов в Норвежском секторе Баренцева моря и Российском не совсем понятны. Ведь условия для нефтегазообразования существуют по всему Баренцеву морю: это множество нефтегазоматеринских пород во многих горизонтах,

потенциальные коллектора и ловушки. Вероятнее всего проблема связана с геологическими процессами, происходившими в Норвежской части бассейна в кайнозойское время, а именно с ледниковой эрозией и воздыманием самой территории. Существует огромная разница в геологическом строении западного и восточного Баренцева моря. Западная часть Баренцева моря характеризуется широкими платформенными площадями, с необычными узкими рифтами. В противоположность восточная часть Баренцева моря представлена широкой и глубокой впадиной с небольшими тектоническими структурами. Природа и происхождение этих различий еще не совсем пока понятно, однако это привело к разрушению и вытеканию углеводородов из предварительно заполненных ловушек. Воздымание видимо также послужило в Норвежском секторе поводом для охлаждения потенциальных материнских пород, таким образом, преграждая пути генерации углеводородов.

Возможно, предшествующие многочисленные оледенения послужили причиной ледниковой эрозии и последующего дифференциального воздымания и наклонения осадков (пластов). Это обычно приводит к рассеиванию (вытеканию) углеводородов в переходной фазе от нефти в газ, рассеиванию газа, смыканию разрывов, охлаждению материнских пород и нестабильности склонов. Вдобавок к ледниковой эрозии лед и осадочный материал, связанный с ним, вероятно, также имели огромное влияние на путях углеводородной миграции, на температурную историю пород и созреванию углеводородов. Детальное исследование ледниковой эрозии, мощность осадконакопления и ледникового материала является важнейшим и недостаточно используемым фактором при оценке перспектив оставшихся углеводородных ресурсов в Баренцевом море в целом и в Норвежском секторе в частности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1.Забанбарк А. Геологическое строение и нефтегазоносность Североморского бассейна // Океанология. 2012. Т. 52. № 3. С. 547–560.
2. Birken J., Zenker E. The Norwegian petroleum sector. Oslo. Ministry of Petroleum Energy. 2007. 218 p.
3. Dore A.G. Barents Sea geology, petroleum resources, and commercial potential // Arctic: Journal of the Arctic Institute of America. 1995. V. 48. № 3. P. 207–221.
4. Gimpsey M. Petroleum geology of the Barents Sea // Earth Sciences. Production. 2008. V. 247.

Continental margins of the Norwegian Arctic zone situated along the North-West Scandinavian peninsula and occupied Norwegian Sea and the North-North-West part of the Barents Sea. The oil and gas bearing of the both seas presents great interest at the investigation of the Arctic sector especially in the recent time.

Захаренко В.С.¹, Казанин Г.С.²

(¹Мурманский государственный гуманитарный университет, г. Мурманск, e-mail: veronica@polarcom.ru; ²ОАО Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, г. Мурманск)

Особенности кайнозойского осадконакопления и проблема безопасности шельфов Западной Арктики

Zakharenko V.S.¹, Kazanin G.S.²

(¹Murmansk State Humanities University, Murmansk, ²Marine Arctic Geological Expedition, Murmansk)

Features of the Cenozoic sedimentary and security issue of the Western Arctic shelf

Введение. При большом научном интересе к самому Шпицбергену – уникальному пространству, открытому для международных научных экспедиций, – его внешний шельф и, особенно, континентальный склон и его подножье изучены до сих пор недостаточно. Сочленение нескольких крупных тектонических структур, близость современных рифтовых зон, современное оледенение и мощное ледниково-морское осадконакопление – все это делает этот вопрос ключевым для моделирования процессов седиментогенеза на гляциальных шельфах.

В связи с решением Международного комитета INQUA о понижении нижней границы четвертичных отложений весьма актуальным становится стратификация, прослеживание и изучение кайнозойских отложений, которые на Западно-Арктической континентальной окраине представлены в полном объеме. Установление пространственно временных связей, условий и особенностей осадконакопления а также изучение тектонической обстановки в Арктике важно для установления углеводородных ловушек. Проблема экологической безопасности шельфа поставлена нами в число первоочередных задач в связи с проектом разработки Штокманского газоконденсатного месторождения.

Материалы и методы исследования. В основу данной работы положены геолого-геофизические материалы, полученные в ходе научно-исследовательских и производственных работ ОАО МАГЭ, и, прежде всего, профили НСАП (непрерывного сейсмоакустического профилирования), отработанные в 2004, 2005, 2006, 2012 гг., а также материалы сейсморазведки МОВ ОГТ. Интерпретация волнового поля по геофизическим разрезам, а также построение карт осуществлялось с помощью цифровой интерактивной системы Kingdom Software 8.2 SMT. Выделение сейсмокомплексов проводилось в результате увязки со скважинами и с сейсморазведкой МОВ ОГТ по горизонту R4; При геоморфологическом анализе использовались математические трансформации батиметрической карты. Эти трансформации выполнялись с

помощью программных средств: Surfer 7, Arc View GIS 3.x, модулей расширения Spatial Analyst (1996), 3-D Analyst (1997) [1].

Морфоструктурная характеристика района исследования. Край шельфа располагается вдоль банок на глубинах около 400 м. О-ва Шпицберген и Медвежий имеют общий шельф с глубинами менее 200 м. В морфоструктурном плане банки следует рассматривать как структурные плато с небольшим наклоном поверхности к внешнему краю шельфа. Континентальный склон начинается резким перегибом на бровке шельфа. Подножие континентального склона контролируется изобатами 2000–2100 м. Континентальный склон в средней и нижней части осложнен конусами выноса, особенно, на продолжении желобов, что связано с интенсивным выносом терригенного материала. По результатам исследования, можно сделать вывод, что в формировании, как различных типов рельефа, так и условий осадконакопления доминирующую роль сыграло блоковое строение района и резко дифференцированные неотектонические движения. Все крупные морфоструктуры Арктического шельфа сформированы в результате эндогенных процессов, в то время как средние и мелкие формы связаны, преимущественно, с экзогенными процессами

Сейсмогеологическая характеристика разреза. В разрезе четвертичных отложений по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСАП) выделены 3 сеймостратиграфических комплекса: эоплейстоценовый, нижнесреднеоплейстоценовый, верхнеоплейстоцено-голоценовый и 6 подкомплексов. Дополнительно, по сейсмическим данным выделяется нижнеэоплейстоценовый ССК (сеймостратиграфический комплекс), который распространен повсеместно на Шпицбергенской континентальной окраине и представляет собой проградационную клиноформу. Проградация осадочных клиньев – региональная особенность северо-западной Европейско-Атлантической окраины, датируемая с раннего плиоцена. Присутствие обломочного материала в керне скважины 986 в нижнеэоплейстоценовых отложениях может свидетельствовать о выдвигании ледников на шельф [2, 3], что подтверждается и нашими работами. Для четвертичных отложений исследуемой акватории характерна определенная последовательность и ритмичность накопления, формировавшихся в ледниковые и межледниковые эпохи.

Анализ изменения мощности. Изменения мощности четвертичных отложений подчиняется принципу зональности: от областей денудации в прибрежных районах к области аккумуляции в сторону океана. Минимальные мощности четвертичных отложений наблюдаются на банках. На этих участках на поверхность дна выходят коренные породы, они контролируются изобатами 60–80 м., а максимальные – формируются по двум уровням повышенной седиментации: верхний – у бровки шельфа и нижний – конусы выноса на континентальном подножии. Их интенсивность пространственно приурочена к продолжению фиордовых долин, достигая

1000 м и более в устье желоба Исдьюпет. На нижнем уровне, в пределах Шпицбергенской континентальной окраины в распределении мощностей установлено три эоплейстоценовых конуса выноса: Стурфьордский, Хорнсуннский и общий для заливов Ис-фьорд-Бельсунн. Важным результатом проведенных исследований является также факт установления аккумулятивной природы внешней части Шпицбергенского шельфа, в отличие от большинства известных в настоящее время краевых плато пассивных окраин континентов представляющих часть палеошельфа и испытавших впоследствии погружение.

Лавинная седиментация. Для Шпицбергенской континентальной окраины и Поморского прогиба характерен лавинный тип седиментации, проявившейся в неогеновый период и продолжавшийся в плейстоцене. Области лавинной седиментации опоясывают континенты и занимают полосу, переходную между континентом и океаном, а также прилежащие части океана: континентальное подножие, краевые части абиссальных равнин [4]. Нами установлено, что на бровке шельфа скорость седиментации 1–1.5 м за тысячелетие. Это высокие скорости, особенно, если учесть, что здесь активно происходит вынос материала с верхнего уровня на нижний. Обычно, скорости осадконакопления измеряются первыми миллиметрами за тысячелетие. На нижнем уровне, в эоплейстоценовом конусе выноса скорость седиментации достигает 170 м за тысячелетие. Таким образом, мы можем говорить о явлении лавинной седиментации, имевшей место в неоген-четвертичный период. Важно, что к зонам повышенной седиментации часто приурочены месторождения полезных ископаемых. В результате интерпретации сейсмоакустических материалов, нами на верхнем уровне в устье Ис-фьорд обнаружена аномалия типа «Факел», а на нижнем уровне в конусах выноса в Поморском прогибе отмечена зона газонасыщения неоплейстоценовых осадков. Обе зоны приурочены к разломам и, предположительно связаны с газогидратами, весьма вероятно, эндогенного происхождения [5].

Анализ распространения ловушек УВ с позиций билатерального растяжения океанической коры. В результате комплексного анализа по результатам региональных работ нами намечено в палеозой-мезозойском осадочном комплексе 13 локальных структур. В кайнозойских отложениях найдено 31 локальное поднятие и значительная по площади область распространения неструктурных ловушек УВ. Сопоставляя область выделенных локальных поднятий с областью распространения мантийных диапиров, можно заметить, что локальные поднятия в палеозой-мезозойском осадочном чехле пространственно приурочены к участкам первичной субокеанической коры и примыкают к ним со стороны континента. Это области приурочены к Саффолкскому грабену и Западно-Шпицбергенской шельфовой ступени. Скважины Шпицбергена показали, что отложения, способные генерировать углеводороды, находятся в

широком стратиграфическом диапазоне от рифея до палеогена [6, 7]. Наложенные процессы каледонского и герцинского этапов тектогенеза могли и, возможно, привели к мобилизации углеводородов, их трансформации и вторичной миграции в верхние структурные этажи, а мантийные диапиры в зоне утонения и растяжения переходной коры играли роль обогревателя. Вторая выделенная область распространения ловушек УВ относится к ловушкам в кайнозойском чехле. В той или иной степени они приурочены к зонам растяжения СОХ Книповича и секущих разломов, а именно, в пределах Гренландской подсклоновой ступени и Западно-Шпицбергенской подсклоновой ступени. Перспективы нефтегазоносности связываются также с литологическими и тектонически-экранированными ловушками углеводородов, сформировавшимися в грабенообразных формах фундамента и узкой зоне со стороны периокеанических прогибов вблизи Норвежско-Шпицбергенской зоны ступеней вдоль тектонического контакта по разлому Хорнсунн. Выявленные участки, предположительно связанные с газогидратами, также приурочены к разломам, что наводит на мысль об их эндогенном происхождении.

Экологический риск. Одной из опасностей освоения морских нефтегазовых ресурсов является сейсмическая обстановка, которая в Арктике характеризуется неравномерным очаговым распространением эпицентров сейсмических событий (землетрясений), приуроченных к районам тектонической активности в непосредственной близости от Шпицбергена. На сайте норвежской сейсмической службы NORSAR размещена информация об огромном количестве слабых землетрясений в Арктическом регионе, включая акватории Баренцева и Карского морей, произошедших в последние годы и зарегистрированных прибрежными сейсмологическими станциями Норвегии на севере Скандинавского полуострова и Шпицбергене [8]. Многие слабые землетрясения на шельфе Арктики могут быть обусловлены подводными выхлопами газа, разрушающими целостность донных отложений, следствием чего является образование покмарок. Нами зафиксированы продолговатые покмарки в Норвежско – Гренландском бассейне, нашедшие свое отражение в математических трансформаций батиметрической карты (карта локальных форм рельефа). В Баренцевом море на сеймоакустических профилях (материалы МАГЭ) обнаружены газовые карманы в меловой толще, откуда наблюдается миграция газа в придонные отложения, частично образуя область стабилизации газовых гидратов.

Заключение. Рельефообразующие факторы на континентальной окраине, а также процессы осадконакопления, несомненно, были сопряжены и контролировались общим эндогенным процессом глобального масштаба. Можно констатировать, что чередование факторов неустойчивого ультрамедленного спрединга в хребте Книповича и воздымание Баренцевоморской окраины – это те геодинамические обстановки, которые

в совокупности привели к аномально быстрому тектоническому опусканию и формированию глубокого периокеанического прогиба. Это также привело к усилению эрозионных процессов на шельфе, сопровождающихся интенсивной проградацией шельфа, лавинной седиментаций, и возникновению оползней. Анализ распространения выделенных ловушек УВ с позиций билатерального растяжения земной коры и условий геодинамической эволюции показал свою эффективность для обоснования нефтегазового потенциала территорий. Для Западно-Арктического сектора также необычайно важным является изучение экологического риска, связанного с газогидратами. Это обусловлено: во-первых, с проблемой изменения климата и его влиянием на ветви Северо-Атлантического течения; во-вторых, с проблемой сейсмической активности; в-третьих, с изучением устойчивости морского дна, в связи с перспективой разработки Штокмановского газоконденсатного месторождения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильева Е.Г., Захаренко В.С. Использование альтернативных форм представления информации при построении геоморфологической карты Западно-Шпицбергенского шельфа. // Сборник материалов V международной конференции. Апатиты: изд. РАН, 2005. С. 154–157.
2. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.
3. Solheim A., Faleide J.I., Andersen E.S. et al. Late Cenozoic seismic stratigraphy and glacial geological development of the east Greenland and Svalbard-Barents sea continental margins // Quaternary Science Reviews. 1998. V. 17.
4. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., 1978. 392 с.
5. Захаренко В.С., Казанин Г.С., Радченко М.С. Условия образования газогидратов на Шпицбергенско-Баренцевоморской континентальной окраине // М.: Спутник +, 2013. № 2. С. 158–163.
6. Верб М.Л. Сравнительная геодинамика Евразийского бассейна. СПб: Наука, 2008. 191 с.
7. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И. Геодинамика формирования северного сегмента Норвежско-Гренландского бассейна: новая модель //Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 47–52.
8. Богоявленский В.И. Углеводородные богатства Арктики и Российский геофизический флот: состояние и перспективы // Морской сборник. 2010. № 9. С. 53–62.

On the continental margin separated two-level elevated sedimentation: the top – at the shelf edge and the bottom – cones at the foot of the continental. The accumulation of thick sedimentary masses due to sedimentation, flooding and landslides, which, in turn, are associated with tectonic setting and geodynamic conditions in the transition zone «continent – the ocean». We have established that the accumulative nature of the outer part of the Western Arctic Shelf.

Клювиткина Т.С.

(Географический факультет Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: t.klyuvitkina@mail.ru)

Водные палиноморфы в поверхностных донных осадках морей Восточной Арктики

Klyuvitkina T.S.

(Geographical faculty of Moscow State University, Moscow)

Aquatic palynomorphs in the East Arctic Seas surface sediments

Водные палиноморфы – группа микроводорослей, включающая в себя, в первую очередь, цисты морских видов динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли, а также другие органические остатки водных микроорганизмов. Они обладают оболочками, близкими по составу к оболочкам пыльцы и спор, и могут быть определены в палинологических препаратах. Преимуществами метода анализа водных палиноморф являются повсеместное распространение динофлагеллат в арктических морях и хорошая сохранность их цист в осадках, в отличие от микроорганизмов, обладающих кремневым панцирем (диатомовые водоросли, радиолярии) или карбонатной раковиной (кокколиты, планктонные фораминиферы), которые традиционно используются для палеореконструкций, однако в высоких широтах могут быть подвержены растворению.

Метод анализа водных палиноморф может успешно применяться при решении ряда палеогеографических задач, касающихся вопросов изменений речного стока, ледово-гидрологических условий и седиментационных обстановок на шельфе арктических морей [1–3].

Обобщение и стандартизация методик обработки образцов для целей анализа водных палиноморф в начале 90-х годов XX в. сделали возможным создание баз данных водных палиноморф в современных донных осадках для различных регионов земного шара [1]. Благодаря повсеместным исследованиям и возрастающему вниманию к этой микропалеонтологической группе на сегодняшний день получены данные по всем морям Северного полушария, за исключением только двух регионов: Восточно-Сибирского моря и западной части Чукотского моря. Поэтому изучение проб именно из этих районов представляет особый интерес. Данные по восточному сектору Арктики получены впервые в мире и становятся новой уникальной методической основой для последующих палеогеографических и палеоокеанологических исследований в высоких широтах.

В результате изучения новых проб поверхностных донных осадков *моря Лаптевых*, полученных в ходе совместной российско-германской экспедиции TRANSDRIFT в Арктику в 2007 г. (на НИС «Иван Киреев» и «Капитан Драницын»), с привлечением опубликованные ранее первых

результатов изучения водных палиноморф в поверхностных осадках моря Лаптевых [4], было установлено, что значения АН-критерия (отношение содержания цист автотрофных видов динофлагеллат (видов порядка *Gonyaulacales*, а также цист *Pentaparsodinium dalei*) к цистам гетеротрофных видов) и CD-критерия (отношение содержания в осадках пресноводных зеленых водорослей, которые приносятся на шельф с речными водами, и морских цист динофлагеллат) находятся в строгой зависимости от средней многолетней летней солёности моря Лаптевых, поступления на шельф трансформированных североатлантических вод и распределения речных вод в пределах шельфа. Значения CD-критерия в поверхностных осадках моря Лаптевых варьируют в пределах от 0 до 66. Максимальные значения (более 20) выявлены в юго-восточных районах моря Лаптевых, прилегающих к дельте р. Лены, куда направлен ее основной сток, и значения средней летней межгодовой солёности поверхностных вод не превышают 4. В целом, по мере удаления от устья р. Лены и увеличения солёности вод, значения CD-критерия снижаются. В северных частях моря, где солёность возрастает от 20 до >30, CD-критерий не превышает 2. Значения АН-критерия в поверхностных осадках моря Лаптевых варьируют в пределах от 0 до 0.5. Максимальные значения АН-критерия (0.1–0.5) выявлены в районах внешнего шельфа и континентального склона моря Лаптевых, где глубины моря составляют от 50 до 1000 м, а солёность поверхностных вод превышает 26. Минимальные значения АН-критерия (0–0.05) приурочены к мелководным районам шельфа. Анализ видового состава и количественного распределения диноцист в поверхностных осадках показал, что в районах внешнего шельфа и континентального склона моря Лаптевых суммарное содержание цист автотрофных видов динофлагеллат, таких как *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites elongatus*, цист *P. dalei* в составе ассоциаций диноцист достигает наибольших значений в лаптевоморском регионе. Эти виды рассматриваются как индикаторы распространения вод атлантического происхождения в Северном Ледовитом океане. В свою очередь гетеротрофные виды, такие как *Brigantedinium simplex*, цисты *Polykrikos* sp., *Echinidinium karaense*, *Islandinium minutum*, *Islandinium? cezare* s.l., более холодноводны, способны выдерживать низкую солёность прибрежных вод и в целом преобладают в районах внутреннего шельфа моря Лаптевых. Таким образом, CD-критерий может быть использован для реконструкций интенсивности поступления речных вод на арктический шельф, а АН-критерий – в качестве дополнительного критерия при реконструкциях интенсивности поступления в море Лаптевых атлантических вод.

Для моря Лаптевых выявлена зависимость состава ассоциаций цист динофлагеллат в поверхностных осадках от средней многолетней продолжительности ледового покрова, а также от положения Лаптевоморского участка Великой сибирской полыньи. Впервые

установлено, что: 1) распределение гетеротрофных видов диноцист (*B. simplex*, цист *Polykrikos* sp., *E. karaense*, *I. minutum*, *I.? cezare* s.l.) приурочено к районам распространения многолетнего льда; 2) вид *Polarella glacialis*, обитающий на нижней поверхности льда и способный образовывать цисты, при его низких в целом концентрациях в поверхностных осадках, присутствует в образцах, полученных в зоне полыньи и, возможно, может служить индикатором изменений ее среднего межгодового положения. Таким образом, изучены новые возможности использования метода анализа водных палиноморф для реконструкций ледового покрова в лаптевоморском регионе.

Выполнен анализ распределения ассоциаций водных палиноморф в образцах поверхностных донных осадков **Восточно-Сибирского моря**, полученных в экспедициях Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в прибрежно-шельфовой зоне арктических морей России в 1978–1984 гг. Данные о распределении водных палиноморф в поверхностных осадках Восточно-Сибирского моря получены впервые в мире. Изучение проб проводилось на микроскопах NEOVAR 2 и JENAVAL (Carl Zeiss) с увеличением 400× и 1000× с идентификацией в каждом образце как минимум 100 цист динофлагеллат. Определены концентрации водных палиноморф (с использованием таблеток, содержащих споры *Lycopodium clavatum*), изучен видовой состав палиноморф и выполнен анализ распределения индикаторных видов. В результате установлено, что в прибрежной части Восточно-Сибирского моря присутствуют две ассоциации водных палиноморф, различия видового состава которых обусловлены, главным образом, градиентами солености и температуры поверхностных вод. Первая – восточная «тепловодная», с участием берингоморских вод, вторая – западная прибрежная «холодноводная» с значительным опреснением.

Определены значения CD- и АН-критериев в осадках Восточно-Сибирского моря. Здесь они также находятся в четкой зависимости от параметров поверхностных водных масс и речного стока. В проливе Лонга (восточной части моря) значения CD-критерия крайне низкие и составляют в среднем 0.04, что подтверждается относительно низким поступлением в этот район моря пресных вод. АН-критерий здесь достигает 0.2, что несомненно указывает на присутствие некоторого тепляющего влияния берингоморских вод в этой части Восточно-Сибирского моря. В прибрежных районах р. Колымы и Чаунской губы значения CD-критерия в результате опреснения повышаются и составляют в среднем 0.39. АН-критерий, напротив, не превышает 0.02, что указывает на отсутствие влияния берингоморских вод и преобладание в составе диноцист холодноводных гетеротрофных видов.

Проведен анализ распределения ассоциаций водных палиноморф в поверхностных донных осадках **Чукотского моря**. Выполнен анализ проб

(в каждом образце идентифицировано как минимум 100 диноцист), определены концентрации водных палиноморф (с использованием таблеток, содержащих споры *Lycopodium clavatum*). Изучен видовой состав палиноморф, проведен анализ распределения индикаторных видов и определены значения CD- и АН-критериев.

Установлено, что в поверхностных осадках Чукотского моря водные палиноморфы включают цисты динофлагеллат и зеленые водоросли, а также органические остатки скелетов фораминифер. Среди водных палиноморф как по видовому составу, так и по численности доминируют цисты динофлагеллат. Отмечено уменьшение концентраций диноцист по направлению с юга на север и с востока на запад. Во всех изученных образцах преобладают цисты автотрофных видов динофлагеллат, в отличие от морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Практически во всех образцах доминируют *Operculodinium centrocarpum* (арктический подвид) и цисты *Pentapharsodinium dalei*, однако присутствуют и такие виды, как *Spiniferites elongatus* s.l., *Brigantedinium* spp., *Selenopemphix nephroides*, *S. quanta* и *Spiniferites ramosus*. Характерной особенностью ассоциаций цист динофлагеллат Чукотского моря является присутствие в них вида *Polykrikos kofoidii*. Данный вид, согласно предшествующим исследованиям, характерен для Северной Пацифики [5, 6], и, в частности, для Берингова моря [7]. Таким образом, его обнаружение в осадках Чукотского моря может свидетельствовать о поступлении сюда относительно теплых берингоморских вод.

Впервые полученные данные и проведенные исследования водных палиноморф Восточно-Арктических морей (Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского) – уникальная методическая основа для проведения палеореконструкций в восточных морях российской Арктики.

В НИ Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова выполнены цифровые микрофотографии водных палиноморф Восточно-Арктических морей. Микрофотографии служат иллюстрациями к региональной базе данных и могут быть использованы в качестве определителя в рамках методического руководства по применению метода анализа водных палиноморф.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (12-05-00998) и Ученого совета географического факультета МГУ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. De Vernal A., Henry M., Matthiessen J. et al. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new 'n= 677' data base and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction // Journal of Quaternary Science. 2001. V. 16 (7). P. 681–698.
2. Matthiessen J., de Vernal A., Head M. et al. Modern organic-walled dinoflagellate cysts

- in Arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance // *Palaeontologische Zeitschrift*. 2005. V. 79/1. P. 3–51.
3. Polyakova Ye.I., Bauch H.A., Klyuvitkina T.S. Early to Middle Holocene changes in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages // *Global and Planetary Change*. 2005. № 48. P. 208–222.
4. Kunz-Pirrung M. Rekonstruktion der Oberflächennwassermassen der "östlichen Laptevsee im Holoz"an anhand der aquatischen Palynomorphen // *Berichte zur Polarforschung*. 1998. V. 281. P. 1–117.
5. Matsuoka K. Organic-walled dinoflagellate cysts from surface sediments of Nagasaki Bay and Senzaki Bay, West Japan // *Bulletin of the Faculty of Liberal Arts*. 1985. V. 25. P. 21–115.
6. Matsuoka K. Organic-walled dinoflagellate cysts from surface sediments of Akkeshi Bay and Lake Saroma, North Japan // *Bulletin of the Faculty of Liberal Arts*. 1987. V. 28. P. 35–123.
7. Radi T., de Vernal A., Peyron O. Relationships between dinoflagellate cyst assemblages in surface sediment and hydrographic conditions in the Bering and Chukchi seas // *Journal of Quaternary Science*. 2001. № 16(7). P. 667–680.

Aquatic palynomorph assemblages were studied in the surface sediments of the Laptev, East-Siberian and Chukchi seas. They are composed of dinoflagellate cysts, chlorococcalean algae, acritarchs and several groups of zoomorphs. Their distribution pattern and species composition are strongly related to the salinity gradient and influx of relatively warm pacific and Atlantic waters.

Колесник А.Н.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, e-mail: aiaks1986@mail.ru)

Особенности осадконакопления в Чукотско-Аляскинском секторе Северного Ледовитого океана (по данным кластерного анализа)

Kolesnik A.N.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok)

Sedimentation characteristics in the Chukchi–Alaska sector of the Arctic Ocean (based on data of cluster analysis)

Химический состав морских отложений считается наиболее универсальным индикатором условий их образования. Для первичной обработки данных по химическому составу крупных объектов, в том числе морских, часто используется такой метод многокомпонентного статистического анализа, как кластерное построение. Этот метод позволяет быстро представить результаты в компактном и наглядном виде.

Для Чукотского моря и примыкающей части Северного Ледовитого океана (СЛО) кластерный анализ уже проводился [1, 2]. Использовались данные по содержанию 21 химического элемента (Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Mn, Ba, Co, Cr, Cu, La, Ni, Pb, Sr, V, Y, Yb, Zn, Zr, Hg) в 73 пробах поверхностного донного осадка. Анализ был выполнен преимущественно для глинистых осадков (при этом небольшое количество проб песчаного грунта с резко контрастирующим химическим составом вносили значительную дисперсию в выборку). Для разделения кластерных групп был применен метод одиночной связи (метод ближайшего соседа). В качестве меры сходства по традиции использовалось евклидово расстояние.

Цель настоящей работы – расширить уже имеющиеся представления о геохимии осадконакопления в Чукотско-Аляскинском секторе СЛО при помощи кластерного анализа. Основой для кластерного анализа послужили данные, использовавшиеся в предыдущем построении [1, 2], а также совершенно новые (выборка расширена до 181 объекта/пробы, добавлены данные по содержанию в осадках $C_{орг.}$). Новая выборка (за счет дополнительных 108 проб) получилась более однородной, что позволило точнее выделить районы со схожими обстановками осадконакопления. Для более наглядного разделения кластерных групп вместо метода одиночной связи был применен метод полной связи (метод наиболее удаленных соседей). Использовалась и другая мера связи – коэффициент корреляции Пирсона (он определяет сходство объектов в кластере по силе линейной связи между ними).

В результате проведенного анализа удалось существенно детализировать границы ранее выделенных районов со схожими обстановками осадконакопления, оконтурить новые, а также сделать некоторые выводы о факторах, определяющих уникальность каждой из этих обстановок в Чукотско-Аляскинском секторе СЛО. По данным нового кластерного построения (как и предыдущего [1, 2]), основным фактором, определяющим кластеризацию, является разделение первично терригенного вещества по размерности в процессе осадконакопления. В качестве второстепенных факторов выступают накопление биогенного кремнистого и карбонатного вещества и хемогенное или биохимическое накопление железа, марганца и некоторых микроэлементов. Последнее проявлено на участках повышенной геодинамической активности в пределах грабен-рифтовой системы Чукотского моря (грабен-рифтовая система рассмотрена в работах [3, 4 и др.]).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 12-05-91167-ГФЕН_а) и ДВО РАН (гранты 12-II-0-07-007 и 13-III-B-07-127).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахов А.С., Ван Р., Гао А., Иванов М.В. Литохимические признаки современной геологической активности Чукотского моря // ДАН. 2008. Т. 422. № 5. С. 683–687.
2. Астахов А.С., Ван Р., Крэйн К., Иванов М.В., Гао А. Литохимическая типизация обстановок полярного осадконакопления (Чукотское море) методами многокомпонентного статистического анализа // Геохимия. 2013. Т. 51. № 4. С. 303–325.
3. Шипилов Э.В. О грабен-рифтовой системе Чукотского моря // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1989. № 10. С. 96–107.
4. Шипилов Э.В., Сенин Б.В., Юнов А.Ю. Осадочный чехол и фундамент Чукотского моря по сейсмическим данным // Геотектоника. 1989. № 5. С. 99–109.

New cluster analysis utilizing data on chemical composition of bottom sediments from the Chukchi–Alaska sector of the Arctic Ocean was carried out. It allowed to detail boundaries of previously identified areas with similar depositional environments, delineate new ones, and draw some conclusions about the factors that determine the uniqueness of each of these environments.

**Константинова Н.П.¹, Черкашев Г.А.¹, Рекант П.В.¹,
Новиков Г.В.², Богданова О.Ю.²**

(¹ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова, г. Москва)

Железомарганцевые образования подводного поднятия Менделеева

**Konstantinova N.¹, Cherkashov G.¹, Rekant P.¹, Novikov G.²,
Bogdanova O.²**

(¹FSUE «VNIIOkeangeologia named after I.S. Gramberg», Saint-Petersburg;

²P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Moscow)

Ferromanganese formations of the Mendeleev Ridge

В ходе российской высокоширотной экспедиции «Арктика 2012» на подводном поднятии Менделеева на двух участках (рис. 1) были получены железомарганцевые образования (ЖМО) [1]. При драгировании было поднято более 500 кг ЖМО.

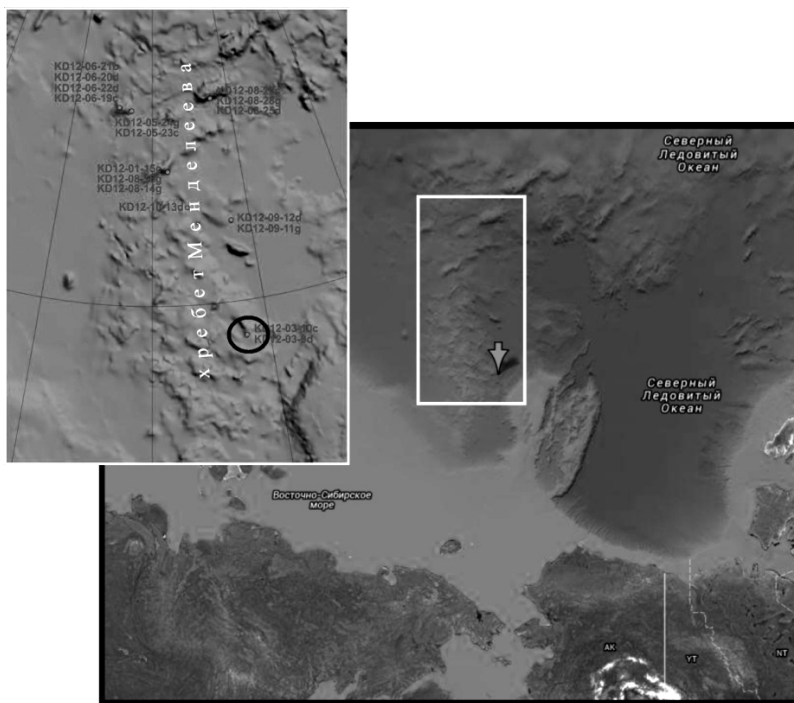


Рисунок 1. Район отбора проб ЖМО [1]

В Российской научной практике железомарганцевые образования в Арктическом глубоководном бассейне были найдены впервые, поэтому исследование их вещественного состава представляет как научный, так и практический интерес.

При изучении минерального состава использовался метод микродифракции электронов (Институт океанологии им. П.П. Ширшова). Химический состав изучался комплексом методов: атомно-эмиссионным с индуктивно-связанной плазмой, атомно-абсорбционным, масс-спектральным с индуктивно-связанной плазмой, ионометрическим (ФГУП «ВИМС»).

ЖМО представлены обломками различных размеров: от единичных крупных (25 см по длинной оси) до многочисленных мелких обломков (3–5 см). В морфологическом плане они представлены корково-конкреционными образованиями и собственно корками. Структура поверхности корково-конкреционных образований – ботриоидальная, корок – гладкая и шероховатая.

По визуальным и вещественным признакам в корках четко выделяются три слоя:

- нижний, буровато-рыжий слой, средней толщиной 1.2 см;
- средний, основной слой коричневого цвета, средняя толщина 1.8 см;
- верхний слой, темно-коричневого до черного цвета, средняя толщина 0.2–0.3 см.

Результаты исследований показали, что основными минералами нижнего слоя являются гетит и в меньшем количестве плохо упорядоченный тодорокит. Верхний маломощный слой характеризуется присутствием Ферриадита, феррохлорита и гетита. Для среднего основного слоя в различных образцах отмечается наличие или гетита с тодорокитом, или ферриадита, феррохлорита и гетита.

Учитывая различную природу выявленных минералов, можно сделать вывод, что различные слои имеют разное происхождение: гидротермальное и гидрогенное; нижний слой, как правило, имеет гидротермальный генезис, а верхний – гидрогенный. В то же время конкреции являются преимущественно гидрогенными минералами.

Сопоставление содержаний рудных элементов анализируемых образцов с ЖМО из других регионов Мирового океана указывает на их обедненность всеми рудными элементами, что находит отражение и в значении железомарганцевого модуля (Mn/Fe), среднее значение которого составляет 0.3. Однако, данные ЖМО по сравнению с корковыми образованиями Мирового океана обогащены литием, торием, цезием и в особенности скандием (среднее значение – 52 г/т), а также группой редкоземельных элементов (среднее значение суммы РЗЭ составляет 0.14%). Следует также отметить наличие в анализируемых образцах положительной Се-аномалии, среднее значение которой составляет 9.97 (рис. 2).

По соотношению суммы рудных элементов (никель, медь, кобальт) к железу и марганцу (диаграмма Бонатти – рис. 3) четко выделяются группа образцов нижнего и частично среднего слоя, соответствующие гидротермальным железомарганцевым образованиям, а образцы верхнего слоя на диаграмме занимают промежуточное место между гидротермальными и гидрогенными образованиями.

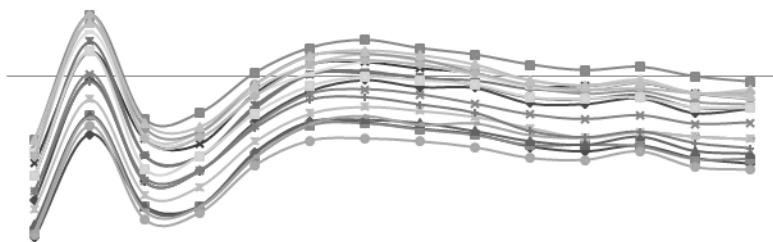


Рисунок 2. Составы РЗЭ ЖМО поднятия Менделеева, нормализованные на сланец PAAS

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

1. Корковые и конкреционные образования, поднятые на поднятии Менделеева, характеризуются трехслойным строением, каждый из которых характеризуется своей ассоциацией минералов, обусловленной их генезисом.

2. По содержанию рудных элементов исследуемые образцы резко обеднены всеми рудными элементами и характеризуются низким значением марганцевого модуля. Однако по содержанию ряда редких элементов они сопоставимы с корковыми образованиями пелагических областей Мирового океана.

3. По характеру соотношения суммы рудных элементов к железу и марганцу нижний и средний слои имеют гидротермальный генезис, верхний - гидротермально-гидрогенный. Дальнейшие исследования дадут возможность определить временные периоды выделенных этапов коркообразования.

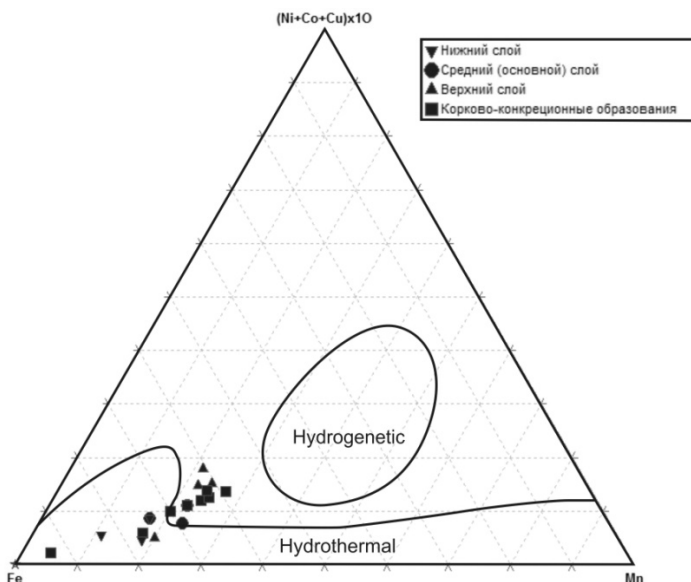


Рисунок 3. Составы железомарганцевых образований поднятия Менделеева [2]

Аналогичные образования со сходным вещественным составом были обнаружены американскими исследователями на Чукотском поднятии, что подтверждает их широкое распространение в данном районе (J.R. Hein, устное сообщение).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.
2. Hein J., Koschinsky A., McIntyre B.R. Mercury- and silver-rich ferromanganese oxides, Southern California borderland: deposit model and environmental implications // Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology. 2005. V. 100. P. 1151–1168.

Ferromanganese formations of Arctic were studied. Chemical composition was measured by quantitative spectral analysis, atomic absorption spectroscopy and ISP MS, mineral composition— by electron diffraction method. Obtained results were used for determination of genetic features of ferromanganese formation.

Кособокова К.Н.

(Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, e-mail:

kosobokova@ocean.ru)

Современные представления о структуре зоопланктонных сообществ центрального Арктического бассейна

Kosobokova K.N.

(Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Current understanding of the structure of the zooplankton communities of the central Arctic Basin

Стремительное накопление данных о зоопланктоне центрального Арктического бассейна в последние два десятилетия создало серьезную основу для формирования целостных представлений о структуре планктонных экосистем этого уникального полярного региона и факторах, определявших их продуктивность на рубеже XX и XXI веков.

Результаты проведенных в 1990-х – 2000-х гг. исследований позволяют заключить, что зоопланктонные сообщества Арктического бассейна формировались в этот период за счет двух основных источников. Первый – это автохтонная, или резидентная (местная) планктонная фауна, существующая в Арктическом бассейне независимо от притока планктона из смежных с ним районов. Второй – аллохтонная, приносная фауна, проникающая в Арктический бассейн с водами из Северной Атлантики, Северной Пацифики и шельфовых районов [1–3]. Существенные различия условий среды в более южных районах и Арктическом бассейне не позволяют большинству представителей этой фауны поддерживать в Арктике самостоятельные самовоспроизводящиеся популяции.

Качественный состав зоопланктона Арктического бассейна на сегодняшний день можно считать хорошо изученным. По числу видов в планктонной фауне резко преобладают виды-резиденты, составляющие 85% общего числа видов. В ходе недавней ревизии фауны [3] зарегистрировано 174 вида многоклеточных планктонных животных, что на 38 видов больше, чем было известно из Арктического бассейна ранее. Из них 20 видов зоопланктона найдены в Арктике в последние два десятилетия впервые, а 18 оказались новыми для науки.

Несмотря на изоляцию глубин Евразийского бассейна Арктики от Амеразийского подводным горным хребтом Ломоносова, поднимающимся над дном до глубин 1600–900 м, а также наличие еще двух подводных хребтов, разделяющих каждый из упомянутых бассейнов на две глубоководные котловины, состав резидентной планктонной фауны всех четырех котловин Арктического бассейна сходен во всем диапазоне глубин. Подводные хребты не являются непреодолимыми барьерами для распространения глубоководной планктонной фауны, и обмен населением

между соседними котловинами, несомненно, происходит. Убедительным подтверждением такого обмена является присутствие всех известных глубоководных планктонных эндемиков Арктического бассейна и в Евразийском, и в Канадском бассейнах.

Вертикальная структура зоопланктонных сообществ по обе стороны хребта Ломоносова, как и видовой состав зоопланктона, однотипна. И в Евразийском, и в Амеразийском бассейне статистически значимо выделяются четыре вертикальных группировки видов зоопланктона, которые можно рассматривать как более или менее устойчивые сообщества, различающиеся глубинами обитания. Это эпипелагическое сообщество слоя поверхностных перемешанных вод (0–100 м), верхне-мезопелагическое сообщество (100–500 м), нижне-мезопелагическое сообщество (500–2000 м), и батипелагическое сообщество (глубины более 2000 м). Смена видового состава зоопланктона с глубиной из-за отсутствия в пределах водной толщи резких градиентов температуры и солености происходит постепенно, поэтому границы между этими сообществами довольно условны. Предпочитаемые животными слои обитания определяются в первую очередь не этими гидрофизическими параметрами, а совокупностью биотических факторов – доступностью пищи и пищевыми предпочтениями, конкуренцией с близкими видами, избеганием хищников.

Количественное распределение зоопланктона на разных глубинах Арктического бассейна характеризуется неравномерностью. Максимальные концентрации зоопланктона приурочены к поверхностному слою 0–50 (100) м, где может быть сосредоточено до 90% его общей численности и до 80% суммарной биомассы. С глубиной и численность, и биомасса зоопланктона резко убывают. При почти круглогодичной приуроченности максимумов обилия зоопланктона к поверхностному слою, величины максимумов колеблются в широких пределах и циклически изменяются в течение года. В период вегетации величины максимумов у поверхности существенно возрастают, а с его окончанием – снижаются. Сезонные колебания численности проявляются в слое 0–100 м, при этом в слое 0–50 м они их амплитуда может быть десятикратной. Сезонные колебания биомассы затрагивают в десять раз более протяженный слой 0–1000 м. В поверхностном слое 0–50 м амплитуда колебаний биомассы может быть пяти- и даже десятикратной.

Характер вертикального распределения обилия зоопланктона и граница между статистически достоверно выделяющимися эпипелагическим и верхне-мезопелагическим сообществами зоопланктона дают основания считать, что граница между поверхностной (эпипелагической) и глубинной зонами океана проходит в Арктическом бассейне в районе глубин 50–100 м. Малая мощность эпипелагической зоны в Арктике по сравнению с остальными районами Мирового океана, где она обычно охватывает слой 0–200 м [4, 5], определяется особенностями арктического биотопа.

Важнейшими из них являются малая глубина проникновения света в воду из-за снежно-ледового покрова и низкого положения Солнца над горизонтом в светлый период года. Этими факторами, а опосредованно через них – доступностью пищи для планктонных гетеротрофов определяется, по-видимому, и наблюдаемое в Арктическом бассейне явление полярного подъема планктонных и бентосных животных на несвойственные им в средних широтах глубины.

Осредненные для всей акватории Евразийского бассейна величины суммарной биомассы зоопланктона ($6.2 \pm 4.1 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$) свидетельствуют о его почти вдвое большем богатстве по сравнению с Амеразийским ($3.2 \pm 0.8 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$). В пределах Евразийского бассейна максимальная биомасса наблюдается в районах над континентальным склоном Евразии ($6.9 \pm 4.1 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$), в области распространения Атлантического Краевого течения. В северных районах бассейнов Нансена и Амундсена биомасса существенно ниже, чем в районе склона ($2.7 \pm 0.6 \text{ г} \cdot \text{м}^{-2}$). В Канадском бассейне биомасса зоопланктона распределена более равномерно, но его северные районы также почти вдвое беднее районов на его южной периферии. Неравномерность распределения биомассы зоопланктона в акватории Евразийского бассейна и однотипность ее величин в Канадском хорошо увязываются с особенностями воспроизводства массовых автохтонных видов зоопланктона, циркуляцией атлантических и тихоокеанских вод, а также особенностями экологии встречающихся в них массовых аллохтонных видов зоопланктона.

Хотя многие черты структуры зоопланктонных сообществ Арктического бассейна роднят их с сообществами других холодноводных районов Мирового океана, нет сомнений, что они обладают уникальными чертами, сформировавшиеся под влиянием климатических и физико-географических особенностей этого бассейна и изоляции его глубин от других глубоководных акваторий. К их уникальным чертам следует отнести высокий ранг видового эндемизма планктонной фауны, существование в Арктическом бассейне специализированной криопелагической фауны, доминирование небольшого числа «ключевых» видов и их исключительно высокую приспособленность к экстремальным условиям арктической пелагиали с характерным для нее резкими сезонными изменениями обилия пищи. Будущие исследования в Арктическом бассейне покажут, сохраняют ли арктические планктонные сообщества свой уникальный облик в условиях меняющегося климата, деградации многолетнего ледового покрова и усиливающегося антропогенного воздействия, а результаты уже проведенных исследований послужат основой для регистрации возможных изменений их структуры и продуктивности и выявления их направленности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kosobokova K.N., Hirche H.-J. Zooplankton distribution across the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean: species inventory, biomass and vertical structure // *Deep-Sea Research I*. 2000. V. 47. P. 2029–2060.
2. Kosobokova K.N., Hirche H.-J. Biomass of zooplankton in the eastern Arctic Ocean – A baseline study // *Progress in Oceanography*. 2009. V. 82. P. 265–280.
3. Kosobokova K.N., Hopcroft R.R., Hirche H.-J. Patterns of zooplankton diversity through the depths of the Arctic-s central basins // *Mar. biodiversity*. 2011. V. 41. P. 29–50.
4. Виноградов М.Е. Вертикальное распределение океанического зоопланктона. М.: Наука, 1968. 320 с.
5. Виноградов М.Е. Зоопланктон // *Биологическая структура океана*. М.: Наука, 1977. С. 65–68.

A review of the state-of-the-art knowledge on the structure of the zooplankton communities of the Arctic Ocean is presented. Based on the vast species inventory, contemporary analyses, and understanding the zoogeographical origin of the Arctic Ocean planktonic fauna, a pan-arctic comparison of the zooplankton communities of the four major deep basins of the Arctic, is presented for the first time. The modern sampling techniques allowed assessing zooplankton abundance and biomass along with regional and seasonal variability of zooplankton stock distribution and assessment of relative importance of its major autochthonous and allochthonous contributors. A strong link between the regional variability of zooplankton biomass and abundance distribution and the water circulation pattern, bottom topography, and sea-ice cover is demonstrated. This work provides a foundation for the assessment of the changes within the lower trophic levels of the Arctic pelagic food web under current climate change scenarios.

**Крылов А.А.^{1,2}, Миролюбова Е.С.², Грикуров Г.Э.²,
Гусев Е.А.², Рекант П.В.²**

(¹Санкт-Петербургский Государственный Университет, г. Санкт-Петербург, e-mail: akrylow@gmail.com; ²Всероссийский Научно-Исследовательский Институт Геологии и Минеральных ресурсов Мирового Океана им. академика И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург)

**Псефитовый материал в Меловых-Кайнозойских
отложениях приполюсной части хребта Ломоносова (IODP-302)**

**Krylov A.A.^{1,2}, Mirolubova E.S.², Grikurov G.E.², Gusev E.A.²,
Rekant P.V.²**

(¹St.Petersburg State University, ²FGUP I.S.Gramberg VNIIOkeangeologia, St.Petersburg)

**Pebbles in the Cretaceous-Cenozoic deposits at the near-pole
part of the Lomonosov Ridge (IODP-302)**

Первое глубоководное бурение в центральной части Северного Ледовитого океана (СЛО) состоялось в 2004 г.: рейс IODP-302, проект ACEX [1, 2]. В итоге был получен важнейший керновый материал, позволяющий в значительной степени восполнить пробелы в знаниях о геологическом развитии СЛО. В настоящей работе приведены новые данные о петрографическом составе, результатах морфометрического анализа и распределении крупномерного псефитового материала в разрезах скважин, пробуренных в указанной экспедиции. Всего из отложений было извлечено 58 образцов грубообломочного материала крупнее 0.5 см.

Согласно классификации Цингга, наибольшее количество образцов тяготеет к дисковидным либо округлым формам – классы I (11 образцов), II (15 образцов) и I-II (2 образца). Классы III (цилиндрические/удлиненные) и IV (пластинчатые/уплощенно-удлиненные) представлены всего 3 и 7 образцами, соответственно, 5 образцов занимают граничное положение – III-IV.

В целом окатанность изученных обломков (без учета конкреций) низкая. Если её оценивать в системе А. Хабакова, то в основном это 0 (неокатанные, 12 образцов) и 1 (плохо окатанные, 18 образцов) баллы, тогда как полуокатанных (2 балла) обломков всего 8, а хорошо окатанных (3 балла) – 5. Коэффициенты Ваделла имеют более широкую вариабельность: от 0.11–0.12, до 0.79–0.80.

По составу образцы представлены, главным образом, песчаниками, преимущественно кварцевыми. Также встречены кремневая порода (литостратиграфический комплекс (ЛК) 1/1), базальт (ЛК 1/2), кварцевый гравелит (ЛК 1/3), сланцы (ЛК 1/3), алевролиты (ЛК 1/4, ЛК 4), долерит (ЛК 1/4), кварциты (ЛК 1/4–1/6). Четыре образца, имеют, вероятнее всего, аутигенную природу: три сидеритовые конкреции неправильной формы с

примесью кварца и полевых шпатов с мелкопесчаными сферосидеритами (ЛК 1/3), и железистая конкреция (ЛК 1/4). Присутствие сидеритов в разрезе скважины во фракции 0.05–0.1 мм отмечалось нами ранее [3]; также был обоснован их аутигенный генезис за счет диагенеза органического вещества [4]. В нижней части разреза встречаются аутигенные пиритовые конкреции [1].

Учитывая положение скважин в вершинной зоне хребта Ломоносова и наличие выдержанного «плаща» кайнозойских осадков мощностью более 400 м, сложно представить иной источник крупномерных обломков помимо их ледового/айсбергового разноса, по меньшей мере, для верхних 300–350 метров разреза. Об этом свидетельствуют и имеющиеся сейсмические данные, показывающие отсутствие выходов акустического фундамента в окрестностях пробуренных скважин. Два образца, отобранные из основания скважины (ЛК-4), интерпретируются как представители местного коренного ложа. Также вполне вероятно местная природа песчаника из ЛК-3, найденного в непосредственной близости от палеоцен-эоценовой границы. Это подтверждается небольшой мощностью накопленных к этому времени отложений и, безусловно, теплым климатом, исключающим присутствие любых льдов.

Основная масса псефитового материала сосредоточена в терригенном ЛК-1, в его верхних четырех подкомплексах. В почти стометровом «биокремнистом» ЛК-2 обнаружено всего 3 обломка. Самый «древний» из них, найденный на уровне 240.4 мпд (rmcd), интерпретируется в качестве маркера появления первых сезонных льдов в Арктике [2] около 46 млн. лет назад, согласно «официальной» стратиграфической модели IODP-302 [5]. Если взять за основу альтернативную модель возраста, основанную на Os датировании, то время появления сезонных льдов будет на 3 млн. лет моложе (около 43 млн. лет [6]). Переинтерпретация данных скважины 913 (ODP), пробуренной в Гренландском море, также показала наличие там перенесенного сезонными льдами обломочного материала в эоценовых отложениях, начиная с 44 млн. лет назад [7].

Время начала циркуляции многолетних паковых льдов в СЛО было установлено путем изучения ассоциаций тяжелых минералов и, вероятно, датируется средним миоценом, 13 млн. лет назад [3]. Примерно этому же уровню соответствует появление псефитов в ЛК-1/3. При переходе от ЛК-1/4 к ЛК-1/3 происходит изменение петрографического состава: в интервале ЛК-2 – ЛК-1/4 – это кварцевые песчаники и кварциты, а в интервале ЛК-1/3 – ЛК-1/1 появляются сланцы и другие породы.

Отмечается в целом закономерное ухудшение окатанности обломков от ЛК-1/6 к ЛК-1/1. Наилучшая окатанность встречена у образцов из ЛК-1/4, хотя в нем же попадаются и неокатанные обломки. В целом с этим показателем согласуется форма псефитов, которая часто ближе к изометричной у более окатанных образцов. Удлиненная форма не типична для изученных образцов.

По степени окатанности грубозернистого материала с известной долей осторожности можно судить о способах транспортировки. Лучшая окатанность должна быть более характерна для псефитов, переносимых льдами, поскольку ледовый захват таких обломков может осуществляться преимущественно в прибрежной зоне, подверженной волно-прибойной активности. Айсберговый материал может быть менее окатанным, если захваченные материковым ледником обломки пород не испытали очень дальнего перемещения перед его распадом.

На основании ухудшения вверх по разрезу окатанности изученных нами образцов можно было бы предположить увеличение доли материала айсбергового разноса в более молодых отложениях. Однако в этом случае следовало бы ожидать возрастания количества обломков карбонатных пород, так как главным источником айсбергов служат острова Канадской Арктики, преимущественно сложенные палеозойскими карбонатами. Поскольку изученные нами обломки сохраняют терригенный состав по всему разрезу, более вероятным представляется их «сибирский источник» и доставка морскими льдами в системе «палео-трансполярного» дрейфа. Закономерное ухудшение окатанности псефитов с омоложением вмещающих их отложений могло быть вызвано нарастающей активностью захвата псефитового материала льдами по мере усиления общей ледовитости арктической акватории, начавшегося в среднем миоцене. С другой стороны, повышенное содержание относительно хорошо окатанного грубообломочного материала в непосредственной близости к «хиатусу» может являться следствием нахождения хребта в мелководных условиях. Еще одним объяснением отмеченной особенности может быть активизация тектонической активности на континентальных окраинах Арктики, датируемой многими исследователями (Зархидзе В.С., Лившиц Ю.Я., Мусатов Е.Е. и др.) олигоценом и миоценом. В районах испытывающих воздымание, усилились процессы денудации и смыва, что привело к увеличению поставки обломочного материала в береговую зону.

Данная работа выполнена при поддержке грантов РФФИ-12-05-00364-а и OSL-13-12.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer et al. Proc. IODP, 302: Edinburgh (IODP Management International, Inc.). 2006. doi:10.2204/iodp.proc.302.2006
2. Moran K. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. V. 441. P. 601–605.
3. Krylov A.A., Andreeva I.A., C. Vogt et al. A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean // Paleoceanography. 2008. V. 23. PA1S06. doi:10.1029/2007PA001497.
4. Крылов А.А. Механизм формирования аутигенных сидеритов/родохрозитов в кайнозойских отложениях центральной части хребта Ломоносова, Северный

Ледовитый океан (по материалам экспедиции IODP-302) // Материалы II международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. 8–11 февраля 2011, СПб, «ВСЕГЕИ». 2011. С. 24–25.

5. Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S03. doi:10.1029/2007PA001476.

6. Poirier A., Hillaire-Marcel C. Improved Os-isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // *Geophys. Res. Letters*. 2011. V. 38. doi:10.1029/2011GL047953.

7. Tripathi A.K., Eagle R.A., Morton A. et al. Evidence for glaciation in the Northern Hemisphere back to 44 Ma from ice-rafted debris in the Greenland Sea // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 265. P. 112–122.

The present work is devoted to study the pebbles which have been sampled at near-pole part of a Lomonosov ridge during expedition ACEX, IODP-302. The new data about petrographic composition, results of shape and roundness analysis and pebble distribution in the section of boreholes is shown.

Курбатова Е.С.

(МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва, e-mail: katakurbatova@gmail.com)

Морфодинамические особенности южной границы моря Скотия

Kurbatova E.S.

(Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Morphodynamic features of the south boundary of the Scotia Sea

Море Скотия располагается в пределах обширной котловины на стыке Южно-Американской, Антарктической и Тихоокеанской плит. Данный регион отличается сложностью геологического, тектонического и геоморфологического строения. На востоке море Скотия ограничено Южно-Сандвичевой островной дугой. На западе оно открыто в сторону Тихого океана и соединяется с ним проливом Дрейка. Северным обрамлением моря служит система блоков слабо утоненной континентальной коры – Северный хребет Скотия, Фолклендское плато, банка Мориса Юинга, Фолклендского трога, микроконтинент острова Южная Георгия, а южной границей – блоки Южного Хребта Скотия (ЮХС), Южно-Оркнейский микроконтинент и другие [1].

В тектоническом плане море Скотия полностью располагается в пределах небольшой плиты Скотия, которая включает рифтогенные бассейны, сформированные в различных геодинамических условиях рифтинга и спрединга: задуговой рифтинг в районе пролива Брансфилд, рассеянный или диффузный рифтинг – в центральной части моря Скотия, задуговой спрединг на хребте Восточный Скотия в пределах восточной провинции. Все эти особенности рифтогенеза находят свое отражение в рельефе.

Южная граница плиты Скотия представляет собой левосторонний трансформный разлом. Зона этого глубинного разлома, включающая южную часть моря Скотия и северную часть моря Уэдделла, сложена гетерогенной корой, с сильно расчлененным рельефом. По-сути, данную область можно объединить в единый структурно-морфологический барьер, разделяющий акватории морей Скотия и Уэдделла.

Для геодинамического анализа данной территории были использованы методы геоморфологии, геофизики, а также физическое моделирование.

Анализ рельефа выявил сложную гетерогенную структуру района. Наблюдается сильная изрезанность рельефа (от –5000 м до + 500 м) и разнообразная морфологическая выраженность структур свидетельствуют о многообразии тектонических процессов, проявляющихся в поле напряжения преобладающего левостороннего сдвига, часто осложненного сжатием или растяжением. Это поле напряжений формирует силовой фон, на котором

проявляются различные типы деформаций гетерогенных блоков коры, приводящие к образованию соответствующих морфоструктур.

Сложная гетерогенная структура области включает в себя с запада на восток: проливы Брансфилд и Филиппа, небольшие рифтогенные бассейны: Пауэлл, Джейн, и бассейны типа пулл-эпарт: Протектор, Дове, Скан, Южно-оркнейский микроконтинент, банки и поднятия: Террор, Пири, Брюса, Дискавери, Хердман, Иризар. Условно вся изучаемая область может быть поделена на 3 провинции: 1) провинцию пролива Брансфилд, 2) Центральную, включающую в себя южную часть моря Скотия, 3) Восточную, представляющую собой зону сочленения Восточного хребта Скотия (ВХС) с южной границей плиты Скотия и Южно-Сандвичевой микроплитой.

Рифтогенная структура пролива Брансфид – выраженная депрессия, имеющая ступенчатый продольный профиль. Для ее районирования был проведен морфометрический анализ рельефа, по итогам которого было выделено 3 суббассейна: 1) Западный, представляющий собой сложную систему полуграбен. Зарождение рифтинга в данном суббассейне произошло к югу от острова Десеппин [2]; 2) Центральный, являющийся самой обширной областью провинции. Как показывают сейсмические данные континентальная кора в данном суббассейне была утонена в следствие СЗ-ЮВ растяжения; 3) Восточный суббассейн, характеризующийся наибольшими глубинами. Максимальные глубины составляют –2800м, минимальные – –625м. Основная часть района занята асимметричной депрессией, осложненной выходами вулканических интрузий, образующих небольшие пики. Самые глубокие области характеризуются спокойной выровненной поверхностью дна. В районе депрессии отмечается переход от растяжения в центральном бассейне Брансфилд к преимущественному растяжению со сдвигом вдоль ЮХС [3].

Центральная провинция ЮХС представлена системой банок, плато и глубоководных желобов. Для поверхностей банок и плато характерна пологость и плосковершинность, что может объясняться некогда действовавшей морской абразией. Приподнятые поверхности разделены узкими депрессиями (часто подстилаемыми океанической корой) с глубинами превышающими 5000 м. Благодаря процессам сжатия, растяжения и сдвига на границе морей Скотия и Уэдделла сформировались такие формы рельефа как глубоководные желоба Оркнейский и Лори.

Восточный Хребет Скотия имеет меридиональное простирание, и практически не поднимается над общим уровнем дна. Подобная невыраженность в рельефе объясняется сравнительной молодостью хребта и, возможно, относительной прогретостью мантии.

Основной тип рельефа южной границы моря Скотия может быть определен как тектонический, его динамичность проявляется в резком изменении глубин. Преобладающими геодинамическими процессами в

данном районе являются горизонтальные сдвиговые смещения, местами осложненные сжатием или растяжением литосферы, что приводит к активизации имеющихся и генерации новых разломов, деформациям блоков и формированию контрастного рельефа, с перепадом глубин достигающим первых тысяч метров.

Данные о распределении эпицентров землетрясений определяют зоны наиболее активных современных тектонических деформаций, а также подтверждают преобладание в изучаемом районе левостороннего сдвига с транспрессией.

Анализ литологических данных, представленных в литературе [4–6] позволил выявить некоторые геологические особенности: а) среди отобранных образцов в пределах структурных поднятий преобладают породы гранитного состава, что указывает на континентальную/переходную природу коры; б) сравнительно малая мощность осадков; в) наблюдается большое количество крупных и слабоокатанных обломков метаморфических и вулканических пород, принесенных со склонов; г) присутствуют небольшие сильно уплотненные глыбы охристого окраса, возможно, свидетельствующие о выходе на дне гидротерм. Эти особенности свидетельствует о продолжающейся тектонической активности в изучаемом районе, в том числе горизонтальных смещений, создающих по всей периферии моря типичную структуру глыбового расчленения дна.

Тектоника и глубинное строение коры на границе между плитами Скотия и Антарктической была проанализирована, благодаря серии многоканальных непрерывных сейсмических профилей [7]. Вдоль Южного хребта Скотия было выделено 3 главных сегмента: 1) западный – структуры ориентированы ЗСЗ-ВЮВ; 2) центральный – структуры ориентированы ВСВ-ЗЮЗ; 3) восточный – структуры ориентированы СВ-ЮЗ. Данные три сегмента разделены небольшими зонами, имеющими направление ССВ-ЮЮЗ, и по большей части соответствующие зонам сдвига.

Чтобы в некоторой степени прояснить проблему генезиса коры структурных поднятий на границе морей Скотия и Уэдделла, была проведена оценка степени утонения континентальной коры на основании анализа современного рельефа дна и степени погружения блоков земной коры, формирующих центральную часть моря Скотия. Исходя из предположения об изостатической компенсации весовых колонн блоков земной коры в этом районе (а об этом свидетельствуют гравитационные аномалии), была предпринята попытка оценки степени утонения коры по методу [2]. Была построена схема предварительного районирования по типам коры, анализ которой позволил выявить, что наибольшему растяжению подверглись блоки в юго-восточной части центральной области моря Скотия, что, возможно, объясняется их близостью к зоне субдукции. В центральной части моря Скотия видны локальные области океанической коры, где, скорее всего, произошел разрыв сплошности коры (рассеянный

или диффузный спрединг) [8].

Для выявления особенностей структурообразования эволюции литосферы моря Скотия было проведено физическое моделирование по методике, описанной в работе [9].

Исследования, проводимые в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея землеведения МГУ, включали в себя два типа экспериментов: 1) взаимодействие спредингового хребта Западного Скотия со структурным барьером Фолклендского плато; 2) моделирование эволюции морфоструктурного барьера на границе плит Скотия – Антарктической. Результаты моделирования показали, что столкновение продвигающейся рифтовой трещины спредингового хребта Западный Скотия со структурным барьером Фолклендского плато с мощной континентальной литосферой привело к прекращению спрединга и отмиранию спредингового хребта. Это событие, по всей видимости, имело следствием, инициирование растягивающих напряжений в центральной провинции моря Скотия и генерацию сдвиговых деформаций вдоль южной границы плиты Скотия.

Проведенное исследование показало, что структурный барьер между морями Скотия и Уэдделла представляет собой гетерогенную зону, с преобладанием левостороннего сдвига, развитие которой тесно связано с относительным перемещением крупных литосферных плит: Южно-американской, Африканской и Антарктической, а с другой стороны с эволюцией соседних территории: западной, центральной и восточной частей моря Скотия.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12-05-00528-а) и Минобрнауки России (ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Курбатова Е.С., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. и др. Геодинамический анализ рельефа глубинного разлома между морем Скотия и морем Уэдделла // Материалы третьей молодежной тектонофизической школы-семинара ИФЗ РАН, Москва. 2013. (в печати).
2. Fulla J., Fernández M., Zeyen H. et al. A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones // Tectonophysics. 2007. V. 430 (34). P. 97–117.
3. Acosta J., Uchupi E. Transtensional tectonics along the South Scotia Ridge, Antarctica // Tectonophysics. 1996. V. 267(1–4). P. 31–56.
4. Виноградова Н.Г., Живаго А.В., Дединова Н.Н. Глубоководные желоба и разломы южного океана: геологическая структура, донная фауна и условия ее обитания. М.: ГЕОС, 2000. 106 с.
5. Lodolo E., Civile D., Vuan A. et al. The Scotia–Antarctica plate boundary from 35°W to 45°W // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 293. P. 200–215.

6. Tassone A., Lippai H., Peroni J. et al. Identificación de Basamento continental-transicional en los Bloques sumergidos que conforman el sector oriental de la Dorsal Sur del Scotia-Bloque continental Orcadas del Sur // VII Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar, Bahía Blanca 30 Nov. – 4 Dec. 2009.

7. Galindo-Zaldívar J., Gamboa L., Maldonado A., Nakao et al. Tectonic development of the Bransfield Basin and its prolongation to the South Scotia Ridge, northern Antarctic Peninsula. // Marine Geology. 2004. V. 206. P. 267–282.

8. Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Куренцова Н.А. и др. Пролив Дрейка и море Скоша – океанские ворота Западной Антарктики // Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010.

9. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. №1. С. 76–94.

Structural barrier between the Scotia and Weddell Seas is a complex system of uplifts and depressions. The occurrence of which is associated with a variety of processes occurring at the boundary of the Scotia and Antarctic plates. We present in this study detailed analysis of the topography and the geodynamic situation of the area, and show the results of experimental physical modeling.

**Левитан М.А.¹, Сыромятников К.В.¹, Рощина И.А.¹,
Штайн Р.²**

(¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва; e-mail: m-levitan@mail.ru; ²Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия)

**Соотношение цвета и химического состава четвертичных
донных осадков из южной части поднятия Менделеева и
континентального склона Восточно-Сибирского моря
Levitan M.A.¹, Syromyatnikov K.V.¹, Roshchina I.A.¹, Stein R.²**

(¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of Russian Academy of Sciences, Moscow; e-mail: m-levitan@mail.ru; ²Alfred Wegener Institute, Bremerhaven, Germany)

**Dependence between colour and chemical composition of
Quaternary bottom sediments from the southern part of
Mendeleev Rise and the continental slope of the East Siberian
Sea**

Как известно, в Северном Ледовитом океане широко распространены горизонтально-слоистые последовательности четвертичных осадков, в которых различные слои отличаются своим компонентным составом, гранулометрией, минеральным и химическим составом, биогенными остатками, текстурами, физическими свойствами и цветом [1, 2]. Во многом такая слоистость обусловлена климатическими изменениями, особенно чередованием условий оледенений и межледниковий. В то же время ряд исследователей указывают на определенную роль диагенетических изменений в создании цветовых характеристик осадков [3, 4].

Нами были изучены данные по донным осадкам кол. PS72/342-1 (южная часть поднятия Менделеева) и кол. PS72/344-3 (континентальный склон Восточно-Сибирского моря). Наряду с оригинальными данными в целях сравнения использованы опубликованные результаты [3] химического анализа проб донных осадков кол. PS72/340-5, расположенной во впадине Менделеева к востоку от южной части поднятия Менделеева, и кол. PS72/343-3, полученной с континентального склона Восточно-Сибирского моря. Всего в статье учтены химические анализы 429 проб, из них 333 обработаны на основе дисперсионного анализа, выполненного с помощью программного пакета STATGRAPHICS Plus 5.0.

В ходе проведенных исследований были использованы цветовые характеристики донных осадков, полученные с применением Munsell Soil Colour Chart и принятые при литологических описаниях колонок на борту судна [5].

Возрастные модели исследованных колонок пока не получены. Некоторые предположения по этому поводу опубликованы в [5].

Для изучения седиментационных и диагенетических сигналов в осадках разного цвета нами был проанализирован их химический состав по содержанию основных окислов, а также микроэлементов, в частности, Cu, Ni, Co, As, и величины отношений Mn/Al и Mn/Fe. Рассчитанный нами коэффициент корреляции между отношениями Mn/Al и Mn/Fe составляет 0.87, т.е. очень близок к единице. Как известно, Ni и Co (а также Cu) тесно связаны с Mn в диагенезе, что нашло отражение в высоких положительных коэффициентах корреляции этих элементов с марганцем. As, напротив, обладает отрицательным коэффициентом корреляции с Mn, т.к. он входит в состав аутигенных моно- и дисульфидов железа, образующихся в процессе диагенеза. Кроме того, для всех проб рассчитано содержание кварца (Q) по формуле Е.Г. Гурвича $Q = SiO_2 - 2.55Al_2O_3$ [6] как индикатора терригенного материала, возрастающее в эпохи оледенений и уменьшающееся во время межледниковий [4].

В процессе проведенных исследований четвертичных осадков, характеризующих определенные фациальные обстановки, удалось выявить: 1) возрастание интенсивности диагенетических преобразований в следующем ряду осадков: темно-коричневых – оливково-коричневых – светло-оливково-коричневых – оливково-серых – серых – темно-серых; 2) синфазность пиков MnO, Mn/Al и Mn/Fe, и противофазность им пиков кварца. Сероцветные фации, вероятно, развиты в колонках с более высокой скоростью седиментации, что было подтверждено данными дисперсионного анализа. Именно в этих условиях формируются повышенные абсолютные массы лабильного органического вещества, что ведет к большей интенсивности диагенетических процессов и, соответственно, к более высокому положению границы между окислительными и восстановительными условиями диагенеза.

Упомянутые окислительно-восстановительные условия связаны исключительно с диагенезом в толще осадков, а не с редокс-условиями в водной толще бассейна седиментации. В том, что это именно так, убеждает анализ отношения V/Cr в наших пробах, который (на основе критерия содержания растворенного кислорода в придонной воде) показал, что во время накопления осадков в придонной водной массе существовали окислительные условия.

В то же время нельзя не отметить, что различная интенсивность диагенетических процессов наблюдается в осадках, накапливавшихся в различных условиях седиментации. Для темно-коричневых осадков рассматриваемого региона характерно накопление в условиях межледниковий или ярко выраженных интерстадиалов [4]; с высокой численностью относительно теплолюбивых планктонных фораминифер; с интенсивной поставкой терригенного материала и растворенного Mn; с переработанным органическим веществом на стадии мезокатагенеза (т.е. практически лишенным диагенетического потенциала); вероятно, с

интенсивной циркуляцией водной толщи и, соответственно, с хорошей вентиляцией придонной водной массы (т.е. ее высокими положительными Eh).

Для всех остальных осадков, накапливавшихся в холодных условиях ледниковый и стадиялов, дегляциаций, характерны противоположные свойства, в частности, уменьшение количества поставляемого терригенного материала и растворенного Mn; повышенная роль лабильного терригенного органического вещества; низкая численность преимущественно холоднолюбивых планктонных фораминифер и появление агглютинирующих форм бентосных фораминифер; вероятное ухудшение вентиляции придонных вод и, как следствие, уменьшение значений отношения $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ в придонных водах (при сохранении, однако, окислительных условий) и донных осадках. Все это вело к усилению диагенетического потенциала осадков холодных эпох.

На основе проведенного исследования установлено, что наиболее сильный седиментационный сигнал присущ осадкам темно-коричневого (хотя и в них обнаружены слабые признаки диагенеза [3]) и розового цветов. Именно прослой розового и темно-коричневого цветов с осторожностью можно использовать для целей литостратиграфической корреляции в регионе, что и было сделано в работе [5] (и только при условии надежной геохронологической информации об их синхронности). Осадки всех остальных цветов для региональной литостратиграфической корреляции (основываясь только на цветовых характеристиках) использовать нельзя.

В целом в изученных разрезах наблюдается седиментационно-диагенетическая цикличность, обусловленная наложением диагенетических процессов различной интенсивности на отложения климатических (ледниково-межледниковых) циклов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Clark D.L. Magnetic reversals and sedimentation rates in the Arctic Basin // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1970. V. 81. P. 3129–3134.
2. Clark D.L. Arctic ocean ice cover and its Late Cenozoic history // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1971. V. 82. P. 3313–3324.
3. März C., Stratmann A., Matthiessen J. et al. Manganese-rich brown layers in Arctic Ocean sediments: Composition, formation mechanisms, and diagenetic overprint // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2011. V. 75. P. 7668–7687.
4. Левитан М.А., Сыромятников К.В., Кузьмина Т.Г. Некоторые литолого-геохимические особенности современной и четвертичной седиментации в Северном Ледовитом океане // *Геохимия.* 2012. № 7. С. 627–643.
5. Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung.* 2010. V. 79. № 2. P. 97–121.

6. Левитан М.А., Буртман М.В., Горбунова З.Н., Гурвич Е.Г. Кварц и полевые шпаты в поверхностном слое донных осадков Карского моря // Литол. и полезн. ископ. 1998. № 2. С. 115–125.

Based on the data of XRF analysis of bottom sediments, the problem of the dependence between chemical composition and colour of the Quaternary marine sediments from Mendeleev Rise (Arctic Ocean) is considered. We have tried to reveal the share of sedimentation and diagenetic signals in sediment colour formation.

Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н.

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва,
e-mail: m-levitan@mail.ru)

**Соотношение глобальных и региональных
закономерностей в триасово-олигоценовой истории
седimentации Циркумарктического пояса**

Levitan M.A., Antonova T.A., Gelvi T.N.

(Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow)

**Interrelation of global and regional regularities in the Triassic-
Oligocene sedimentation history of Circumarctic Belt**

При проведении региональных геологических исследований, как правило, возникает проблема соотношения выявленных историко-геологических особенностей с глобальными закономерностями. Эта проблема относительно просто решается, например, в случае изотопных аномалий или событий массового вымирания, фаз складчатости, резких изменений уровня моря и т.д. Однако оценка степени проявления глобальных закономерностей в истории региональной седimentации, да еще и на количественном уровне, представляет собой серьезную задачу.

Мы предлагаем новый подход к решению этой задачи, базирующийся на применении объемного метода А.Б. Ронова. В качестве примера выбран так называемый Циркумарктический пояс: регион, ограниченный с севера бровкой современного континентального шельфа, а с юга – линией 60° с.ш. [1]. Исследования истории седimentации в пределах этого региона охватили триас-олигоцен. Масштаб построенных для каждого отдела литолого-фациальных карт (с изопакитами) составляет 1:25000000, проекция – равновеликая азимутальная, с современным расположением континентов. В соответствии с объемным методом А.Б. Ронова по картам были рассчитаны площади и объемы осадочных образований, а также другие количественные параметры. Полученные результаты [1, 2] сопоставлены с аналогичными параметрами, опубликованными в результате исследования континентальных блоков Земли [3].

Некоторые итоги проведенного сравнительного анализа отражены в табл. 1. Необходимые пояснения к этой таблице заключаются в следующем: 1) площади морей даны в процентах от общей изученной площади каждой карты; 2) масса осадочного материала выражена в трлн. тонн, умноженных для удобства графических работ на 0.001 для Циркумарктического пояса и на 0.0001 для глобальных данных; 3) интенсивность седimentации выражена в трлн. т/млн. лет, умноженных из тех же соображений на 0,0001 как для изученного региона, так и для глобальных данных; 4) распространение континентальных и морских обломочных отложений дано в процентах от общего объема осадочного материала.

Таблица 1. Сравнение некоторых глобальных и региональных количественных параметров триасово-палеогеновой седиментации

Отдел	Площадь моря		Масса осадков		Интенсивность седиментации		Континентальные обломочные осадки		Морские обломочные осадки	
	1	2	1	2	1	3	1	2	1	2
Pg3	13	9	6.6	2.4	0.6	2,2	17,1	27,7	74,3	50,2
Pg2	18	18	3.4	5.1	0.2	2,3	13,7	12,1	62,9	28,6
Pg1	9	15	2.2	1.6	0.2	1,6	18,2	26,2	51,5	27,8
K2	33	29	29.4	12.1	0.9	3,5	20,2	17,2	60,5	25,8
K1	29	26	35.8	12.8	0.8	2,8	22,9	24,6	63,7	31,2
J3	39	26	13.4	6.3	0.9	4,2	4,5	13,5	88,2	34,1
J2	31	22	7.7	5.6	0.5	3,5	9,9	18,3	85,6	37,2
J1	33	18	7.7	5.3	0.3	2,3	12,1	21,6	84,5	35,2
T3	30	17	13.5	8.4	0.5	3,1	7,6	30,8	74,8	21,5
T2	29	15	9.1	3.3	0.5	1,9	10,4	11,4	78,2	31,1
T1	26	13	13.9	2.8	1.9	4,1	24,7	33,4	57,8	22,9
Коэффициенты корреляции	0.66		0.88		0.73		0.48		0.47	

Примечание. 1 – наши данные [1, 2] для Циркумарктического пояса; 2 – глобальные данные [3]; 3 – глобальные данные [3], пересчитанные по геохронологической шкале [4].

Следует отметить, что несмотря на небольшое число сопоставляемых пар данных, полученные данные статистически вполне репрезентативны, т.к. каждое из значений табл. 1 представляет собой концентрированное выражение огромного фактического материала. Исследование приведенной таблицы показало, что в пределах 95%-ого доверительного интервала коэффициенты корреляции для площадей морей, массы осадочного материала и интенсивности его седиментации являются значимыми. Отсюда следует ведущая роль глобального фактора в истории этих параметров в Циркумарктическом поясе. Можно уверенно говорить о доминировании глобальных эвстатических колебаний уровня моря первого порядка в истории соотношения суши и моря в исследованном регионе. Интересна большая роль морской седиментации в Арктике по сравнению с территорией всех континентальных блоков Земли. Вероятно, это явление обусловлено окраинно-континентальным положением Циркумарктического пояса. Четко проявлены юрско-меловая талассократическая и палеогеновая геократическая глобальные эпохи. В то же время в триасе глобальная и региональная ситуации заметно различались.

С еще большей уверенностью возможно указать на ведущую роль

глобального тектонического фактора (скорее всего, циклов Штилле) в истории накопления масс осадочного материала. Пересчет глобальных данных по интенсивности седиментации на современные [4] о продолжительности формирования изученных отделов мезозоя-кайнозоя лишь немного уменьшил величину коэффициента корреляции, полученного для масс осадков.

В то же время коэффициенты корреляции для пар континентальных и морских обломочных отложений не являются статистически значимыми. Отсюда следует ведущая роль регионального фактора в их накоплении, обусловленная высокоширотным окраинно-континентальным положением изучаемого региона, а также движениями литосферных плит.

Предлагаемая методика мелкомасштабных исследований с низким временным разрешением позволяет на количественном уровне выявить относительную роль глобального и регионального факторов в мезозойско-палеогеновой истории седиментации. В то же время проблема пространственно-временных границ и детальности применения этой методики еще требует своего исследования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 11-05-00326.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Фациальная структура, количественные параметры и условия седиментации в Циркумарктическом поясе. Сообщение 1. Триас-юра // Геохимия. 2014 (в печати).
2. Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Фациальная структура, количественные параметры и условия седиментации в Циркумарктическом поясе. Сообщение 2. Мел-палеоген // Геохимия. 2014 (в печати).
3. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли (количественные закономерности строения, состава и эволюции). М.: Наука, 1980. 78 с.
4. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge Univ. Press, 2004. 82 p.

We have proposed the new method for evaluation of the relative role of global and regional regularities in sedimentation history of any region. The case study is devoted to Triassic-Oligocene sedimentation of the Circumarctic Belt.

**Леин А.Ю.¹, Маккавеев П.Н.¹, Саввичев А.С.²,
Кравчишина М.Д.¹, Беляев Н.А.¹, Дара О.М.¹, Поняев М.С.¹,
Захарова Е.Е.², Розанов А.Г.¹, Иванов М.В.², Флинт М.В.¹**

⁽¹⁾Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: lein@ocean.ru;

⁽²⁾Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН, г. Москва, e-mail: ivanov@inmi.host.ru

**Процессы трансформации взвеси в осадок в Карском море
в сентябре 2011 г.**

**Lein A.Yu.¹, Makkaveev P.I.¹, Savvichev A.S.²,
Kravchishina M.D.¹, Belyaev N.A.¹, Dara O.M.¹, Ponyaev M.S.¹,
Zaharova E.E.², Rozanov A.G.¹, Ivanov M.V.², Flint M.V.¹**

⁽¹⁾Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ⁽²⁾Winogradsky Institute of
Microbiology RAS, Moscow)

**The processes of particulate matter transformation from water
column to sediment in the Kara Sea during September 2011**

Комплекс исследований зоны контакта водной толщи поверхностных осадков, проведенный в Карском море в сентябре 2011 г. большим коллективом научных сотрудников в 59 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» позволяет сделать ряд важных выводов:

- на границе вода–дно существует, как правило, наиллок мощностью от 1 мм до 0.5 см и более;

- в наилке обнаружен рост интегральной активности микроорганизмов (¹⁴CO₂-ассимиляция) по сравнению с наддонной водой и поверхностным осадком;

- максимальные величины общей численности микроорганизмов наблюдаются в наилке, где эта величина может достигать 17.5 млн кл.*мл⁻¹;

- в пограничную зону вода–осадок, т.е. в наиллок, поступает сверху из водной толщи взвешенное органическое вещество, обеспечивающее деятельность гетеротрофов, а снизу из осадков поступают восстановленные соединения (N-NH₄⁺, HS⁻, CH₄, Fe²⁺, Mn²⁺ и др.), необходимые для деятельности автотрофных микроорганизмов;

- наличие активных автотрофов (тионовых и нитрификаторов) в наилке подтверждено в экспериментах с добавкой тиосульфата натрия и аммонийного азота ростом величины CO₂-ассимиляции;

- в наилке наблюдается снижение концентрации кислорода и рост по сравнению с водной толщей растворенных биогенных элементов и сульфат-иона; последнего за счет окисления восстановленной серы, поступающей из осадков;

- увеличение численности микроорганизмов в наилке сопровождается увеличением содержания н-алканов C₁₄–C₂₀;

– максимум биомассы микроорганизмов, как правило, приходится на наилок, где за счет этой изотопно-тяжелой ($-18 - -20\%$) биомассы изотопный состав общего C_{org} наилка обогащается изотопом ^{13}C по сравнению с C_{org} взвеси в водной толще и C_{org} в осадках;

– изменение изотопного состава C_{org} в наилке (и в осадке) по сравнению с C_{org} взвеси водной толщи относится, по-видимому, к широко распространенному явлению, доказывающему ведущую роль микроорганизмов в трансформации взвеси на границе вода–осадок в арктических шельфовых морях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 12-05-00210 а); Программы Президиума РАН № 23, а также гранта Президента РФ № НШ-618.2012.5.

Studying of the biogeochemical processes participating in transformation of substance of a water suspension during a precipitation on a meridional profile of the Yenisei River – St. Anna's trench (Kara Sea), with use of hydrochemical, geochemical, microbiological, radio isotope and stable isotope methods is carried out. The contact zone water–sediment consists of three subbands: the added water, a fluffy layer and a superficial deposit. Change of isotope composition of C_{org} in a fluffy layer and superficial deposit in comparison with C_{org} of a suspension – the widespread phenomenon in the Arctic shelf seas, proving the leading role of microorganisms in transformation of a suspension in a deposit.

Леликов Е.П., Емельянова Т.А.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток; e-mail: lelikov@poi.dvo.ru, emelyanova@poi.dvo.ru)

Гранитоиды Тихоокеанского склона Курильской островодужной системы

Lelikov E.P., Emelyanova T.A.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute Far Eastern Branch RAS, Vladivostok)

Granitoids of the Pacific slope of the Kuril Islands Arc

В процессе выполнения геолого-геофизических исследований тихоокеанского склона Курильской островной системы (хребет Витязя) в трех рейсах на научно-исследовательском судне «Академик М. Лаврентьев» (2005, 2006 и 2010 гг.) на ряде станций драгирования были установленные гранитоиды. Проведено определение петрогеохимических особенностей этих пород, их роли в формировании подводного хребта Витязя, сравнение с гранитоидами Броутоновской группы подводных вулканов Охотского моря и ксенолитов острова Симушир.

Гранитоиды подводного хребта Витязя. Эти породы были подняты в виде угловатых обломков, валунов и галек наряду с вулканогенными и осадочными породами. Они установлены при драгировании Северного плато и на вершине и склонах хребта к югу от грабена Буссоль. На основании определения радиоизотопного возраста среди них выделяются породы позднемелового (74.0–78.5 млн. лет) и эоценового комплексов (49.2 млн. лет). Наибольшим распространением среди них пользуются породы первого комплекса, в которых преобладают биотит-роговообманковые граниты, а кварцевые диориты, гранодиориты и сиениты встречаются единичных случаях.

Гранитоиды поздемелового комплекса. Биотит-роговообманковые граниты сложены плагиоклазом (An_{20-25}) 25–35%, калиевым полевым шпатом (10–12%), иногда до 30%, кварцем (15–25%), роговой обманкой до 10% и биотитом до 7%. В меланократовых разностях гранитов содержание кварца не превышает 15%, а роговой обманки составляет 15–18%. В биотит-роговообманковых гранит-порфирах порфировые выделения (40–45%) представлены кристаллами олигоклаза (An_{13}) – 25–30%, зернами калиевого полевого шпата (10–15%), кварца (20–25%), биотита (до 7%) и роговой обманки, а микрогранитовая основная масса сложена олигоклазом, кварцем, калишпатом и биотитом. Субщелочные роговообманковые граниты состоят из калишпата 40–45%, альбита 10–15%, кварца 10–15%, роговой обманки 5%, вторичных минералов: эпидота 10%, мусковита 10–15%, хлорита 15–20%. Биотитовые граниты состоят из калишпата-пертита 35–40%, кварца 30–35%, зонального плагиоклаза ($An_{13,2}$) – 10–15%, биотита 7–10% ($f=0.77$), магнетита 5%.

Биотит-роговообманковые порфировидные гранодиориты сложены зональным плагиоклазом – 25–35%, кварцем до 10%, калишпатом до 10%, биотитом 10–12%, роговой обманкой до 15%. Кварцевые диориты – мелкозернистые породы, состоящие из кристаллов плагиоклаза (30%), зерен калиевого полевого шпата (до 10%), кварца (15%), роговой обманки (8–10%), биотита (7–8%), титаномагнетита (до 1%). Биотит-клинопироксеновые граносиенит-порфиры сложены вкрапленниками (40–45%) плагиоклаза (An_{48-56}) – 35–40%, клинопироксена 10–15%, биотита 10%, оливина 5–7%, присутствует калишпат – 10–15%, топаз до 5%, апатит, циркон, титаномагнетит до 10%.

Эоценовый комплекс. К нему отнесены глыбы среднезернистых массивных гранитов, поднятые при драгировании на станции 37-17. Это биотит-роговообманковые гранит-порфиры сходные с позднемеловыми гранитами, отличаясь от них меньшим количеством вкрапленников (до 30%), сложенных кристаллами зонального плагиоклаза (центр- $An_{14.7}$, краевая зона $An_{9.9}$) (25–30%), зернами калиевого полевого шпата (20–25%), кварца (20–25%), биотита до 8%, роговой обманки и микропегматитовой структурой основной массы.

Гранитоиды Броутоновской группы вулканов. Эта группа подводных вулканов занимает центральное положение в Курильской островной дуге между островами Симушир и Уруп на продолжении Броутоновского хребта, вдающегося в Курильскую глубоководную котловину Охотского моря. Они располагаются в виде цепочки из восьми вулканических построек, протягивающихся перпендикулярно к Курильской дуге от островов Черные Братья. Район подводных вулканов находится в зоне изгиба вулканического фронта Большой Курильской дуги [1]. Во фронтальной зоне дуги на хребте Витязя этот изгиб проявляется в виде зоны активного растяжения и деструкции. Здесь выделяются поперечные линейные структуры преимущественно северо-западного простирания, пересекающие генеральный план островодужной системы на ряд блоков.

На горе Обручева, расположенной в 105 км от вулканического фронта и в 50 км к С-З от острова Броутона и на вулканическом массиве Вавилова, расположенном в 30–35 км от Броутона наряду с базальтами и андезитами подняты породы, которые можно отнести к образованиям мезозойского фундамента Курильской дуги: диориты, гранодиориты, граниты и сиениты. [1, 2].

Диориты сложены плагиоклазом (75–80%) двух генераций: зональные кристаллы андезина An_{38-42} и более крупные (2.0–2.5 мм) зерна без двойников, роговой обманкой и редкими зернами кварца. В кварцевых диоритах содержание кварца до 10% и наряду с роговой обманкой присутствует пироксен (до 20%). Среди гранодиоритов выделяются пироксен-роговообманковые и биотит-роговообманковые разновидности. Первые – порфировидные породы, сложенные плагиоклазом An_{32-38} до 50%,

пироксеном до 15%, роговой обманкой (5–10%), кварцем до 15% и калиевым полевым шпатом до 15%. Вторые состоят из плагиоклаза (45–50%), кварца до 30%, биотита и роговой обманки до 15% и калишпата. В граносиенитах калиевый полевой шпат несколько преобладает или находится в равных количествах с плагиоклазом (35–40%), количество кварца не более 10% и биотит в виде единичных зерен. Биотит - роговообманковые граниты сложенные плагиоклазом (An_{25-27}) до 45%, калишпатом до 30%, кварцем до 20%, биотитом и роговой обманкой, замещенных хлоритом и эпидотом. В биотитовых гранитах калиевой полевой шпат (до 40%) образует кристаллы с микроклиновой решеткой и пертитам альбита. Остальные минералы: плагиоклаз (An_{24-26}) до 35%, кварц до 25%, биотит 2–3%, циркон, анатаз, магнетит.

Радиоизотопные данные (K-Ar метод) биотит-роговообманковых гранитов (94 ± 4 млн. лет) и сиенитов (112 ± 12 млн. лет) свидетельствуют о формировании гранитного массива в ранне-позднемеловое время.

Ксенолиты роговообманковых диоритов и плагиогранитов [3]. представлены угловатыми обломками (8–10см в поперечнике) собранными в лавах вулкана Мильна остров Симушир. Это полнокристаллические порфиновые породы, сложенные плагиоклазом An_{50} до 48%, роговой обманкой до 22%, пироксеном, рудным минералом до 3% и вторичными: хлоритом до 14% и кристобалитом до 13%. Ксенолиты плагиогранитов также установлены на острове Симушир в современных лавах вулкана Горящая Сопка. Внешне это розовато-серая, хрупкая порода, в которой видны зерна полевого шпата и кварца. Наблюдается частичное расплавление породы с появлением вторичного стекла (11.4%). Сохранившиеся зерна плагиоклаза (до 66%) и кварца (до 15%) имеют заливчатые очертания

Петрогеохимические особенности гранитоидов. По химическому составу, изученные гранитоиды составляют ряд от диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов к лейкогранитам, при преобладающем количестве гранодиоритов. По соотношению SiO_2/K_2O гранитоиды распадаются на две серии: известково-щелочную и высококалиевую известково-щелочную. В первую попадают породы острова Симушир, диориты и граниты Броутоновской группы вулканов, а ко второй относятся породы хребта Витязя. Na_2O/K_2O отношение в позднемеловых гранитоидах хребта Витязя колеблется в пределах 0.89–0.99, редко превышая единицу, в Браутоновской группе – 1.04–4.59, редко опускаясь до 0.85. В высококалиевых эоценовых гранитах Na_2O/K_2O составляет 0.68–0.77. Гранитоиды из ксенолитов острова Симушир отличаются повышенным содержанием Al_2O_3 – 17.03–19.6%, низким содержанием щелочей с преобладанием Na_2O над K_2O .

Породам характерен фракционированный спектр распределения редкоземельных элементов с накоплением легких (LREE) элементов относительно тяжелых (HREE). В высококалиевых породах известково-

щелочной серии это выражается более отчетливо, что отражено в более высоких значениях отношений (La/Sm) – 3.82–7.16 и (La/Yb) 7.37–18.82, чем в породах известково-щелочной серии 1.92–3.55 и 3.21–6.62. Для гранитоидов хребта Витязя отмечается европиевая аномалия, наиболее отчетливо проявленная в эоценовых гранитах ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.24\text{--}0.39$), чем в диоритах и гранодиоритах позднемелового комплекса ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.63\text{--}0.73$). Гранитоиды Браутоновской группы отличаются от гранитов Витязя в равномерном распределении REE также с накоплением LREE относительно HREE (La/Sm) – 2.69–3.12 и (La/Yb) 5.86–6.45 и отсутствием европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.96\text{--}1.02$).

На основании изучения гранитоидов трех возрастных комплексов фундамента Курильской островодужной системы установлены черты их сходства и ряд различий. Сходство, прежде всего, определяется единым дефференциальным рядом пород от диоритов до лейкогранитов и сиенитов, формирующих гранитоидные массивы в сходной геодинамической обстановке. На дискриминационных геохимических диаграммах Пирса [4], построенных на соотношениях Y-Nb и Rb-(Y+Nb) изученные гранитоиды в целом попадают в поле вулканических дуг и синколлизионных пород.

Закключение. На подводных структурах тихоокеанского и охотоморского склонов Курильской островной дуги на хребте Витязя и Броутоновской группе вулканов установлены выходы терригенных и интрузивных пород, прослеженные на многие километры геофизическими методами и драгированием. Они могут быть отнесены к фундаменту островодужной системы. Их изучение играет важную роль для решения проблемы происхождения островной дуги, поскольку эти данные позволяют оценить время заложения дуги и эволюцию ее геологического развития. Наиболее древние вулканогенно-осадочные отложения, установленные на хребте Витязя отвечают позднемеловому – раннепалеоценовому времени, а среди интрузивных пород – позднемеловые гранитоиды [5]. Однако изотопные данные могут свидетельствовать об участии древнего докембрийского корового материала в источнике эоценовых вулканитов. Возможно, область хребта Витязя представляла собой окраину континента, где вплоть до плиоцен-плейстоцена накапливались продукты эрозии древних пород [6]. При изучении гранитоидов из различных структур фундамента Курильской островной системы установлен ряд общих характеристик, таких как наличие отрицательной Ta-Nb аномалии, соотношений Y-Nb и Rb-(Y+Nb), состава биотитов, связанных, прежде всего, с их формированием на континентальной коре в геодинамических условиях становления островной дуги и коллизионных явлений, связанных с напряжением сжатия при перемещении и погружении Тихоокеанской плиты под Азиатский континент. Субдукционные и коллизионные процессы на окраинах континентальных плит сопровождаются плавлением континентальной коры и формированием гранитов. Подтверждением этому служит высокая

степень насыщения Al относительно суммы Ca, Na, K большинства пород, согласно которой они относятся к гранитам S-типа. Наряду с этим породы различных структурных зон и возраста имеют свои особенности. Они различаются параметрами общей щелочности, калиевоности, концентрациями Rb, Sr, Ba, Cs, которые возрастают от более древних гранитов Броутоновской группы к молодым эоценовым породам хребта Витязя.

Гранитоиды из различных структур фундамента Курильской островной системы представляют собой гипабиссальные образования производные андезитовой магмы, обладающие многими общими петрогеохимическими чертами, Их геохимические особенности свойственные гранитоидам вулканических дуг, геодинамическая позиция могут свидетельствовать о формировании Курильской островной дуги на коре континентального типа

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО, проект 09-05-98602, ДВО РАН, проект 12-III-A-07-122 и ФЦП «Мировой океан».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Волюнец О.Н., Антонов Ю.А. и др. Каталог подводных вулканов Курильской островной дуги. М.: Наука. 1992. 528 с.
2. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток. Дальнаука. 1994. 266 с.
3. Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских вулканов. Новосибирск. Наука. 1975. 138 с.
4. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. Part 4. P. 956–983.
5. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А. и др. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе «сейсмической брешы» (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 2. С. 3–15.
6. Емельянова Т.А., Костицын Ю.А., Леликов Е.П. Геохимия вулканитов подводного хребта Витязя на тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Геохимия. 2012. № 3. С. 316–332.

Research of the Vityaz Ridge geology is carried out during the three marine expeditions of the R/V “Akademik M.A. Lavrent’ev” (cruises 37, 41 and 52) in 2005, 2006 and 2010. Determination of radioisotope age and research of geochemical, petrographic are subdivided granitoids by the Late Cretaceous and Eocene complexes.

Митяев М.В., Герасимова М.В.

(Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, e-mail: mityaev@mmbi.info)

Позднечетвертичная история осадконакопления в проливах архипелага ЗФИ

Mityaev M.V., Gerasimova M.V.

(Murmansk marine biological institute KNC RAS, Murmansk)

Late Quaternary history of sedimentation in Franz-Josef Land archipelago' channels

Эволюция осадконакопления за последние двадцать тысяч лет на акватории архипелага ЗФИ была тесно связана с историей климатических изменений в Арктике. Можно выделить три этапа седиментации: ледниковый (эрозионный), марино-гляциальный (гляциально-морской), и морской (ледово-морской). Во время каждого этапа существовал свой набор параметров поставки и аккумуляции вещества (мощность ледника, механизмы подготовки, транспортировки и аккумуляции, открытость питающей провинции, первичная продукция).

В настоящее время в проливах и заливах архипелага ЗФИ верхневалдайские ледниковые отложения (диамиктон) не вскрыты. Они описаны в сопредельных желобах-впадинах: Франц-Виктория [1, 2], Святой Анны [3], Альбанова и Вильчековская впадины [2, 3]. Ледниковые отложения представлены темно-серыми плотными, тягуче-пластичными отложениями пониженной естественной влажности (менее 18%) и неупорядоченной массивной текстуры [2]. Отложения по гранулометрическому составу представляют собой хаотическую смесь фракций от галек до пелита [3]. Предполагается субконтинентальный генезис отложений, как донной морены. Возможно, 20–18 тыс.л.н. в максимум поздневалдайского оледенения ледниковый щит на архипелаге ЗФИ имел непосредственный контакт с дном. Если исходить из положения, что на Баренцевоморском шельфе в позднем плейстоцене оледенением были охвачены только архипелаги и поднятия морского дна (умеренное развитие оледенения) [4, 5], то ледниковый щит на архипелаге ЗФИ не мог быть большой мощности. Следовательно, для того, чтобы маломощный ледник имел контакт с дном в глубоких современных проливах, необходимы их меньшие глубины. Меньшие глубины в максимум последнего оледенения обеспечивались более низким уровнем Мирового океана и «вдавленным» положением дневной поверхности архипелага. Суммарный эффект эвстатического повышения уровня моря и неотектонического (гляциоизостатического) поднятия суши для Баренцевоморского шельфа, по разным авторам, оценивается в 180–250 м [6–11]. Таким образом, в период оледенения, вероятно, с 24 по 18 тыс.л.н.

осадконакопление в районе архипелага не происходило, а отложения основной (донной) моренные формировались в дистальных частях ледникового щита.

В начальный этап дегляциации растянувшийся на 6 тыс. лет (возможно, до конца беллинга или первой фазы аллереда) произошло несколько важных событий. Во-первых, мощность ледникового щита резко уменьшилась, и он потерял связь с морским дном, в подледных условиях начинают формироваться марино-гляциальные отложения. Во-вторых, начинается сводовое (гляциоизостатическое) поднятие архипелагов и активизация дизъюнктивных структур. В этот период седиментация протекала в импульсном режиме, когда огромные массы талой воды поступали в бассейн седиментации и, смешиваясь с морскими водами, освобождались от осадочного вещества [3]. В массовом количестве образуются айсберги. Формируются голубовато-серые, серые песчано-алевритовые глины, содержащие рассеянную гальку и гравий. В отложениях преобладают массивные (очень редко с неясно выраженной слоистостью), пятнистые текстуры. В отложениях нередко наблюдаются прослои песка и алеврита изредка гравия с галькой. От диамиктона отложения отличаются меньшей плотностью, более тонким составом, наличие бентосных и планктонных фораминифер. Максимально вскрытая мощность отложений 380 см [2]. В конце этапа в приокеанических прогибах и на океанических поднятиях морского дна формируется слой хард-граунд, на континентальных склонах гляциотурбидиты мощностью до 100 м.

Собственно морской (ледово-морской) этап седиментации наступил в конце беллинга начале аллередовской климатической стадий около 12–12.5 тыс.л.н. Он связывается с первой позднеледниковой трансгрессией портландия. В этой связи важно, что береговых линий этого времени, на островах архипелага не выявлено, возможно, архипелаг был покрыт единым ледяным щитом вплоть до трансгрессии литорина. В послеледниковое время среди механизмов аккумуляции резко преобладает подледное осадконакопление из нефелоидного слоя, развиваются процессы биотранспорта и биоаккумуляции (хотя роль биотранспорта не велика, роль биоаккумуляции суспензий трудно переоценить). Формируются отложения коричневатого, зеленоватого (оливкового) цвета, гомогенной текстуры, энергично биотурбированные. Очень редко наблюдаются полосчатые и пятнистые текстуры. Активно развивается раннедиагенетический гидротроилит, бентосные фораминиферы характеризуются широким разнообразием, появляются раковины моллюсков, трубки полихет. Максимальная вскрытая мощность не превышает 2.5 м [2]. Венчает разрез морских отложений современные осадки мощностью до 25 см. В настоящее время оформились фациальные зоны (ледовая, ледниково-морская, морская и ледово-морская) последовательно сменяющие друг друга в латеральном направлении. По мере дальнейших климатических изменений можно

предположить два варианта развития процесса осадконакопления в проливах архипелага.

Первый: при дальнейшем сокращении объема и площади ледниковых массивов архипелага неизбежно произойдет и сокращение зон ледниковой и ледниково-морской седиментации, усилится прибрежно-морское осадконакопление. В зависимости от скорости и масштабов сокращения ледового покрова будет изменяться и условия аккумуляции суспензий. Возможно, подледное осаждение взвесей приобретет резко подчиненное значение.

Второй: при замедлении дегляциации ледниковых массивов или при увеличении площади ледников произойдет расширение зон ледниковой аккумуляции при этом, вероятней всего, будет господствовать нефелоидное осадконакопление в подледных условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреева И.А., Волкова Ю.В., Зинченко А.Г. и др. Фациальные особенности позднеплейстоцен-голоценовых отложений Баренцевоморского шельфа // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Кн. 2. Апатиты. Изд-во КНЦ РАН, 2001. С. 19–29.
2. Murdmaa I., Ivanova E., Levitan M. Facies system of the Central and Eastern Barents Sea since the last glaciations to recent // *Mar. Geology*. 2006. V. 230. P. 275–303.
3. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
4. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. М.: Наука, 1984. 176 с.
5. Матишов Г.Г. Краевые ледниковые образования дна океана // *Океанология*. 1986. Т. 26. № 6. С. 967–975.
6. Кошечкин Б.И., Кудлаева А.Л., Первунинская Н.А., Самсонова Л.Я. Древнебереговые образования северного и северо-восточного побережья Кольского полуострова // Вопросы формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского полуострова. Л.: Наука, 1971. С. 17–85.
7. Ковалева Г.А., Голубков В.С., Гусев Б.В. Современные движения острова Земля Александры (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфах Северного Ледовитого океана. Л.: Наука, 1974. С. 87–92.
8. Мусатов Е.Е. Неотектоника Западно-Арктической Континентальной окраины. Диссертация на соискание ученой степени доктора г-м. наук. СПб., 1995. 598 с.
9. Авенариус И.Г., Дунаев Н.Н. Некоторые аспекты развития рельефа в позднем Валдае в восточной части Баренцева моря и прилегающей суши // *Геоморфология*. 1999. № 3. С. 57–62.
10. Митяев М.В. Морфотектоника и позднечетвертичная история формирования Мурманского побережья и прилегающего шельфа Баренцева моря. Диссертация на соискание ученой степени кандидата г-м. наук. М.: МГГА, 2001. 178 с.
11. Митяев М.В., Корсун С.А. Геолого-геоморфологическое и неотектоническое строение восточной части острова Кильдин // *Геоморфология*. 2010. № 1. С. 77–86.

Results of studying of geologo-geomorphological structure, ground adjournment and up-to-date conditions sedimentation in channels of Franz-Josef Land archipelago together with literary data on adjacent water areas allow to consider history of sedimentation on archipelago water area in glacial and postglacial ages.

Мысливец В.И.

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва;
e-mail: myslivets@yandex.ru)

Признаки поднятия на побережьях Земли Франца-Иосифа Myslivets V.I.

(M.V. Lomonosov Moscow state university, Moscow)

Uplift features on the coasts of Franz-Josef Land

Высокоширотный (80–82 градуса с.ш.) архипелаг Земля Франца-Иосифа представляет собой сложную систему крупных (более 1000 кв. км) и мелких (10–100 кв. км) островов и разделяющих их глубоких (300–650 м) проливов. Острова составляют три большие группы – западную, центральную и восточную, разделенные проливом Де Брюйне, Британским каналом и Австрийским проливом; пролив Маркама разделяет центральную группу на две подгруппы – северную и южную, а Северо-Восточный пролив отделяет от восточной группы о-ва Белая Земля. Большинство крупных островов располагается в западной и восточной группах; в центральной группе в основном сосредоточены средние и мелкие острова высотой до 50–60 м. Максимальные отметки островов составляют от 500 до более чем 600 м. Таким образом, амплитуда надводного и подводного рельефа архипелага превышает 1200 м.

Большая часть островов представляет собой типичные плато, бронированные основными пластовыми интрузиями и эффузивами долеритов и базальтов готерив–баррема и апт–альба, переслаивающимися с туфами, туффитами и терригенными угленосными породами. Подстиляется эта толща прибрежно-морскими, морскими и континентальными отложениями верхнего триаса, юры и местами – каменноугольными, а перекрывается она преимущественно терригенными образованиями верхнего мезозоя и кайнозоя [1]. Характерной особенностью ряда островов являются долеритовые дайки, образующие гряды высотой 10–20 м и длиной до километра и более. Отпрепарированные дайки встречаются и на морском дне.

В структурном отношении Земля Франца-Иосифа расположена в зоне крупного прогиба, протягивающегося с северо-востока на юго-запад. Компенсированное осадконакоплением прогибание в раннем мелу стало сопровождаться дроблением на блоки и интенсивным платобазальтовым вулканизмом. Второй этап раскалывания земной коры имел место, как считает В.Д. Дибнер [1], на рубеже плиоцена и плейстоцена. В результате более интенсивных поднятий на восточных островах осадочно-вулканогенные отложения в значительной степени денудированы и на поверхность выходят верхнетриасовые и юрские осадочные отложения. На расположенных западнее островах они слагают прибрежные участки, а внутренние районы перекрыты платобазальтами.

На характер и роль новейших движений существуют две точки зрения. Согласно более ранней, в современной структуре горсты, как правило, представлены островами и их подводными цоколями, а грабены – наиболее глубокими участками желобов – проливов; оледенение лишь моделировало тектонический рельеф [1]. Согласно другой, в новейшее время архипелаг испытал не дробление на блоки, а слабо дифференцированное сводовое поднятие с максимальной амплитудой в восточной части. Желоба же в проливах имеют экзарационную природу и в плане образуют сеть разветвленных долин с притоками, направленных с юга на север или на восток [2]. Наши исследования показывают, что, хотя прямых доказательств грабенообразной природы желобов не получено и соотношение тектонического и экзарационного факторов в их образовании неизвестно, несомненна структурная предопределенность плановых очертаний этих форм. Наиболее вероятно, что желоба главных проливов архипелага могут быть грабенами (иногда односторонними), о чем свидетельствуют очень крутые, прямолинейные ограничивающие уступы. Узкие, шириной от одного до 10 километров, прямолинейные желоба-проливы могут представлять собой дизъюнктивные зоны, проработанные денудацией. Остальные желоба занимают переходное положение между этими двумя группами.

Общая площадь ледников в 70-е – 80-е г.г. составляла 13735 кв. км [2, 3] и они существовали на 56 островах архипелага из 191. Выделяются две их группы – ледниковые шапки округлой формы и купола с выводными ледниками. Приуроченность последних к понижениям отражает большое влияние подледного рельефа на характер оледенения и определяет существование ледяных берегов – участков возникновения айсбергов и айсблоков. В.Н. Сакс [4] считал современное оледенение Земли Франца-Иосифа остатком плейстоценового. Сейчас полагают [2, 3], что покровное оледенение в районе архипелага деградировало почти или полностью в аллереде; современное оледенение возникло в голоцене и условия его существования сейчас неблагоприятны: среднегодовое количество осадков составляет 27.5 г/кв. см, величина поверхностной абляции достигает 30–35 г/кв. см, а на образование айсбергов и абразию ледяных берегов ежегодно расходуется объем льда, эквивалентный слою воды в 20 см. До нашего времени оледенение сохраняет пульсирующий режим. Признаки отступления ледников особенно хорошо выражены в юго-восточной части о. Галля, где нами зафиксированы поднятая приледниковая флювиогляциальная дельта с раковинами моллюсков, слоистостью, общей мощностью до 4–5 м, и конечная морена с котловинами на месте вытянутых глыб мертвого льда.

Свидетельством голоценового поднятия архипелага служит комплекс хорошо выраженных морских террас или береговых валов с раковинами морских моллюсков (*Mya truncata*, *Hiatella arctica*, *Astarte borealis*), кости китов, моржей, тюленей, многочисленный плавник. М.Г. Гросвальд с

соавторами [2] пришли к заключению, что голоценовое поднятие архипелага имеет асимметричный характер – изохронная поверхность наклонена к востоку, о чем говорят отметки верхней границы голоценовых береговых линий: от 35 м на о. Земля Александры на западе до 5–8 м на о. Грэм-Белл на востоке. По нашим данным [5, 6], наиболее высоко эта отметка находится на о. Белл на юго-западе архипелага – на 49 м, а максимальные скорости поднятия в среднем за голоцен, по данным радиоуглеродного датирования, составляют около 5 мм/год. За последние одну – две тысячи лет скорости уменьшились до 1–2 мм/год, что, в общем, соответствует картине гляциоизостатических движений. Правда, еще в 1974 г. Г.А. Ковалева с соавторами показала, что средняя относительная скорость поднятия на террасированных побережьях Земли Александры составляет 2–3 мм/год, а для обрывистого побережья она в 1.5–2 раза выше и достигает 4 мм/год. Поднятие островов в этом случае напоминает о блоковом строении архипелага. Не исключено влияние гидроизостазии, с одной стороны, и горизонтальных движений со стороны хребта Гаккеля – с другой.

Обстоятельный морфоструктурный анализ выполнили И.Г. Авенариус и Т.Ю. Репкина [7]. Они показали, что наиболее адекватны представления о дифференцированных блоковых движениях архипелага, продолжающихся и в настоящее время; об этом говорит современная сейсмичность с магнитудами до 4 и более.

Желоба проливов Земли Франца-Иосифа имеют неровное, часто скалистое дно, в различной степени перекрытое осадками; мощность последних и возраст подошвы неизвестны. Кроме крупных желобов, на дне отчетливо выражена система желобов-притоков. Обычно они врезаны в подводные цоколи островов. Их верховья расположены под современными выводными ледниками, а устья открываются в главные желоба проливов на глубинах 200–300 м и часто имеют висячий характер. Желоба у о. Земля Георга углублены до 400 – и более чем 500 м. Очевидно, что эти желоба имеют экзарационное происхождение (хотя и под определенным структурным контролем) и образовались в условиях, когда гляциодинамическая структура оледенения архипелага напоминала современную, но уровень моря был на 100–200 м ниже, а мощность льда – выше. В пределах подводного цоколя островов выделяются два уровня стрендфлета – на 30–50 м и 110–180 м, разделенные уступом до глубин 110–140 м. Для обоих уровней нельзя исключить проявления в их морфологии пластовых интрузий. Существование стрендфлета двух генераций свидетельствует о сложной картине изменений уровня океана в плейстоцене.

Присутствие бронирующих пластов долеритов и базальтов приводит к тому, что склоны платообразных островов отступают параллельно самим себе, иногда с образованием высоких денудационных останцов (о.

Бергхауза, о. Белл, мыс Флора на о. Нортбрук). Заключительную стадию процесса денудационного разрушения можно видеть в районе о-вов Этериджа, Мея и Ньютона, расположенных на общем цоколе и имеющих высоту 10–15 м.

Специфику современных процессов в береговой зоне определяют геолого-геоморфологическое строение побережья, характер поступающего в береговую зону материала, уклоны подводного берегового склона, небольшая роль волнового фактора, определяемая ледовитостью и ограниченным расстоянием разгона волны в проливах; сильное влияние современного поднятия архипелага. Немногие встречающиеся клифы (например, мыс Тегетгоф на о. Галля) развиты на участках пересечения дайками береговой зоны. На побережьях высоких платообразных островов к морю чаще всего спускается террасированная поверхность. В приурезовой части развиты береговые валы, сложенные песчаным, гравийно-галечным или (если выход коренных вулканитов недалеко) валунным материалом с размерами обломков 10–30 см. Часто исходные размеры обломков определяются столбчатой отдельностью пород. Влияние поднятия на защищенный отменный берег хорошо видно на берегу пролива Гидросевер между о. Ферсмана и о. Хейса. Талые воды выносят песчано-алевритовый материал, которым сложен берег, в пролив, дно которого поднимается. Берег представляет собой свежую осушку шириной более 600 м, местами покрытую россыпями раковин моллюсков. На динамически активных побережьях в береговой зоне идет интенсивная аккумуляция валунно-галечного (о. Этериджа), галечного (о. Нансена) или песчаного (о. Белл) материала. В последнем случае севернее останца, давшего название острову (колокол), на поднимающейся поверхности цоколя молодые бары сформировали широкую, более 3 км, террасу с характерными кольцеобразными очертаниями, береговыми валами и лагунами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дибнер В.Д. Земля Франца-Иосифа и о. Виктория // Геология СССР. Т. XXVI. М.: Недра, 1970. С. 60–110.
2. Оледенение Земли Франца-Иосифа / Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Виноградов О.Н. и др. М.: Наука, 1973. 352 с.
3. Корякин В. С. Ледники Арктики. М.: Наука, 1988. 160 с.
4. Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Л.: Водтрансиздат, 1953. 627 с.
5. Среда обитания и экосистемы Земли Франца-Иосифа (архипелаг и шельф) / Матишов Г.Г., Тарасов Г. А., Мысливец В.И. и др. Апатиты: КНЦ РАН, ММБИ, 1994. 258 с.
6. Forman S.L., Lubinski D., Miller G.H. et al. Postglacial emergence of western Franz Josef Land, Russia, and retreat of the Barents Sea ice sheet // Quaternary Science Reviews. 1996. V. 15. P. 77–90.

7. Авенариус И.Г., Репкина Т.Ю. Морфоструктурный план северо-восточной периферии Свальбардской платформы (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты. Изд. КНЦ РАН, 2007. Вып. 7. С. 32–42.

The main features on the Franz-Josef Land shores are uplifted marine terraces with organic matter, the terraced nearshore surface, often beaches and rare cliffs, underwater tranchs with hanging tributaries. Two strendflat levels are seen at underwater foundation of the islands – at the 30–50 m and 110–180 m deeps. They are divided by steep slopes.

Найдина О.Д.

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: naidina@ilran.ru)

Послеледниковые изменения палеосреды региона моря Лаптевых: сопоставление результатов микропалеонтологического анализа и AMS¹⁴C-датирования
Naidina O.D.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Postglacial environmental changes in the Laptev Sea region: a comparison of the results of micropaleontological analysis and radiocarbon ages (AMS¹⁴C)

В результате радиоуглеродного датирования морских осадков методом масс-спектрометрического радиоуглеродного анализа (AMS¹⁴C), а также комплексным исследованиям донных осадков, были заново реконструированы основные этапы постгляциального повышения уровня моря [1]. Судя по имеющимся AMS-датировкам, на рубеже позднеледниковья и голоцена произошло катастрофическое изменение в соотношении суши и моря: за 800–1000 лет воды Арктического океана вторглись в пределы суши примерно на 500 км, образовав акваторию моря Лаптевых [2]. Подъем уровня моря в раннем голоцене обусловил поступление осадков из многолетнемерзлых отложений и трансформацию наземных ландшафтов в шельфовое море. Основными центрами накопления морских осадков в ходе послеледниковой трансгрессии были подводные продолжения палеодолин крупнейших рек – Лены, Яны, Анабара, Хатанги, Оленёк.

Отложения послеледниковья изучены в керне колонок, пробуренных на внешнем восточном шельфе моря Лаптевых в ходе российско-германских экспедиций. Изменения палеосреды моря и суши реконструированы на основе геохронологических данных, обобщения исследований ископаемых комплексов остракод, диатомей и результатов палинологического анализа (пыльца и споры наземных растений и органикостенный фитопланктон).

Хронология осадков колонок основана на радиоуглеродных датировках раковин двустворчатых моллюсков, остракод и фораминифер. После введения резервуарной поправки радиоуглеродный возраст был конвертирован в календарный [1].

На основе результатов проведенных исследований и анализа имеющихся публикаций удалось проследить динамику изменения растительных сообществ, климата и палеосреды моря [3–6].

По данным спорово-пыльцевого анализа морских осадков установлено, что начиная приблизительно с 9.5 кал. тыс. лет назад и почти до 7.7 кал. тыс. лет летние температуры воздуха были выше современных на 3–4°C. В это время на суше тундровая растительность заменялась лесотундровой,

продвигавшейся к побережью моря Лаптевых. Впервые по данным спорово-пыльцевого анализа и AMS¹⁴C-датированных морских осадков удалось провести ландшафтно-климатические палеореконструкции. Максимальное потепление климата установлено в интервале 9.1–8.6 кал. тыс. лет. Это наиболее выраженное потепление климата на побережье синхронно с адвекцией атлантических вод в море Лаптевых. Установленный интервал потепления относится к раннебореальному оптимуму.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Global Planet. Change*. 2001. V. 55. № 3. P. 125–139.
2. Лаврушин Ю.А. Экстремальные природные события в бассейне Северного Ледовитого океана в последние 60 тыс. лет // *Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода*. 2007. № 67. С. 20–32.
3. Найдина О.Д. Природные условия северо-восточного региона моря Лаптевых в раннем послеледниковье // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2013. Т. 21. № 4. С. 124–136.
4. Naidina O.D., Bauch H.A. Early to middle Holocene pollen record from the Laptev Sea (Arctic Siberia) // *Quaternary Int.* 2011. V. 229. P. 84–88.
5. Polyakova Ye.I., Bauch H.A., Klyuvitkina T.S. Early to middle Holocene changes in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages // *Global Planet. Change*. 2005. V. 48. P. 208–222.
6. Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al. Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflected in molluscan, ostracodal and foraminiferal faunas // *Global Planet. Change*. 2005. V. 48. P. 223–251.

A comparison of the first results of a comprehensive micropaleontological analysis (pollen, spores, organic-walled microfossils, diatoms, ostracods) and radiocarbon ages (AMS¹⁴C) from sediment core recovered in the northeastern outer shelf of the Laptev Sea revealed a temporal coincidence between terrestrial and marine environmental changes that occurred between 11.2–10.3 cal. ka. The interval of 9.5–7.5 cal. ka recorded a transition from a shrub tundra environment to forest-tundra vegetation. The active advection of North Atlantic waters and the increase in salinity were also recorded by this warm interval.

**Пересыпкин В.И., Поняев М.С., Романкевич Е.А.,
Ульянцев А.С.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:
peresyipkin@ocean.ru)

**Алканы в донных осадках поверхностного слоя морей
Восточной Арктики**

**Peresyipkin V.I., Ponyaev M.C., Romankevich E.A., Ulyantsev
A.S.**

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Alkanes in the surface layer of bottom sediments of the Eastern
Arctic seas**

В рейсах НИС "Академик Лаврентьев" в 2011 г. на шельфах Берингова, Чукотского, Восточно-Сибирского морей и моря Лаптевых были отобраны и проанализированы на содержание C_{org} и н-алканов 13 проб поверхностного слоя донных осадков. Содержание C_{org} в алевроитовых песках колеблется от 0.37 до 0.42% их сухой массы, а в алевроито-пелитовых и пелитовых илах светло-зеленого, буровато-зеленого цвета составляет 1.34–2.82%. Среднее содержание C_{org} в исследуемых осадках составляет 1.15% на сухую массу. Содержание C_{org} в исследуемых разностях осадков согласуется с картиной распределения ОВ в гранулометрических типах терригенных осадков арктических морей России [1–5 и др.].

Концентрации н-алканов в пробах поверхностных осадков колеблются в пределах $1.31 \div 9.8$ мкг/г воздушно-сухого осадка и являются характерными для средних значений всего Арктического шельфа. Такие величины содержания углеводородов (УВ) приурочены обычно к зонам выноса речного терригенного материала в арктические моря [например, 5] (таблица).

Изменение гидрологических режимов и сокращение площади паковых льдов в Арктических морях в последние годы существенно повлияло на биогеохимические циклы углерода и вследствие этого на состав ОВ донных осадков [6]. По наблюдениям последних лет генезис ОВ поверхностного слоя донных осадков (0–5–10 см) в условиях потепления климата изменился в сторону увеличения доли биогенного морского ОВ при сохранении большого вклада терригенной составляющей. Терригенный материал и вновь образованное морское ОВ из-за малых глубин быстро достигает дна и активно трансформируется на границе вода-дно гетеротрофами, а в верхних слоях донных осадков хемоавтотрофами и сульфатредукторами. Это может приводить в разных обстановках осадконакопления как к облегчению, так и утяжелению изотопного состава остаточного органического углерода.

Таблица. Содержание $C_{орг}$ и соотношение параметров, определяющих генезис органического вещества в донных осадках

№ ст., см	$C_{орг}, \%$	i-C ₁₉ /i-C ₂₀	CPI	$C_{12}+C_{22}/$ $\Sigma C_{23}+C_{35}$	$\Sigma C_{12}-C_{22}$	$\Sigma C_{20}-C_{24}$	$\Sigma C_{23}-C_{35}$	н- алк., мкг/г
9, 0–2	2.82	1.71	0.98	1.65	62.2	12.6	37.8	1.88
9, 7–12	1.65	0.25	1.10	1.38	60.3	17.0	43.6	1.83
9, 20–50	1.67	1.55	1.09	1.95	66.2	12.6	33.8	7.11
11, 0–5	0.42	1.48	0.78	2.28	69.5	20.7	30.5	3.44
13, 2–5	0.78	1.41	1.02	1.50	60.1	18.1	39.9	9.80
13, 5–10	1.17	1.52	1.53	0.98	49.4	17.2	50.6	9.62
15, 0–2	0.43	1.14	1.18	1.28	56.1	20.3	43.9	8.37
15, 2–5	0.43	1.38	1.22	1.23	55.2	19.2	44.8	3.89
33, 0–2	1.92	2.13	1.09	2.26	69.3	14.1	30.7	1.93
33, 2–7	1.34	1.75	1.71	0.94	48.4	14.9	51.6	5.41
94, 0–2	0.83	1.28	1.46	0.90	47.3	15.7	52.7	5.80
94, 3–10	0.91	1.59	1.74	0.73	42.3	18.4	57.7	4.88
107 0–2	0.37	0.72	0.68	2.08	67.5	24.0	32.5	1.31
Min	0.37	0.25	0.68	0.73	42.33	12.57	30.52	1.31
Max	2.82	2.13	1.74	2.28	69.48	23.97	57.67	9.8
Среднее	1.13	1.38	1.20	1.47	57.98	17.28	42.32	5.02

Полученные данные по н-алканам свидетельствуют, что ОВ поверхностного слоя исследованных осадков примерно на 60% является гидрогенным и на 40% терригенным. В целом ОВ исследованных осадков верхнего слоя относится к планктоногенно-терригенному ($\Sigma C_{12}+C_{22}/\Sigma C_{23}+C_{35}$ в среднем – 1.47). Доля микробияльного ОВ составляет в среднем около 17% (таблица) [5].

В распределении н-алканов на всех исследованных станциях в донных осадках наблюдается превалирование низкоцепочечных гомологов с максимумами C_{14} , C_{16} , C_{18} – планктоногенного и с примесью C_{20} – C_{24} микробияльного ОВ. Такое распределение состава н-алканов с основным максимумом молекул C_{16} подразумевает повышенную трансформацию ОВ взвеси в процессе седиментации. Терригенное ОВ представлено типичными н-алканами с максимумами C_{25} , 27 , 29 , 31 , характерными для вещества суши и аэрозольного материала (рис.). Судя по величинам i-C₁₉/i-C₂₀ и CPI (в среднем 1.38 и 1.20 соответственно) обстановка в осадочном слое окислительно-восстановительная, со сдвигом в окислительные условия

диагенеза, ОВ преобразовано сравнительно мало, что подтверждается отсутствием на хроматограммах высоких «горбов» нафтеновых соединений (рис.).

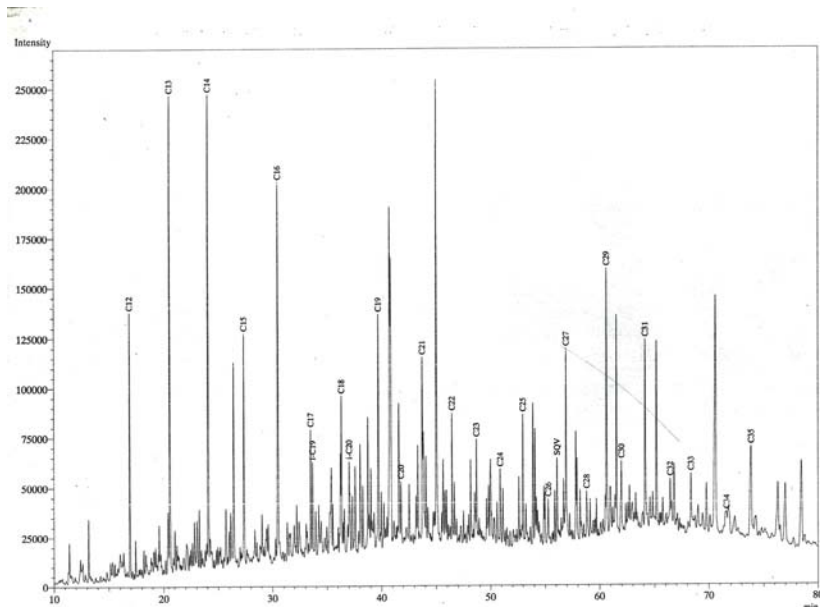


Рисунок. Типичная хроматограмма УВ, выделенных из образца донного осадка

В большинстве проб присутствует довольно большое содержание низкомолекулярных n -алканов C_{12} – C_{14} (более 10%), не синтезируемых морской и наземной биотой, а являющихся компонентами легких нефтей. Это подтверждается также величинами индекса нечетности (CPI) близкими к 1 (табл.). Такое распределение наблюдалось нами в районах, где в толще донных отложений присутствуют газогидратные залежи (вулкан Хаакон Мосби – Норвежское море, озеро Байкал) [7]. По всей видимости, при изменении климатических условий (таяние подводной мерзлоты и т.д.) в Арктическом регионе периодически происходит выброс этих компонентов с потоками метана в верхние слои осадков. Возможно такие процессы происходят не постоянно, а эпизодически, в обстановке активных тектонических движений коры и в местах разломов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 09-05-00011, 12-05-00344), Президиума РАН (Программа № 23), ОФИ-м № 13-05-12033.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биогеохимия пограничных зон Атлантического океана (под ред. Е.А. Романкевича). М.: Наука, 1994. 400 с.
2. Органическое вещество донных отложений полярных зон Мирового океана (под ред. А.И.Данюшевской). Л.: Недра, 1990, 280 с.
3. Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России. СПб., ВНИИОкеангеология, 1999. 286 с.
4. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.
5. Ветров А.А., Семилетов И.П., Дударев О.В., Пересыпкин В.И., Чаркин А.Н. Исследование состава и генезиса органического вещества донных осадков Восточно-Сибирского моря // Геохимия. 2008. № 2. С. 183–195.
6. Ветров А.А., Романкевич Е.А. Первичная продукция и потоки органического углерода на дно в арктических морях, ответ на современное потепление // Океанология. 2011. Т. 51. № 2. С. 266–277.
7. Пересыпкин В.И., Романкевич Е.А., Александров А.В. Исследование состава органического вещества в донных отложениях Норвежского моря // Океанология. 2004. Т. 44. №. 6. С. 854–869.

The content of organic carbon and the composition of n-alkanes in 13 samples of surface sediments from the Bering, Chukchi, East Siberian and Laptev seas are presented. There is a predominance of planktonogenic n-alkanes C₁₄, C₁₆, C₁₈ with a mixture of microbial OM (C₂₀–C₂₄), and C₁₂–C₁₄ (>10%) are not synthesized by the marine and terrestrial biota, and which are components of light oil.

**Погодаева Т.В.¹, Ходжер Т.В.¹, Лопатина И.Н.¹,
Григорьев Н.Ф.²**

(¹Лимнологический институт СО РАН, г. Иркутск, e-mail: tatyana@lin.irk.ru;

²Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, г. Якутск)

Поступление органического вещества в море Лаптевых (залив Буор-Хая)

**Pogodaeva T.V.¹, Khodzher T.V.¹, Lopatina I.N.¹,
Grigorev N.F.²**

(¹Linnological Institute SB RAS, Irkutsk; ²Melnikov Permafrost Institute SB RAS,
Yakutsk)

Supply of organic matter in the Laptev Sea (Buor-Haya Gulf)

Залив Буор-Хая моря Лаптевых – подводное продолжение дельты реки Лены – район активной термоабразии. Баланс осадочного материала складывается здесь из двух главных источников: взвешенного вещества речного стока и продуктов термоабразионного разрушения берегового ледового комплекса [1, 2]. Основными источниками органического вещества (ОВ) в заливе могут быть: первичная фотосинтетическая продукция, продукты термоабразии берегов, речной сток, эоловые поступления, подземный сток. В донных отложениях залива соотношение источников поступления ОВ может существенно изменяться.

С целью выявления закономерностей распределения органических компонент и изменения состава отложений при транзите наносов из береговой зоны на арктический шельф был исследован состав грунтов в центральном секторе прибрежно-шельфовой зоны моря Лаптевых. Полевые работы на побережье и шельфе залива Буор-Хая моря Лаптевых были проведены в 2010–2012 гг.

В августе 2010 г. в береговой зоне у термоабразионных берегов западного побережья п-ова Буор-Хая, сложенных льдистыми породами с мощными повторно-жильными льдами, по 7 профилям отобрано 137 проб поверхностных отложений. По этим же профилям отобраны пробы и со дна моря. 2 пробы отобраны в реке Орто-Стан и ее устье. Береговые отложения представляли собой суглинки с включением органики и прослой торфа. Отложения уреза моря и первых 2 метров по глубине воды были представлены средне- и мелкозернистым песком. Поверхностные отложения при глубине моря свыше 2 метров представляли собой супесь. Проба в реке Орто-Стан представлена супесью, в устье – песком.

В апреле 2011 г. поднята 50 метровая колонка из скважины в 17.5 км на северо-восток от острова Муостях. Из донных отложений с высоким разрешением отобрано 62 пробы. Из берегового отложения мыса Муостях (Быковский п-ов) отобрано 11 проб. Отложения 50 метрового керна представляли собой: первые 33 см – ил, далее до 6 м – суглинки,

последующие 46 м содержали пески с прослоями супеси и опесчаненного торфа. Осадки по всему разрезу характеризуются морским засолением и находятся в зоне отрицательных температур (-0.3 – -1 °C).

В апреле 2012 г. поднята 50 метровая колонка из скважины вблизи западного побережья губы Буор-Хая. Из донных отложений с высоким разрешением отобрано 34 пробы. Отложения керна представляли собой: первые 4–10 м – илистый песок, последующие 36 м содержали слоистые пески с многочисленными прослоями, насыщенными древесным детритом, органикой, с редкими прослоями гальки и гравия. Весь разрез характеризовался отрицательными температурами воды и грунта. Кровля реликтовых многолетнемерзлых пород начинается с глубины 27.5 м.

В августе 2012 г. с берегового уступа с повторно-жильными льдами на северо-восточном побережье острова Муостах и прилегающего пляжа было отобрано 28 проб поверхностных отложений. По мере спуска к урезу воды отложения менялись в последовательности: почти 100% торф – серая супесь с включением органики – супесь с прослоями песка – средне- и мелкозернистый песок с включением органики – суглинков – ил – песок уреза воды.

Пробы были отобраны на различные виды анализов, включая определения концентраций органического углерода, азота, отношения C/N.

Содержание $C_{\text{орг}}$ в пробах определяли в лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН методом каталитического высокотемпературного окисления образцов при 950°C с последующим определением CO_2 с помощью ИК детектора на высокотемпературном анализаторе углерода Vario TOC cube. В качестве результата взяты средние значения трех измерений одного образца. Стандартное отклонение не превышает 0.01%.

По полученным результатам в отложениях берегового комплекса мыса Муостах (Быковский п-ов) содержание $C_{\text{орг}}$ – 2.2–12% (наиболее высокое) в оторфованных супесях и 0.7–1.5% в прибрежных песках.

Содержание $C_{\text{орг}}$ в береговом комплексе отложений п-ова Буор-Хая еще более велико: от 0.8 до 5.8% в суглинках и до 48% в торфяных прослоях. В песках уреза воды $C_{\text{орг}}$ – минимально 0.05–0.09%. В супесях, сменяющих пески по мере увеличения глубины моря – 0.1–0.6% $C_{\text{орг}}$ с небольшим трендом увеличения содержания с глубиной. Отмечается также ассоциированность содержания $C_{\text{орг}}$ с мелкими фракциями осадка.

Подобная закономерность четко проявляется при анализе осадков 50 метрового керна. Максимальные значения определяются в верхнем 33 см слое ила: 2.7%. Далее с глубиной концентрации $C_{\text{орг}}$ снижаются в процессе минерализации органического вещества, которая усиливается повышенной микробальной активностью. В последующих суглинках, в 6 метровом слое, содержится уже 0.5–2.0% $C_{\text{орг}}$. Минимальное количество органического вещества определено в песках 0.09–0.3%. На горизонтах 18,

23 и 38 м встречаются прослои супеси, в которых содержится до 2% $C_{\text{орг}}$.

В 2012 г. в пробах наряду с определением содержания $C_{\text{орг}}$ определяли содержание $N_{\text{орг}}$ также методом каталитического высокотемпературного окисления образцов при 950°C на высокотемпературном анализаторе Vario TOC cube. В качестве результата взяты средние значения трех измерений одного образца. Стандартное отклонение не превышает 0.01%.

По полученным результатам в отложениях берегового комплекса о-ва Муостах наиболее высокое содержание $C_{\text{орг}}$ определено на вершине уступа в торфе (84%) и оторфованных супесях (31%). В отложениях самого уступа в песках с включением супеси и органики; и прибрежных песках содержание $C_{\text{орг}}$ не высокое 0.7–1.7%. Содержание $N_{\text{орг}}$ варьирует от 0.04% до 0.09% и зависит от доли примеси органического вещества, коррелируя с содержанием $C_{\text{орг}}$. Отношение C/N варьирует от 15 до 50, что характерно для терригенного органического вещества с арктической растительностью [3, 4]. Отмечается также ассоциированность содержания $C_{\text{орг}}$ и $N_{\text{орг}}$ с мелкими фракциями отложений.

В 50 метровом керне донных отложений максимальные значения $C_{\text{орг}}$ и $N_{\text{орг}}$ определяются в прослоях, насыщенных органикой и древесным детритом: 0.7–2.0% и 0.02–0.04%. В песках концентрации составляют 0.16–0.40% и 0.007–0.015%, практически не меняясь с глубиной осадков. Отмечается высокое (как и у берегового материала) отношение C/N – 10–78, которое указывает на терригенное происхождение донных отложений. Для арктического региона значения C/N лежат в пределах 10–20 [3, 4]. Значительное превышение этих значений в протаявших осадках над кровлей подводной мерзлоты требует дальнейших исследований.

Данные изотопного состава $\delta^{13}C_{\text{орг}}$, варьирующие –23‰ – –26‰, полученные в 2012 г. подтвердили терригенное происхождение органического вещества донных отложений в районе залива Буор-Хая.

Таким образом, исследованиями установлено, что отложения берегового комплекса залива Буор-Хая моря Лаптевых содержат большое количество (до 80%) органического углерода. Поступая в воды залива при термоабразионном разрушении побережья, органическое вещество в прибрежных поверхностных осадках не накапливается ($C_{\text{орг}}$ не превышает 0.6%), а переносится мутьевыми потоками с более легкими фракциями осадка к центральной части залива ($C_{\text{орг}}$ 2.7%) и далее к подножью аванделты. Исследование распределения содержания $C_{\text{орг}}$ в толще осадков глубоких скважин показало максимальные значения в верхних тонкодисперсных современных отложениях (2.7% $C_{\text{орг}}$), снижающихся в последующих суглинках и минимальные значения в песках. Непрерывность и тонкодисперсность значительного поверхностного слоя донных отложений, а также высокое содержание в нем $C_{\text{орг}}$, позволяет говорить об увеличении поступления органического вещества в осадки в современных условиях.

Авторы признательны сотрудникам Института мерзлотоведения СО РАН и всем участникам экспедиций за отбор проб, а также всем, кто помогал в проведении исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН 23.9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Чаркин А.Н., Дударев О.В., Федорова И.В. и др. Особенности современного осадкообразования в западной части залива Буор-Хая (море Лаптевых) // Геология морей и океанов. Тез. докл XVIII Междунар. Школы морской геологии. Т. I. М.: ГЕОС, 2009. С. 99–100.
2. Дударев О.В., Чаркин А.Н., Семилетов И.П. и др. Осадконакопление в устьевой области реки Лены // Геология морей и океанов. Тез. докл XVII Междунар. Школы морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2007. С. 117–119.
3. Ветров А.А., Романкевич Е.А. Генезис органического вещества донных осадков Карского моря // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 649–657.
4. Ветров А.А., Романкевич Е.А. Первичная продукция и потоки органического углерода на дно в арктических морях, ответ на современное потепление // Океанология. 2011. Т. 51. № 2. С. 266–277.

Distribution of organic matter was studied in sediments and shore sediments of the Buor-Haya Gulf (Laptev Sea) at the 2010–2012. Thermoabrasion of shores with a high content of organic matter promotes increase its supply to the bottom sediments in modern conditions.

Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В., Кокин О.В.

(МГУ, Географический факультет, Москва, e-mail: faromanenko@mail.ru; evgarankina@gmail.com; osip_kokin@mail.ru)

Жизнь рельефа Земли Франца-Иосифа в позднем голоцене

Romanenko F.A., Garankina E.V., Kokin O.V.

(MSU, Geographical department, Moscow)

Relief life of Franz Josef Land in the Late Holocene

Активные преобразования природной среды и, в том числе, одной из её главных составляющих – рельефа, характерны для многих районов Земли. Среди них не только быстро меняющие свой облик вулканические районы или расположенные в тропиках ледниковые плато, но, казалось бы, достаточно стабильные и закованные в лёд полярные архипелаги.

В 2012–2013 гг. авторам удалось провести полевые работы на лежащем далеко в Северном Ледовитом океане архипелаге Земля Франца-Иосифа. В 2012 г. Ф.А. Романенко и О.В. Кокин приняли участие в комплексной экспедиции национального парка (НП) «Русская Арктика» КЭйРА-2012 (руководитель М.В. Гаврило). С борта яхты “Alter ego” (капитан А.А. Земелько, флаг Мальты) было обследовано 29 островов. В 2013 г. Ф.А. Романенко и Е.В. Гаранкина участвовали в совместной экспедиции Национального географического общества США и НП «Русская Арктика» «Чистые моря-2013»/КЭйРА-2013 (руководители Э.Сала и М.В. Гаврило). С борта теплохода «Полярис» (капитан А.И. Черепухин, Мурманское морское пароходство) проведено 27 высадок на 22 острова.

Основной целью геоморфологической группы в этих экспедициях была географическая (в т.ч. геоморфологическая) инвентаризация островов ЗФИ, уровень знаний о которых остаётся невысоким, а также оценка состояния природной среды вблизи исторических памятников как для сохранения природного исторического ландшафта и самих памятников, так и для улучшения возможностей их рекреационного использования при планируемом НП увеличении потока туристов.

Основные геоморфологические задачи:

- реконструкция истории развития рельефа архипелага в голоцене;
- мониторинг современных геоморфологических процессов.

Сбор полевого материала осуществлялся в ходе маршрутного «иссаживания» территории, преимущественно свободной от ледниковых покровов (всего около 500 км пеших маршрутов). Проводились полевая геоморфологическая съёмка, GPS-профилирование, отбор образцов на радиоуглеродное датирование, литологический, петрографический изотопно-кислородный, макрофаунистический и другие виды анализов. Большая часть собранного материала в настоящее время обрабатывается, но уже можно сделать некоторые предварительные выводы.

Первые геологические и геоморфологические наблюдения провёл на ЗФИ один из её первооткрывателей Ю. Пайер в 1873–74 гг. в ходе трёх санных походов по архипелагу [1]. Затем доктор У. Ниль из экспедиции Б. Ли-Смита и особенно Р. Кёттлиц из экспедиции Ф. Джексона сделали немало наблюдений за жизнью рельефа во время зимовок 1881/82 и 1894/97 гг. соответственно. Детальные представления о геологическом строении архипелага появились в результате геологических съёмок Т.Н. Спизарского в 1933/34 гг., В.Д. Дибнера с коллегами в 1950-е и 1970-е гг. [2] и сотрудников ПМГРЭ (г. Ломоносов) и ГИН РАН в 2000–2001 г. и позже. Обширный комплекс наблюдений за современными геоморфологическими процессами, в том числе вблизи ледниковых куполов, провели гляциологическая экспедиция Института географии АН СССР по программе МГТ в 1957–59 гг. (начальник экспедиции В.Л. Суходровский) [3, 4] и комплексная экспедиция Арктического института под руководством Л.С. Говорухи. Динамику ледниковых куполов и древние береговые линии в 1990-е гг. реконструировали международные группы А.Ф. Глазовского, J.-O. Naslund, В. Костки, J.A. Dowdeswell, А.И. Шарова и др. Расчёт интенсивности тектонического поднятия по результатам изучения серий морских террас на основании большого числа радиоуглеродных датировок (около 150 дат) выполнила российско-американская группа исследователей [5, 6]. Хотя к настоящему времени основные представления о рельефе архипелага сложились, многие детали по-прежнему остаются дискуссионными и/или неясными. Это и вопросы неравномерности поднятия разных частей архипелага, и динамики ледников разных типов на этапе потепления, и изменений природной среды на современном этапе по сравнению с серединой голоцена.

Свидетельство интенсивного подъёма архипелага в голоцене - серии береговых валов и морских террас, окаймляющих в той или иной степени большую часть островов. Насчитывается до 10–15 уровней береговых валов, сложенных в основном валунами и галькой. Состав и размер его определяются преимущественно положением конкретного участка берега относительно открытой акватории. Открытые к океану валы образованы крупными (до 1 м и более) окатанными валунами, выходящие к узким проливам – в основном галькой, а при преобладании в строении острова юрско-меловых песчаников и глин – песком. Часто современные береговые валы (на высоте до 5 м над урезом) состоят из заметно хуже окатанных обломков, чем вышележащие (10–20 м), что может говорить об изменении литодинамических условий. Иногда береговые валы высотой около 20 м с хорошо выраженными уступами протягиваются больше, чем на 10 км (Земля Александры), свидетельствуя о более длительном стоянии уровня моря на этой высоте.

Высота верхнего вала меняется на разных островах от 10 до 40 м, что говорит о неравномерности поднятия. Возраст верхних береговых линий, по

данным радиоуглеродного датирования плавника и раковин морских моллюсков [5, 6] – ранний голоцен (7–10 тыс. радиуглеродных лет назад – р.л.н.), самых низких – моложе 1000 лет. Расчёт скоростей тектонического подъёма даёт его среднюю скорость около 4 мм/год, что соответствует современным скоростям подъёма суши в кутовой части Кандалакшского залива. Это практически самые высокие скорости подъёма суши на Европейском Севере, и в раннем послеледниковье они достигали 8–9 мм/год и даже 11 мм/год. Поэтому можно предположить, что и на ЗФИ они могли быть выше. Но такие скорости обычно сопровождаются возникновением напряжений в земной коре, которые разряжаются землетрясениями. Следы таких сейсмических событий возрастом не более 500 лет обнаружены И.Г. Авенариус [7] и нами на о. Кокоиха и полуострове Киндо в акватории пролива Великая Салма. На ЗФИ они известны не были.

В 2012 г. совершенно аналогичные следы (отвесные скальные уступы, системы рвов и трещин с вертикальными скальными стенками, образующие структуры «ласточкин хвост», хаосы остроугольных глыб с гладкими гранями, лишёнными лишайников, смещения фрагментов скальных поверхностей относительно друг друга) обнаружены нами на о.Циглера в северной части архипелага и на о-вах Вильчека и Мак-Клинтока – в южной. Находка следов столь молодых землетрясений на ЗФИ несколько меняет наши представления об интенсивности тектонических движений в архипелаге и об их роли в формировании рельефа.

В тыловых частях морских террас на некоторых островах находятся сравнительно небольшие по площади (до 0.1 км²) участки эрозионно-термокарстового рельефа в виде ортогональной сети округловершинных байджеяхов и разделяющих их ложбин с превышениями до 1.5–2 м. В разрезе байджеяхов вскрывается торф мощностью до 0.3–0.5 м мохово-лишайникового (о. Галля), водорослевого (Земля Александры) или смешанного (о. Мейбел) состава. Водорослевый торф с резким морским запахом впервые обнаружил на ЗФИ В.Л. Суходровский [3]. Особенно мощные залежи такого торфа, рассечённые глубокими рвами, находятся на самом западном мысе архипелага – мысе Мэри Хармсуорт Земли Александры. Возраст этого торфа 4410±40 (ГИН-14976), на Центральной суше – около 5500 р.л. (5570±60, ГИН-14978; 5670±40, ГИН-14979), а на о. Мейбел он моложе – 3470±40, ГИН-14973). Высота морских террас, в тыловой части которых обнаружен торф, колеблется от 12 до 29 м. И для Мейбела, и для Земли Александры характерна весьма сложная конфигурация валунно-галечных валов, часто образующих настоящие настоящие «кружева». Кольцеобразные валы окружают заболоченные понижения, часто срезают друг друга. Такая конфигурация древних береговых линий свидетельствует о существенных изменениях литодинамических условий в среднем-позднем голоцене. На одном из самых высоких (около 15 м) валов найдены кости кита. На высоте около 25

м у самого подножья осыпного склона находится участок байджеяхового эрозионно-термокарстового рельефа.

Иногда можно наблюдать, что на молодых морских террасах высотой не более 5 м лежат покровные ледники (о. Нортбрук у пролива Гайдовского, о. Беккера, о. Ева-Лив). На последнем высота валунно-галечной террасы не превышает 11 м. Судя по основному массиву датировок, возраст этих террас не более 3000 лет. Следовательно, ледники возникли позже этих террас. В таком случае ранее размеры оледенения ЗФИ были меньше, и, возможно, в то время, когда здесь жили северные олени, рога которых часто встречаются почти на всех островах (8–3 тыс. р.л.н.), льдом были покрыты существенно меньшие площади [4, 8].

Следовательно, даже на протяжении позднего голоцена жизнь рельефа в архипелаге была очень бурной – неравномерное интенсивное поднятие, сопровождавшееся землетрясениями, быстрая смена литодинамических условий у берегов, сопровождавшаяся накоплением обширных валунных валов, отчленявших лагуны, куда сносились массы водорослей и росли мхи и лишайники. Среди них бродили стада оленей. И этот природный комплекс испытал потрясение в результате похолодания и сравнительно быстрого наступания/разрастания ледников. Олени погибли, поверхности морских террас и береговых валов абсолютной высотой более 5–6 м были разбиты морозобойным растрескиванием, образовавшим системы глубоких (до 0.5 м) трещин. На о. Ева-Лив эти трещины глубиной до 0,8 м образуют почти идеально правильную прямоугольную систему. Под одной из таких трещин в валунно-галечном грунте нами обнаружены ледяные жилородоподобные образования. Даже на таком грубообломочном субстрате работает классический механизм полигонообразования.

Из других процессов криогенной природы на островах отмечены оползни-сплывы (Земля Георга) и солифлюкция (о-ва Блисса, Циглера, Уилтона и др.). Солифлюкцией формируются серии террасок высотой уступа до 1 м, гирляндами спускающиеся по склонам плато крутизной до 20°. Иногда в составе смещающихся масс встречается песчано-алевритоглинистая составляющая, но иногда (о. Циглера) он полностью отсутствует, и по склону языками смещается чистый щебень.

В последние годы в проливах ЗФИ сильно уменьшилось количество морского льда, и в 2012–13 гг. его не наблюдалось совсем. Это не могло не привести к активизации абразии, особенно на островах, полностью или частично сложенных песками. Так, рядом с базовым зимовьем американской экспедиции Э.Б. Болдуина на юго-восточном берегу о. Альджер у мыса Пологого берег отступил на 1.25–1.7 м всего за один год (18.08.2012–14.08.2013). Измерения проведены по установленным нами в 2012 г. системам реперов. Если скорость размыва песчаного берега сохранится, то ценный исторический памятник 1901–02 гг. просто исчезнет, как исчезло по той же причине зимовье экспедиции Б. Ли-Смита (1881/82)

на мысе Флора о. Нортбрук. В начале 1990-х там ещё сохранялись развалины, а к 2013 г. не осталось практически ничего. Для измерения скорости размыва здесь также установлена система реперов, в 2013 г. закреплённых геодезически с большой точностью

Таким образом, в позднем голоцене рельеф Земли Франца-Иосифа испытал существенные изменения, может быть, более значительные, чем лежащие к востоку арктические архипелаги. И полную картину этих изменений ещё предстоит восстанавливать.

Работа выполняется при поддержке НП «Русская Арктика» и РФФИ (проект № 11-05-01044).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пайер Ю. 725 дней во льдах Арктики. М.-Л.: издательство Главсевморпути, 1935. 303 с.
2. Dibner V.D. Geology of Franz-Josef Land. Meddelelse № 146. Oslo: Norsk Polarinstittutt, 1998. 190 p.
3. Суходровский В.Л. Рельефообразование в перигляциальных условиях. М.: Наука, 1967. 120 с.
4. Оледенение ЗФИ. М.: Наука, 1973. 352 с.
5. Матишов Г.Г., Мысливец В.И., Форман С. Геологическое строение и условия седиментации // Среда обитания и экосистемы Земли Франца-Иосифа. Апатиты: КНЦ РАН, 1994. С. 13–14.
6. Forman S.L., Lubinski D.J., Ingolfsson O. et al. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1391–1434.
7. Авенариус И.Г., Виталь А.Д., Фроль В.В. Новейшие тектонические движения в районе пролива Великая Салма (Белое море)// Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности Российского Севера. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 9–10.
8. Forman C., Lubinski D., Weihe R. The Holocene occurrence of reindeer on Franz Josef Land, Russia // The Holocene. 2000. V. 10. № 6. P. 763–768.

The report discusses the preliminary results of the field work on Franz Joseph Land in 2012–13. Traces of the recent (late Holocene) earthquakes, of contemporary thermoabrasion and cryogenic processes set high (1.3–1.7 m / year) rate of coastal retreat detected. The data on the age of peat (4–5.5 thousand years) considered. Significant changes in the environment of the archipelago in the late Holocene revealed.

Серов П.И.^{1,2}, Семенов П.Б.², Ванштейн Б.Г.²

(¹Санкт-Петербургский Государственный Университет, Геологический факультет, г. Санкт-Петербург, e-mail: iiaiaa@bk.ru; ²ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга», Санкт-Петербург)

Состав газовой компоненты донных осадков и придонной воды как индикатор протаивания субаквальной мерзлоты на приамальском шельфе Карского моря

Serov P.^{1,2}, Semenov P.², Vanshtein B.²

(¹Saint-Petersburg State University, The Faculty of Geology, Saint-Petersburg;

²VNIOkeangeologia named after I.S. Gramberg", Saint-Petersburg)

Gas content of the bottom sediments and near bottom water as an indicator of subsea permafrost degradation on the Yamal shelf, Kara Sea

В августе–сентябре 2012 года экспедицией ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» при финансировании Федерального Агентства по Недропользованию были выполнены работы по сейсмоакустическому профилированию и газогеохимическим исследованиям донных осадков и придонно-пограничного слоя водной толщи западной части приамальского шельфа.

При интерпретации данных высокоразрешающей сейсмики в донных осадках были обнаружены газонасыщенные области, а также газовые факелы (сипы) на поверхности дна. Газонасыщенные зоны и области сиппинга были опробованы с использованием 2,5 метровой гравитационной трубки и бокс-корера. Из образцов донных осадков была выделена газовая фаза, которая анализировалась методом газовой хроматографии. Кроме того, комплекс лабораторных аналитических методов включал гранулометрический анализ, определение C_{org} , изотопный анализ углерода метана и CO_2 , изотопный анализ водорода метана, а также классические титриметрические методы для определения концентраций Cl^- и SO_4^{2-} в донных осадках. Методом газовой хроматографии изучалась также газовая фаза образцов воды из придонно-пограничного слоя водной толщи.

В результате проведенных исследований было установлено, что на большей части района исследования общая газонасыщенность донных осадков и придонного слоя водной толщи коррелирует с литологическим составом донных отложений (рис.). В области распространения псаммитовых осадков общая газонасыщенность придонной воды существенно выше, а донных осадков – ниже, чем на участках приамальского шельфа, покрытых плотными глинистыми осадками. Однако, в северной части приамальского шельфа отмечается зона с аномальной газонасыщенностью придонной водной толщи, расположенная в области развития глинистых осадков, что не соответствует общим

закономерностям распространения общего содержания газовой фазы. При этом, существенных по площади аномалий концентрации метана в придонных водах в данной области не наблюдается.

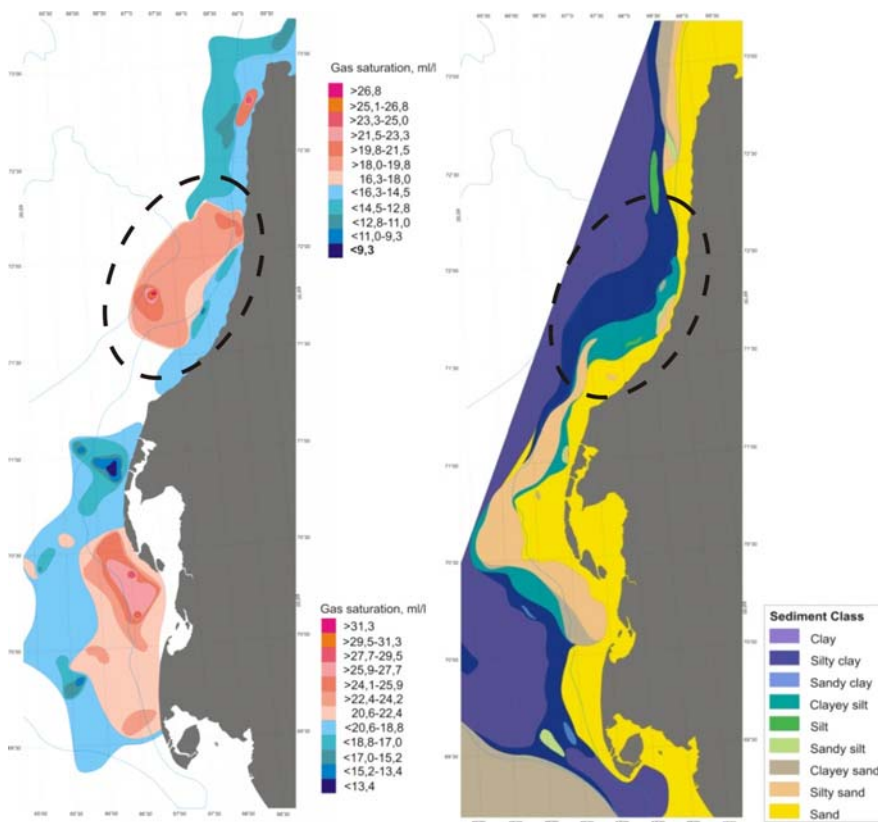


Рисунок. Карта распределения общей газонасыщенности придонной воды (слева) и карта распределения гранулометрических типов донных осадков (справа). Пунктиром показана область аномальной газонасыщенности придонной воды.

Аномалия газонасыщенности при отсутствии существенно повышенных концентраций метана как в донных осадках, так и в придонной воде может быть объяснена обширным протаиванием субаквальной мерзлоты. При деградации субаквальной мерзлоты выделяется значительное количество неуглеводородных газов, находившихся в виде захваченных мерзлотой пузырьков. Кроме того, в результате протаивания мерзлоты высвобождается органическое вещество, разложение которого приводит к дополнительному

подтоку метана, что объясняет небольшие по площади аномалии концентраций метана в донных осадках.

Солевой состав поровых вод донных осадков также свидетельствует о процессах распреснения аномальной по газонасыщенности области, подтверждая вывод о протавивании мерзлоты.

Gas saturation and gas content of the bottom sediments and near bottom water have been studied. Gas saturation corresponds with lithology of the bottom sediments. High gas saturation zones located within areas covered by highly permeable sandy sediments. However, anomaly zone characterized by increased gas saturation have been identified within the area of fine sediments. Area of anomaly gas saturation explained by subsea permafrost degradation.

Черников А.Г.¹, Либина Н.В.²

(¹ООО «Газпром ВНИИ ГАЗ», Пос. Развилка, Московская обл., e-mail:

A_Chernikov@vniigaz.gazprom.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: lnatvit@mail.ru)

3D моделирование внутренней структуры дна арктических морей

Chernikov A.G.¹, Libina N.V.²

(¹«Gazprom VNIIGAZ», Razvilka; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

3D modeling of internal structure of a bottom on the Arctic Sea

Построение 3D-модели геологической среды основывается на большом объеме разнородных геофизических и геологических данных, собранных с определенной пространственной регулярностью и прошедших несколько циклов предварительной обработки в специализированных программных комплексах. Такой процесс подготовки материала, а также соответствующее программное обеспечение является весьма дорогостоящим, поэтому трехмерное моделирование проводится, как правило, только при разведке нефтегазовых месторождений в локальной области шельфа. Подобная фрагментарность площадного покрытия исследованиями морской акватории затрудняет создание бассейновых моделей, которые позволяют изучать геологические объекты не только в хорошо изученных областях, но и оценивать перспективность малоизученных территорий. В арктических районах проведение инструментальных геолого-геофизических наблюдений дополнительно осложнено ледовой обстановкой и коротким периодом навигации.

Предлагаемый метод Марковской гипсометрии представляет собой новый способ оперативного прогнозирования и построения трехмерной модели внутренней структуры массива горных пород по рельефу его поверхности. Математической основой способа является теория Марковских процессов.

Рельеф поверхности дна, рассматривается в качестве внешнего проявления изменчивости его внутреннего геологического строения. Границы разделов слоев, слагающих массив пород, также обладают рельефом, последовательно сформированным геологической историей. Каждая из границ может быть математически описана в виде простой марковской последовательности отметок значений свойств по множеству профилей, секущих границу.

Согласно теории марковских процессов, предыдущее состояние (марковское свойство подстилающего слоя) вероятностно определяет состояние последующее – свойство покрывающего слоя. Это не означает прямое наследование предшествующего рельефа последующим. Наследуются, собственно, марковские свойства рельефа. Следовательно, изучая определенным образом эти свойства на поверхности морского дна,

появляется возможность получения информации о глубинном строении массива.

В качестве исходных данных, используется цифровая модель рельефа дна. Расчет осуществляется путем выполнения компьютерного анализа числовых последовательностей значений отметок батиметрии, измеренных в двух окнах, в которых эти величины преобразуются в значения переходных вероятностей случайной марковской последовательности.

Глубину зондирования и детальность прогноза определяют следующие факторы: ширина окна сканирования (количество точек в исследуемой последовательности); шаг наблюдения (расстояние между точками); число определенных на шкале глубин состояний (аналог частоты зондирования).

Полученные значения изменчивости марковских свойств, методом инверсии пересчитываются в параметры петрофизических свойств по априорной информации о акустических и (или) плотностных свойствах среды. Для этого используется метод многомерного регрессионного анализа, с помощью которого были рассчитаны номограммы (цифровые палетки) преобразования марковских характеристик среды в петрофизические параметры [1–3].

Далее, по рассчитанному массиву, при помощи программы, использующей алгоритм N-мерного марковского моделирования, создается 3D модель. Применяемый алгоритм использует при расчете модели не конкретные значения координат точек n-мерного пространства, с значениями соответствующих им геолого-геофизических показателей, а вероятностный образ пространства свойств моделируемых объектов. Создание вероятностного образа осуществляется на совокупности данных, в которой координаты точек рассматриваются как координаты фазового пространства, кодировка числовых значений которых представлена в виде марковской цепи с определенным количеством и последовательностью шагов. Система использует нечеткие каналы наблюдения с ветвящимися графами марковских состояний: переход из нечеткого состояния ($t'-1$) в нечеткое состояние (t), представляется в виде ветвящегося графа. Принципиальное различие между четкими и нечеткими каналами заключается в том, что вероятность появления перехода относится к модальному значению класса в первом случае и к границам классов - во втором. Преобразованные описанным образом переменные и параметры создают математический образ системы, дальнейшее исследование которой выполняется с Марковской последовательностью целочисленных значений для переменных с четкими каналами и с ветвящимися значениями для нечетких каналов.

Расчет томограмм свойств осуществляется по выбранным плоскостям сечения. Задаются граничные точки координат и шаг дискретизации. На выходе получается вероятностная оценка распределения геолого-геофизических характеристик модели на выбранных плоскостях сечения

массива 3D. Визуализация модели осуществляется в виде набора ортогональных разрезов и слайсов моделируемого геологического объекта.

На приведенных разрезах, наблюдаются как выклинивания отдельных, групп слоев так и наличие тектонических нарушений различного типа. Их проявление на разрезах не связано с какими либо дополнительными интерактивными перестроениями в процессе моделирования, а является следствием проявления вероятностных связей в цепи марковских событий и нелинейности их трансформаций. Томограммы могут быть рассчитаны в любом направлении в границах модели.

На рис. 1 показана карта Арктики с обозначенными районам, для которых было выполнено 3D моделирование способом Марковской томографии. В качестве исходных данных для расчета использовалась цифровая модель ИВСаО в прямоугольных координатах XY (сетка в км). 3D модели рассчитаны для акваторий Баренцева, Карского Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

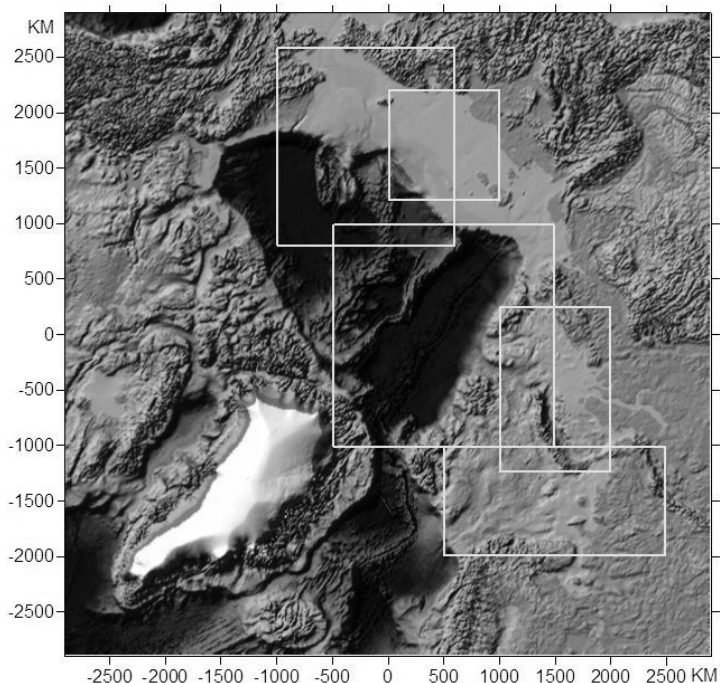


Рисунок 1. Карта Арктики с районами 3D моделирования

На рис. 2 приведены рассчитанные скоростные 3D модели строения шельфа Карского, а на рис. 3 – Восточно-Сибирского морей.

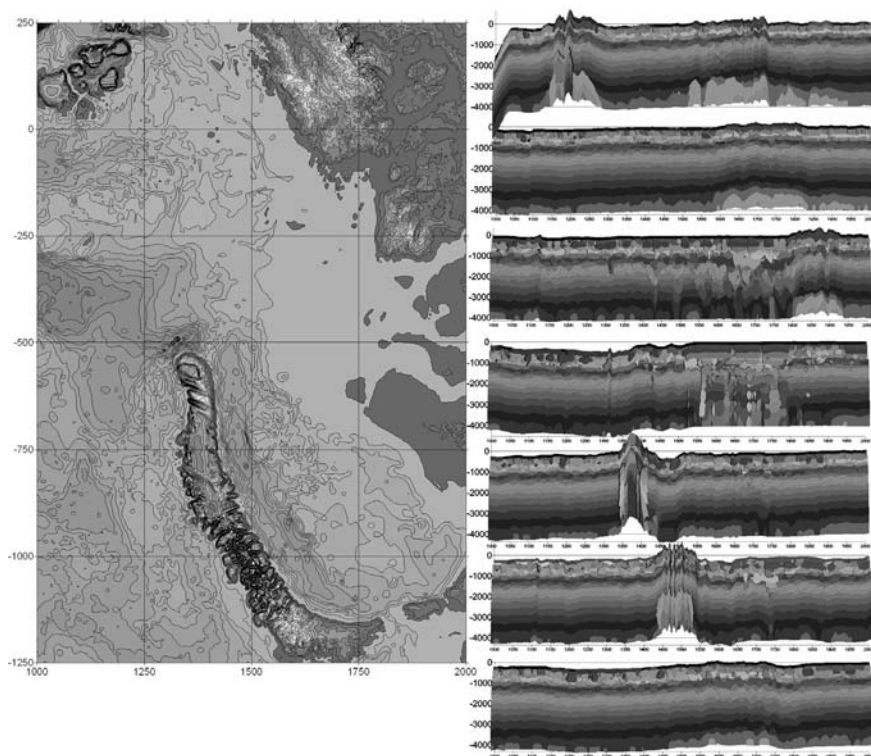


Рисунок 2. Расчетная скоростная 3D модель глубинного строения шельфа Карского моря

Представленный метод, использующий минимум входных данных, а именно, цифровые модели рельефа или попутно получаемые профильные данные судовых эхолотов, позволяет оперативно выполнить предварительный анализ строения исследуемого района, выявить зоны структурных нарушений, производить пересчет прогнозируемого разреза в конкретный петрофизический разрез, рассчитывать глубинные модели для районов со сложным рельефом, в том числе в условиях перехода берег-море.

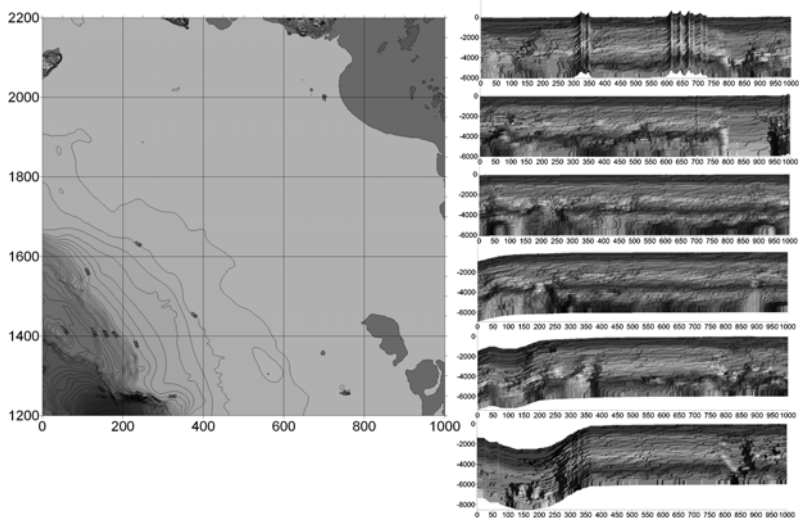


Рисунок 3. Расчетная скоростная 3D модель глубинного строения шельфа Восточно-Сибирского моря

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Черников А.Г., Либина Н.В., Матушкин М.Б. Патент на изобретение «Способ выявления внутренних неоднородностей Земли», № 2293361, 2004 г. (Приоритет от 30.12.2004. Выдан 14.07.2006).
2. Черников А.Г., Либина Н.В. Использование марковской гипсотомографии при геологических исследованиях в океанологии // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 561–565.
3. Либина Н.В., Черников А.Г. Прогноз внутренней структуры морского дна и построение 3D моделей методом Марковской гипсотомографии // Океанология. 2013. Т. 53. № 2. С. 130–134.

The article describes the principles of the developed 3D modeling techniques based on Markov nonlinear geostatistics. Provides examples of its use in predicting the deep structure of the shelf of the Arctic seas.

Bubenshchikova N.V.¹, Nürnberg D.², Tiedemann R.³

(¹P.P.Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow, e-mail: bubench@mail.ru;

²Leibniz Institute for Marine Sciences, Kiel, Germany; ³Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany)

The MIS 11 and MIS 1 similarity: new foraminiferal and sedimentological evidences from the Okhotsk Sea

Бубенщикова Н.В.¹, Нюрнберг Д.², Тидеманн Р.³

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширишова РАН; ²Институт морских наук

Лейбница, Киль, Германия, ³Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бременхафен, Германия)

Сходство ИКС 11с и ИКС 1: новые фораминиферовые и седиментологические данные из Охотского моря

The Marine Isotope Stage (MIS) 11 or in particular MIS 11c is considered as an analogue for the present interglacial (MIS 1 or Holocene) because of similarity in orbital configuration during these intervals [1]. The global ice volume and sea level rise during the latest MIS 12–11c was similar to those during the latest MIS 2–1 [2] that further support the probable analogy. To date, gaps exist in understanding of the environmental conditions during the MIS 11c in the Okhotsk Sea because of rare cores recovered sediments of this age. This study presents first high-resolution benthic foraminiferal records of the Termination (T) V - MIS 11c from the core MD01-2415. The IMAGES core MD01-2415 was collected on the northern slope of the Okhotsk Sea at water depth 822 m during WEPAMA 2001 cruise of the R/V *Marion Dufresne* [3]. The 46.23 m-long core MD01-2415 covers the last 1.1 million years [3]. This study focuses on 23.49–22.01 and 3.31–0 m of core depths, which corresponds to the time intervals of 435–395 and 18–0 kyr BP, respectively. The aims of our study are: to compare variations of the productivity and OMZ intensity on the northern slope of the Okhotsk Sea during the TV – MIS 11c and TI – MIS 1, and to discuss forcing of climate on the regional environmental changes.

This study employs benthic foraminiferal assemblages compositions, which are valuable tool in paleoreconstructions of the productivity and bottom water oxygenation both determining the oxygen minimum zone (OMZ) intensity. Foraminiferal analysis was performed in the sediment samples taken each 1 and 5 cm in the older and younger intervals, respectively. It contributes to establishing of a comparable ~300 years temporal resolution of foraminiferal records. Additional proxies includes the sedimentary magnetic susceptibility and color* b, total benthic foraminiferal, planktonic foraminiferal and ice-rafted debris abundances and accumulation rates, contents of the total organic carbon (TOC), calcium carbonate (CaCO₃), biogenic opal (SiO₂) and benthic $\delta^{18}\text{O}$, and C/N ratio. The improved stratigraphy was relied on four calibrated AMS ¹⁴C dates, and correlation of the core MD01-2415 color* b and benthic $\delta^{18}\text{O}$ records with the oxygen isotope reference records.

The Q-mode factor analysis of foraminiferal data revealed a similar succession of the benthic assemblages, suggesting comparable environmental conditions during the TV – MIS 11c and TI – MIS 1 (Fig.). The high-productivity *Uvigerina akitaensis* and *Takayanagia delicata* assemblage during warmings of the TVb (429 to 424 kyr BP) and TIb (14.7 to 12.8 kyr BP) replaced by the low oxygen tolerant *Bolivina spissa* assemblage during warmings of the TVa (422.6 to 416 kyr BP) and TIa (11.7 to 8.5 kyr BP) indicate gradual increase of the productivity and intensification of the OMZ (Fig. 1). Maxima of the accumulation rates of benthic foraminifera (BFAR) and total organic carbon (TOC AR), consisting with the benthic assemblages, support that high surface and export productivity controlled the OMZ intensification almost throughout the deglacial warmings, except for their final phases. In the Okhotsk Sea sediment cores, similar benthic assemblages have been previously described during the TI [4] and have not been found during the TII and TIV. The gradual Okhotsk Sea OMZ intensification seems to be a distinctive feature of the TV and TI and it might be governed by orbital induced climate changes. An analogous rise of sea level estimated from -110 to -10 m at the onset and near the end of TV and TI, respectively, [2] (Fig.) is suggested as a main driving force of the downslope organic supply, intensity of the surface and export productivity and oxygen consumption by the organic matter decay in water column and sediments.

Inflow of more oxygen-depleted Deep Pacific Water (DPW) during the TVb and TIb can be assumed from the low oxygen tolerant *Bolivina spissa* assemblage and regarded as an additional factor contributing to the gradual intensification of the OMZ. Two paired AMS ^{14}C dates on the coeval benthic and planktonic foraminifera for the early and late TI do not indicate reduction of intermediate water ventilation (at ~800 m water depth) and, therefore, weakening of the Okhotsk Sea Intermediate Water outflow or strengthening of the DPW inflow. However, the decrease of oxygenation of the DPW during the TVb and TIb could occur in response to increased productivity in the subarctic North Pacific.

During the early MIS 11c (414.5 to 413.2 and 411.5 to 405 kyr BP) and MIS 1 (8.5 to 0 kyr BP), the phytodetritus *Islandiella norcrossi* assemblage (Fig. 1), increased SiO_2 and CaCO_3 contents, moderate BFAR and TOC AR, and reduced C/N ratios indicate seasonally high surface productivity, but overall moderate and pulsed organic matter flux, and weakening of the OMZ. A SiO_2 -enriched intensified upwelling and continental runoff, and shortened seasonal sea ice cover might have resulted in similar to present-day siliceous and carbonaceous phytoplankton blooms, phytodetritus-associated and pulsed organic matter flux.

During the MIS 11c only (at 416-414.5, 413.2-411.5 and 405-395 kyr BP), the agglutinated assemblage of *Miliammina herzensteini*, *Karreriella baccata* and *Martinottiella communis* (Fig.), low or almost zero BFAR, PFAR and CaCO_3 contents indicate increase of the carbonate dissolution in sediments. Local ceasing of the carbonate production in the surface layer, and shallowing of the calcite compensation depth at least up to ~800 m water depth might have been

caused by prolonged duration of seasonal sea ice cover (i.e. at 405–395 kyr BP), and/ or drawdown of the global carbonate saturation centred around the MIS 11 and known as the Mid-Brunhes Dissolution Interval [5].

This study was supported by the Otto Schmidt Laboratory Fellowship Program OSL-12-05.

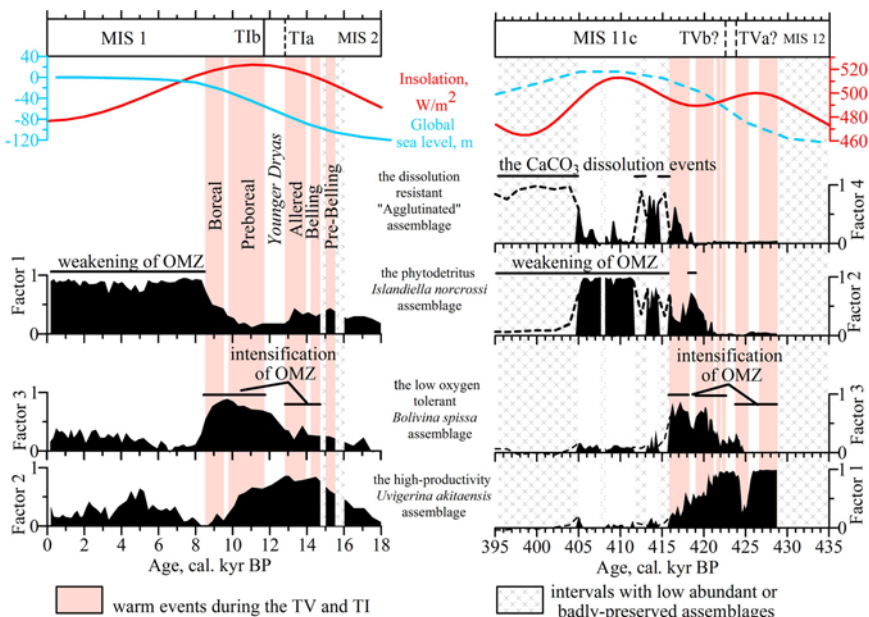


Figure. Factor loading of the Q-mode benthic foraminiferal assemblages during the latest MIS 12–11c and latest MIS 2–1 of core MD01-2415. Dashed lines represent the factor loading derived from the averaged species percentages. The reference curves of the global sea level [2] and June insolation at 60° N [1] are shown.

REFERENCES

1. Loutre M. F., Berger A. Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial // *Global Planetary Change*. 2003. V. 36. P. 209–217.
2. Miller K.G., Kominz M.A., Browning J.V. et al. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change // *Science*. 2005. V. 310. P. 1293–1298.
3. Nürnberg D. and Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // *Paleoceanography*. 2004. V. 19. PA4011.
4. Bubenshchikova N.V., Nürnberg D., Gorbarenko S.A., Lembke-Jene L. Variations of the Oxygen Minimum Zone of the Okhotsk Sea During the Last 50 Kyr as Indicated by Benthic Foraminiferal and Biogeochemical Data // 2010. *Oceanology*. V. 50 (1). P. 93–106.

5. Barker S., Archer D., Booth L. et al. Globally increased pelagic carbonate production during the Mid-Brunhes dissolution interval and the CO₂ paradox of MIS 11 // Quaternary Science Reviews. 2006. V. 25. P. 3278–3293.

В данном исследовании реконструированы изменения продуктивности и зоны кислородного минимума Охотского моря по результатам фораминиферового и геохимического анализа осадков колонки MD01-2415 из Охотского моря.

**Thiede J., Zhironov A.I., Kuznetsov V.J., Lopatin D.V.,
Savelieva L.A., Bolshyanov D., Fedorov G.**

(Faculty of Geography and Geoecology, SPbGU St. Petersburg:
geomorphSPbGU@yandex.ru; jthiede@geomar.de)

Mysteries and History of the Siberian River Drainage to the Arctic Ocean: A Progress Report

The ACEX 2004 drill cores from Lomonosov Ridge demonstrated that a clear sedimentary impact of an Arctic sea ice cover started to appear in Eocene sediments, approx. 48 Ma, much earlier than known hitherto. The onset of IRD sedimentation was preceded by the *Azolla*-fresh water event [1] which seems to mark the onset of the drainage of large quantities of fresh water to the Arctic Ocean leading to the formation of the Arctic sea ice cover and a general cooling of the climate over the Northern Hemisphere. The unresolved question remains how this development was triggered.

Looking at the geography of Eastern Siberia one has to realize that the modern rivers of the entire Siberian platform virtually all drain to the North into the Arctic (Fig. 1, from [2]), but the history and evolution of this drainage pattern is only poorly unknown. From Arctic Ocean sediment cores we know that a sea ice cover existed for the past 48 Mio. yrs. It is an unresolved question if it existed the entire time span because the ACEX stratigraphic record is interrupted by 2 long lasting hiatuses. We believe that Eocene fresh water event in the central Arctic may be linked to the plate tectonic collision of the Indian plate with the southern Eurasian continental margin (Fig. 2), resulting in the initial built-up of mountain chains to the South of the Siberian platform and the generation of a drainage pattern of the Siberian rivers to the North. The large amounts of fresh water entering the Arctic Ocean then generated an environment conducive for the initiation of a sea ice cover in the Arctic much earlier than the formation of the Antarctic ice cover. The later part of the Tertiary history of the Siberian river runoff is still shrouded in mystery.

During the Neogene and Quaternary the Arctic Ocean sediment record formed frequently under the influence of intensive melt water events from the glacial ice sheets. The events of the past 200 000 years are known in considerable detail [3], but it is difficult to link them to the history of the large rivers draining the Siberian hinterland. As part of a major study of the paleomorphology of Northernmost Eurasia we have therefore initiated a project aiming at resolving the history of the Lena River from its upper to the lowermost reaches. During 3 expeditions in (2011, 2012 and 2013) we have sampled a substantial number of sections from a large variety of sedimentary environments.

The late Quaternary history of the upper Lena is complicated by the hypothesis (supported by the distribution of sedimentary facies) that a river transport across Lake Baikal was possible. This hypothesis is in contradiction to

most stratigraphic data of Lake Baikal sediments and of our understanding of age and nature of origin of Lake Baikal itself.

REFERENCES

1. Backman J., Moran K. Expanding the Cenozoic paleoceanographic record in the Central Arctic Ocean: IODP Expedition 302 Synthesis // *Cent. Europ. J. Geosci.*, 2009. V. 1 (2). P. 157–175.
2. Alekseev M.N., Drouchits V.A. Quaternary fluvial sediments in the Russian Arctic and Subarctic: Late Cenozoic development of the Lena River system, northeastern Siberia // *Proc. Geol. Assoc.* 2004. V. 115 (4). P. 339–346.
3. Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of Northern Eurasian ice sheet history // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1455–1483.
4. Müller D. 2006 (Prof. Geophys. U Sydney, pers. comm.)



Figure 1. Modern drainage pattern of the Siberian platform with most of the rivers flowing northward into the Arctic Ocean (from [2]).

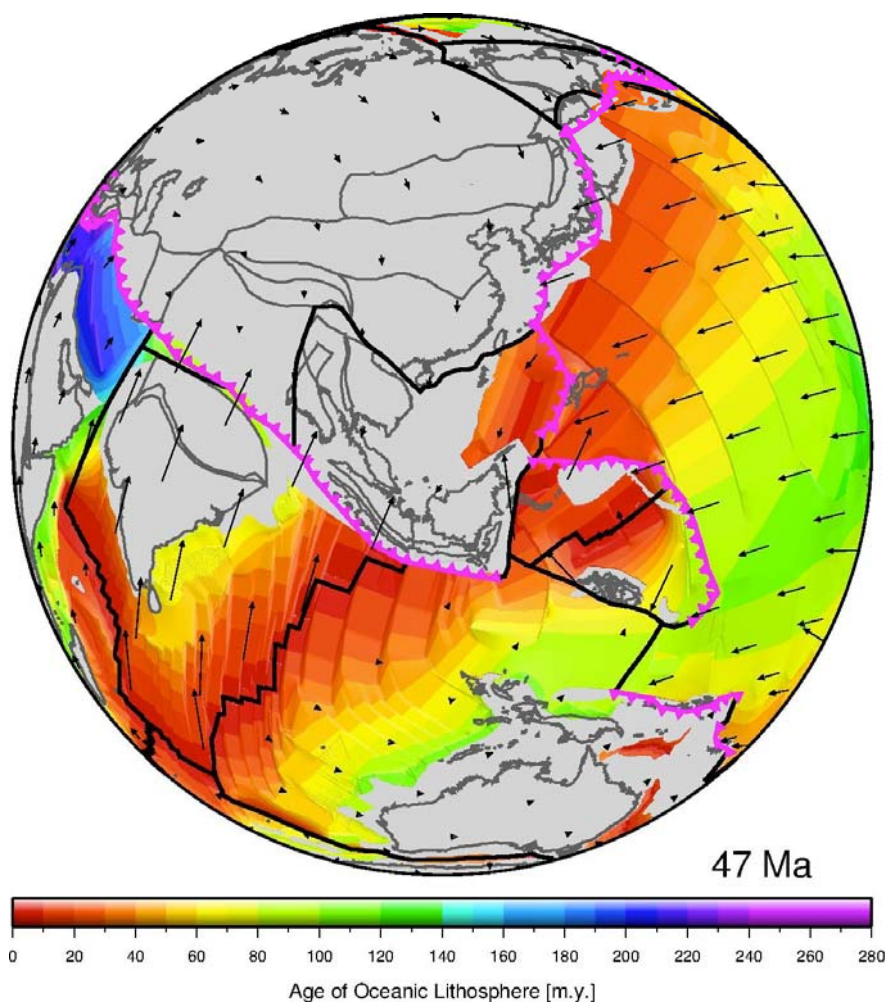


Figure 2. Plate tectonic reconstruction for the Early Eocene [4]

***ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЯ,
ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ,
БИОСТРАТИГРАФИЯ,
ПЕРЕКРЕСТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ
МОРСКИХ И СУХОПУТНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ***

***PALEOOCEANOLOGY,
PALEOECOLOGY,
BIOSTRATIGRAPHY, CROSS
CORRELATION OF MARINE AND
LAND DEPOSITS***

Артемова А.В.¹, Иванова Е.Д.², Горбаренко С.А.¹

(¹ТОИ ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: artemova@poi.dvo.ru; ²ТИГ ДВО РАН, г. Владивосток)

Палеопродуктивность Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене

Artemova A.V.¹, Ivanova E.D.², Gorbarenko S.A.¹

(¹POI FEB RAS, Vladivostok, e-mail: artemova@poi.dvo.ru; ²TIG FEB RAS, Vladivostok)

Paleoproductivity of the Sea of Okhotsk in a late Pleistocene and the Holocene

Цель данной работы – сопоставить изменение в численности и видовом составе диатомей и бентосных фораминифер с имеющимися данными по содержанию CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг.}}$, хлорина, частиц ледового разноса, являющимися показателями продуктивности и палеоледовитости. Для этого использовались данные диатомового и фораминиферового анализов. Было проведено детальное изучение комплексов диатомовых водорослей и бентосных фораминифер из глубоководной колонки GE 99-10-3.

Также целью этой работы являлось выявление особенностей реакции отдельных видов и комплексов микроводорослей на изменения палеосреды Охотского моря и таким образом определение наиболее показательных для реконструкции экологических обстановок прошлого видов микрофоссилий.

Диатомовые водоросли, являясь наиболее распространенными и хорошо сохраняющимися микроорганизмами, позволяют реконструировать глобальные и региональные океанологические и климатические события прошлого, смену режимов океанической циркуляции, изменения продуктивности поверхностных вод. Отражением первичной продуктивности поверхностных вод и количества органического материала, поступающего на дно, также являются и сообщества бентосных фораминифер.

Колонка GE 99-10-3 отобрана на островном склоне Сахалина, на возвышенности Пегас. Этот район относится к зоне небольших скоростей осадконакопления, что позволило провести изучение осадков времени позднего плейстоцена и голоцена.

Были проведены литологические и микропалеонтологические (фораминиферный и диатомовый анализы) исследования, получены данные по магнитной восприимчивости осадков, по содержанию материала ледового разноса (IRD), по содержанию $\text{C}_{\text{орг.}}$, хлорина, влажности осадка и CaCO_3 . Так же было выполнено изучение изотопного состава фораминифер. Хорошим возрастным репером явились данные о магнитной восприимчивости осадка и пепловые прослои K2, и ASO4.

Анализ изменений этих критериев по длине колонки позволил установить, что изученные осадки были сформированы во время последнего ледникового, послеледникового и голоцена, что соответствует морским кислородно-изотопным стадиям 5-1 (МИС). Стадия 5 представлена не полностью, а только подстадиями 5a, 5b и 5c (рис.).

Диатомовые горизонты на временной шкале были выделены на основании изменения концентрации диатомей в осадках, их видового разнообразия, экологической структуры диатомовых ассоциаций, доминирования видов-представителей экологических групп, отражающих те или иные палеоокеанологические условия.

Это представители тихоокеанских и япономорских видов диатомовых водорослей, увеличение количества створок которых в осадках происходило в периоды межледниковий, вероятно отражая усиление водообмена Охотского моря. Другая группа – приледные (ледово-неритические) виды (*Thalassiosira gravida* Cleve, *T. antarctica* Comber, *Bacterosira bathyomphala* (Cleve) Syversten et Hasle), совместно с представителями группы криофилов (*Fragilariopsis oceanica* Hasle, *F. cylindrus* (Grunow) Kreiger, *Thalassiosira hyalina* (Grunow) Gran, *Thalassiosira kryophila* (Grunow) Jørgensen, *T. nordenskiöldii* Cleve, *Chaetoceros septentrionalis*), связанные в своем развитии со льдами, являются показателем интенсивности и продолжительности ледообразования. Присутствие их в осадках, при снизившемся содержании представителей других групп, скорее всего, свидетельствует о том, что во время похолоданий изученная часть моря могла быть покрыта льдом длительное время.

Переходы от оледенений к межледниковьям характеризуются усилением участия эврибионтного вида *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, маркируя смену гидрологических условий. Косвенным доказательством изменяющихся палеогидродинамических условий явилось присутствие переотложенных третичных видов из более древних отложений в осадках оледенений.

Изученные микрофаунистические комплексы фораминифер различаются как по таксономическому составу, так и по общей численности раковин. Для каждого стратиграфически выделенного слоя отмечаются определенные этапы развития бентосных ассоциаций, что отражено, прежде всего, в структуре комплексов (процентное соотношение видов). Изучение бентосной микрофауны позволило проследить основные закономерности развития фораминиферных сообществ в зависимости от определенных параметров донной среды и их связь с глобальными изменениями климата. Особенностью, объединяющей все комплексы, является высокая численность двух доминирующих видов: *Alabaminella weddellensis* и *Uvigerina auberiana*, толерантных к условиям низких температур и пульсирующего сезонного поступления на дно органических веществ. Быстрая реакция на кратковременные изменения окружающей среды

объясняет их стабильно высокое содержание, иногда даже в тех осадках, где другие виды полностью исчезают.

Установленная пространственно-вертикальная изменчивость комплексов микрофоссилий в среднелейстоценовых и голоценовых отложениях Охотского моря, привязанная к данным по геохимии и изотопно-кислородной стратиграфии позволила выявить ряд стратиграфических маркеров, отражающих не только возраст осадков, но и условия их формирования.

Изменения содержания $C_{\text{орг.}}$ в эпохи похолодания были не столь значительны по сравнению с изменением CaCO_3 . Это объясняется тем, что кратковременных сезонные всплески биопродуктивности в поверхностных водах не обязательно ведут к высоким скоростям аккумуляции органического углерода в осадках, так как неустойчивый материал быстро деградирует под воздействием бактерий и простейших, существующих в явно олиготрофных условиях.

The aim of this work was to study the paleoenvironment conditions of the Okhotsk Sea during the Late Pleistocene and Holocene. The basis for this work was the results of diatom and forams analysis of the core of bottom sediments from the Sea of Okhotsk. The obtained results reflect the environmental changes during last 100 kyr synchronously with MIS 5 – MIS 1 (Holocene).

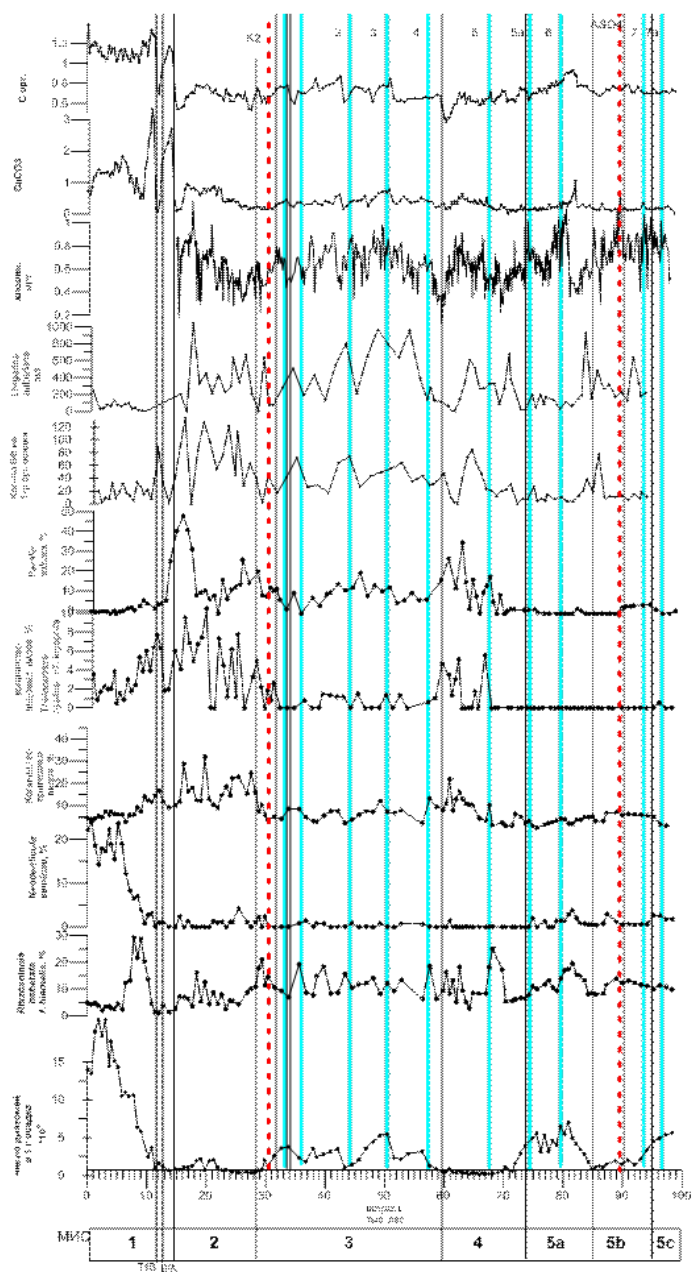


Рисунок. Стратиграфическое расчленение колонки GE 99-10-3

Бараш М.С.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: barashms@yandex.ru)

Причины массовых вымираний биоты в фанерозое

Barash M.S.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Causes of Mass Biotic Extinctions in the Phanerozoic

К великим массовым вымираниям относят особенно катастрофические вымирания, когда на Земле исчезало более 75% видов. Причины массовых вымираний биоты особенно четко выявляются при изучении именно этих событий. В течение фанерозоя выделено пять великих вымираний.

Великое ордовикское вымирание завершилось около 443 млн.л.н. Вымерло 57% родов, 86% видов организмов. В качестве причин рассматриваются чередование ледниковых и межледниковых эпизодов в южной Гондване, проникновение холодных вод в глубоководные бассейны, смена морских регрессий и трансгрессий, развитие аноксии. Заметная экскурсия $\delta^{13}\text{C}$ отражает колебание биопродуктивности.

Великое девонское вымирание завершилось около 359 млн.л.н. Вымерло 35% родов, 75% видов организмов. В качестве причин рассматриваются чередование парниковых и ледниковых условий (ледниковый щит на Гондване), колебания уровня моря и концентрации CO_2 , развитие глубоководной аноксии и ее распространение на малые глубины при трансгрессиях. Около 365 млн.л. имел место крупномасштабный магматизм, который, возможно, сыграл роль в ухудшении экологического условий. Имеются свидетельства импакт-событий.

Великое пермское вымирание завершилось 252.28 млн.л.н., продолжалось во время гигантского извержения Сибирских траппов. Погибло 56% родов, 96% видов организмов. В качестве причин рассматриваются исчезновение экологических ниш в процессе соединения материковых плит в Пангею; гиперсоленость; вулканизм; потепление и кислые дожди в результате вулканизма и выделения метана из газогидратов; кратковременные эпизоды похолодания; развитие глубоководной аноксии; увеличение концентраций H_2S и CO_2 в водной и наземной обстановках; падение уровня моря до минимального значения в фанерозое; трансгрессии; падение крупных астероидов.

Великое триасовое вымирание завершилось около 200 млн.л.н. Вымерло 47% родов, 80% видов организмов. В качестве причин рассматриваются вулканизм в Центрально-Атлантической магматической провинции, который увеличил концентрацию CO_2 в атмосфере, соответственно поднял глобальную температуру и привел к кризису

биопродуктивности в Мировом океане. Вымирание коррелируются с импакт-событиями.

Великое меловое вымирание завершилось около 65 млн.л.н. Вымерло 40% родов, 76% видов организмов. Полагают, что к глобальной катастрофе привели удар крупного болида на Юкатане, крупнейшее вулканическое извержение с образованием трапповой формации Декана, колебания CO_2 , глобальное потепление, тектонические поднятия и повышенная эрозия, интервалы эвтрофикации и аноксии в океане; падение биопродуктивности. Кроме астероида Чиксулуб на Юкатане, у границы мела и палеогена произошли другие крупные импакт-события.

Исследования массовых исчезновений выявили их периодичность, а также временную корреляцию и причинную связь с геологическими событиями. Рассмотрение имеющейся информации показывает, что в некоторых интервалах времени (сотни тысяч – первые млн. лет) вредное влияние на организмы оказывал целый ряд факторов, в том числе взаимно независимых: тектонические движения, изменения уровня моря и климата, вулканизм, удары астероидов, изменения состава атмосферы и гидросферы, затемнение атмосферы аэрозолями при вулканизме и импакт-событиях, а также, возможно, и другие. Резко сокращалось проникновение ультрафиолетовых лучей к поверхности Земли, падали фотосинтез и первичная продукция, развивалась аноксия в океане и атмосфере. Все эти факторы обосновываются палеонтологическими, геологическими, геохимическими, изотопными и другими данными. Некоторые из них находятся в отношениях соподчиненности, но видимые связи между другими отсутствуют. Кроме того, ряд перечисленных явлений происходил постепенно, в течение длительного времени, и не мог вызвать внезапную катастрофическую гибель организмов в глобальном масштабе. Рассмотрение соподчиненности основных явлений позволяет свести их к первичным причинам массовых вымираний: земным (вулканизм), и космическим (импакт-события).

На примере позднепермского вымирания выдвинута гипотеза о последовательности процессов в геосферах, которые приводят к таким катастрофам [1]. Изменения систем Земли начались около 265 млн.л.н., когда после 52 млн.л. стабильности геомагнитного поля (суперхрон обратной полярности, 312–264 млн.л.н.) имело место Иллаварское событие изменения полярности, отражающее возмущения стабильного состояния ядра и мантии Земли. После него начался длительный период частых инверсий. Эти возмущения активизировали движение мантийных потоков, тектонику литосферных плит, плюмовый вулканизм, затемнение атмосферы пепловыми аэрозолями, что препятствовало проникновению к поверхности Земли солнечных лучей и процессам фотосинтеза, вызывало выпадение кислых осадков и похолодание. Таким образом, пертурбации в ядре и мантии через несколько млн. лет проявились на поверхности Земли серией

геологических, палеогеографических и биологических событий, приведших 252–251 млн.л.н. к великому массовому вымиранию.

Но в это же время (~252–251 млн.л.н.), как и во время других массовых вымираний, произошла серия крупных импакт-событий, вызванных внеземными причинами. Сопоставление временных серий импакт-событий на Земле и Луне с данными о вулканической активности мантийных плюмов показало их корреляцию на 90-процентном доверительном уровне.

Одновременное проявление взаимно независимых явлений свидетельствует об общих внешних причинах более высокого порядка, находящихся вне пределов Солнечной системы. Предполагаемые причины влияют на процессы, происходящие на Земле, вызывают столкновения астероидов и комет с Землей и другими телами Солнечной системы, возможно, оказывают влияние при помощи потоков лучей, энергии, изменений гравитационных и других полей.

Среди гипотез, связывающих космические процессы с развитием биоты на Земле, наиболее правдоподобной представляется гипотеза [2], в которой учтены временные интервалы и периодичность космических и земных событий. Рассматриваются интервалы крупнейших импактов, изотопно-углеродных экскурсий и образования магматических провинций, которые сравниваются с интервалами крупнейших массовых исчезновений и сменой геологических периодов. Авторы установили определенную связь этих событий с орбитальным движением Солнечной системы вокруг центра Млечного пути и пересечением ветвей галактики, а также с осцилляциями позиции Солнечной системы относительно галактической плоскости. По данным авторов, выявляется галактическая первопричина вымираний, которая влияет на геологические, солнечные и внесолнечные процессы.

Большая часть причин вымираний, включаемых авторами в гипотетические схемы, является параллельными, сопутствующими событиями, не входящими в качестве неперенных членов в последовательности явлений, связанных причинно-следственными связями и приводящих к массовой гибели биоты. Они, однако, представлены в схемах, так как происходят во время развития рассматриваемых процессов.

Таковы, на мой взгляд, например, геомагнитные инверсии, которые имеют общую причину с другими событиями, происходящими во внутренних геосферах, но сами по себе не входят в цепь событий, ведущих к массовым вымираниям. Такими же явлениями являются горизонтальные движения тектонических плит, горообразование, изменения интенсивности выветривания и материкового сноса в океан при климатических изменениях и колебаниях уровня моря.

Большое значение имеет скорость развития процессов, приводящих к массовым вымираниям. Глубоководная анаоксия может развиваться постепенно, но в какой-то момент достичь поверхности океана и стать, таким образом, причиной быстрой массовой гибели организмов,

населяющих всю толщу океана. Мощные вулканические извержения в магматических провинциях и все их отрицательные следствия также развиваются сотни тысяч – первые миллионы лет. Сами по себе они не могут вызвать внезапного быстрого вымирания. Однако оно может произойти, когда вредные последствия вулканизма превышают некоторый допустимый предел.

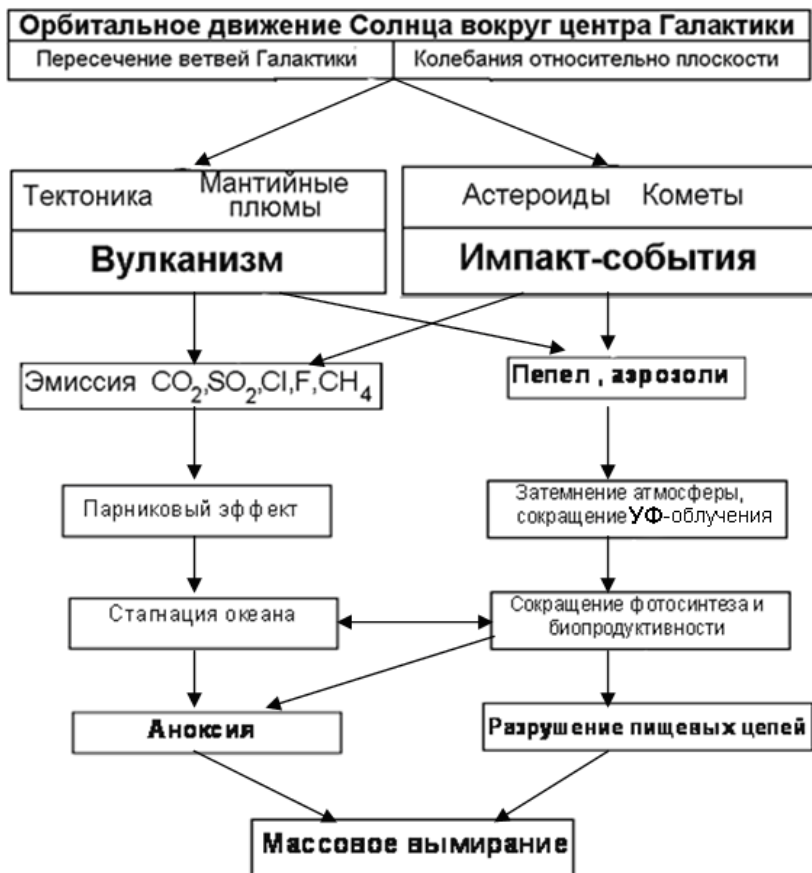


Рисунок. Взаимосвязи процессов, приводящих к массовым вымираниям

Итак, под воздействием причин, вызванных, вероятно, орбитальным движением Солнечной системы вокруг центра Млечного Пути, на Земле развиваются две основные последовательности событий: земные, приводящие к мощному вулканизму, и космические – падение на Землю крупных астероидов или комет (импакт-события) (рис.). Они могут

действовать в одном, большем или меньшем, временном интервале, как это отмечается почти для всех «великих массовых вымираний», кроме ордовикского. Но массовая гибель биоты может происходить и при возникновении лишь одной последовательности событий, развивающейся либо вследствие вулканизма, либо крупного импакт-события. В этом случае вымирание, вероятно, имеет меньшие масштабы. Как видно из схемы, и вулканизм и импакт-события вызывают сходные последствия. В итоге нарушаются все жизненно важные процессы, и происходит вымирание значительной части биоты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Isozaki Y. Illawarra Reversal: The fingerprint of a superplume that triggered Pangean breakup and the end-Guadalupian (Permian) mass extinction // *Gondwana Res.* 2009. V. 15. № 3–4. P. 421–432.
2. Gillman M., Erenler H. The galactic cycle of extinction // *Intern. Journ. Astrobiol.* 2008. V. 7. № 1. P. 17–26.

Two main successions of events that caused the great mass extinctions of marine organisms in the Phanerozoic have developed on the Earth, likely under the influence of changes in the orbital motion of the Solar System around the center of the Milky Way: terrestrial, resulting in powerful volcanism, and extraterrestrial, connected with falls of large asteroids or comets on its surface (figure). They may act during a single, larger or smaller period, as is noted for all the “great mass extinctions,” except for the Ordovician one. At the same time, mass biota death may occur under a single succession of events developing in response to volcanism or a major impact event. In such a situation, extinction is characterized by a smaller scale.

Баширова Л.Д.^{1, 2}

(¹Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, ²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград, e-mail: bas_leila@mail.ru)

Исследование региональных особенностей Северо-Атлантического течения в среднем плейстоцене и голоцене по данным фораминиферового анализа

Bashirova L.D.^{1, 2}

(¹The Atlantic Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, ²I. Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia)

Study of the regional characteristics of the North Atlantic Current during the Middle Pleistocene to Holocene-based on foraminiferal data

Исследование и прогнозирование изменений системы глобального океанического конвейера (ГОК) является на сегодняшний день одной из наиболее важных задач, стоящих перед учеными-океанологами [1–3]. Даже небольшие изменения системы ГОК сопряжены с колебаниями климата. Реконструкции поверхностных палеотемператур океана позволяют получить полезную информацию об основных закономерностях этих изменений и их цикличности.

Несмотря на большое количество работ, посвященных палеоциркуляции Северной Атлантики [1, 4–7], вопрос о региональных изменениях Северо-Атлантического течения (САТ), которое является основным переносчиком тепла в северные широты, до сих пор остается открытым. Локализация САТ определяется положением Северного полярного фронта (СПФ). Следовательно, исследование миграций СПФ также позволяет получить ценную информацию об изменении циркуляции в Северной Атлантике в прошлом.

Цель данной работы – на основе изучения донных осадков колонки АМК-4493 проследить миграции СПФ и САТ в среднем плейстоцене и голоцене. В качестве основного подхода нами использовался анализ видового распределения планктонных фораминифер, которые имеют высокую корреляцию с изменениями поверхностных температур океана, поэтому служат отличными индикаторами изменения поверхностных условий [8, 9].

Исследуемая колонка АМК-4493 (53°31.22' с.ш., 42°45.74' з.д., глубина моря 3547 м, длина разреза 369 см) была отобрана в северо-западной Атлантике у разлома Чарли-Гиббса на контурите Глория (рис. 1).

Осадконакопление в данном районе происходило под влиянием СПФ и САТ, доминирующими в районе в разное время, что отразилось на формировании поверхностных гидрологических условий.

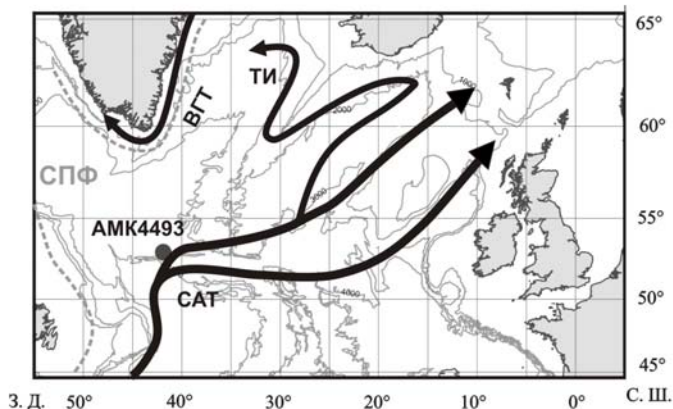


Рисунок 1. Местоположение исследуемой колонки и общая схема современной поверхностной циркуляции в Северной Атлантике [по 10]: Северо-Атлантическое течение (САТ), течение Ирмингера (ТИ), Восточно-Гренландское течение (ВГТ), Северный полярный фронт (СПФ).

Видовое разнообразие планктонных фораминифер и их соотношение в танатоценозах были изучены в 184 пробах непрерывно каждые 2 см (фракция >150 мкм). Для анализа использовалась навеска не менее 300 раковин.

Стратиграфическое подразделение исследуемой колонки было проведено с помощью данных содержания CaCO_3 и полярного вида *Neoglobobulimina pachyderma* sin. (s), маркирующего холодные условия [11]. Колонка АМК-4493 охватывает 6 морских изотопных стадий (МИС) (рис. 2).

Для температурных реконструкций использовались Revised Analog Method [RAM; 12] или пересмотренный аналоговый метод, и Modern Analogue Technique [MAT; 13] или современный аналоговый метод. Палеотемпературные кривые обоих методов синхронны и имеют незначительные расхождения. Однако при использовании RAM выдаются искусственные данные за счет применения интерполяции. Поэтому обсуждение результатов реконструкций сосредоточено на данных MAT, так как этот метод отражает реальное распределение палеотемператур.

Относительные содержания *N. pachyderma* (s) и CaCO_3 имеют высокую корреляцию и зеркально отражают друг друга. Такое соответствие двух независимых показателей подтверждает достоверность полученных нами данных.

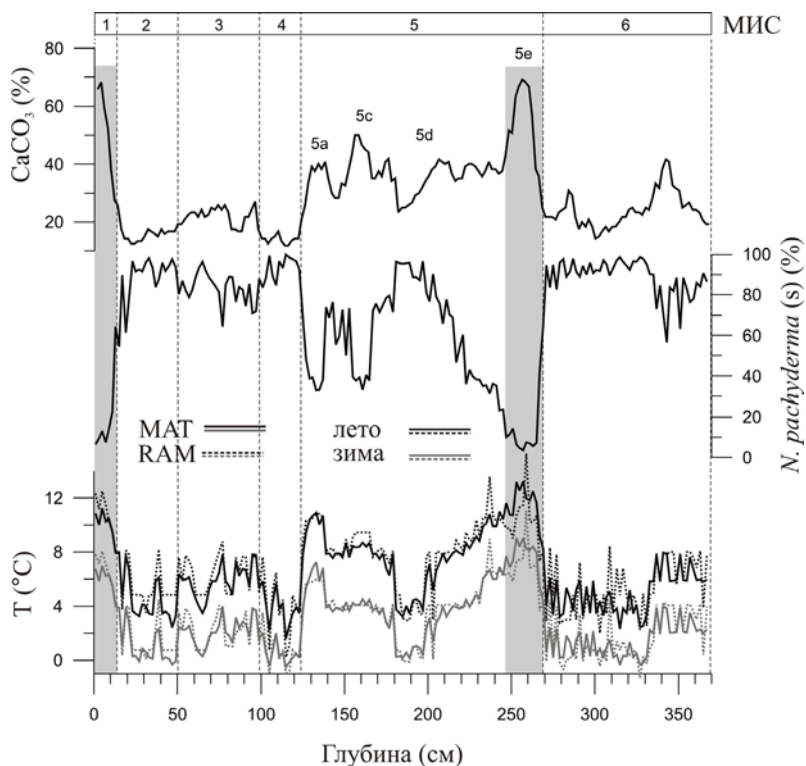


Рисунок 2. Стратиграфическое подразделение колонки АМК-4493 и палеотемпературные реконструкции (MAT, RAM) на протяжении двух последних ледниковых циклов. Серым цветом выделены периоды температурных максимумов.

Вид *N. pachyderma* (s) является одним из лучших палеоокеанологических индикаторов, отражающих положение СПФ [11, 14]. Его содержание в танатоценозе, равное или превышающее 90%, свидетельствует о присутствии в рассматриваемом районе СПФ и, соответственно, миграции САТ к югу или востоку.

Своего максимума содержание *N. pachyderma* (s) достигло во время МИС 2, 4 и 6, а также во время МИС 5d. Эти периоды характеризуются также минимальным содержанием CaCO_3 в пробах (11–25%) и наименьшими значениями зимних ($\sim 0^\circ\text{C}$) и летних ($\sim 3\text{--}4^\circ\text{C}$) палеотемператур. Эти данные согласуются с полученными ранее выводами о миграции СПФ вплоть до 40° с.ш. [14].

Во время теплых периодов (МИС 1 и 5e) наблюдается минимальное содержание *N. pachyderma* (s) в танатоценозах (0–5%). Это свидетельствует о существовании в районе исследования современных или близких к

современным условиям. Вместе с тем, положение САТ отличалось для каждого из межледниковых периодов.

Предположительно, во время МИС 1, как и в наше время, основной поток САТ проходил максимально близко к месту отбора колонки. Значения поверхностных палеотемператур, реконструированных для первого горизонта колонки составляют 6.76°C зимой и 10.89°C летом. Это согласуется с современным распределением поверхностных температур океана в рассматриваемом районе [15].

Наблюдаемые в МИС 5е высокие, по сравнению с МИС 1, значения палеотемператур (9.03°C зимой и 13.22°C летом) согласуются с данными об отклонении в этот период основного потока теплой северо-атлантической воды на запад [16–18]. Наши данные подтверждают также данные CLIMAP, свидетельствующие о неоднородности климатических условий во время МИС 5е [19].

Таким образом, во время экстремумов ледниковых периодов САТ мигрировало на юг и восток, а в районе исследования присутствовал СПФ. Во время МИС 5е поток САТ отклонялся к западу, обуславливая высокие, по сравнению с современными, палеотемпературы в районе исследования. В МИС 1 поверхностные гидрологические условия в месте отбора колонки мало менялись, а положение САТ соответствовало современному.

Автор выражает благодарность А.Г. Матулю за ценные замечания и рекомендации.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 13-05-90704 мол_рф_нр.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Broecker W.S. The Great Ocean Conveyor // *Oceanography*. 1991. V. 4. P. 79–89.
2. Kucera M. et al. Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO) // *Quaternary Science Rev.* 2005. V. 24. P. 813–819.
3. Ruddiman W.F. Orbital changes and climate // *Quaternary Science Reviews*. 2006. V. 25. P. 3092–3112.
4. Broecker W.S., Denton G.H. What drives glacial cycles? // *Sci. Am.* 1990. V. 262. P. 49–56.
5. Ganopolski A., Rahmstorf S. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model // *Nature*. 2001. V. 409. P. 153–158.
6. McManus J.F. et al. Thermohaline circulation and prolonged interglacial warmth in the North Atlantic // *Quat. Res.* 2002. V. 58. № 1. P. 17–21.
7. Rahmstorf S. Thermohaline Ocean Circulation // *Encyclopedia of Quaternary Sciences* (Ed. S. A. Elias). Amsterdam: Elsevier. 2006. P. 1–10.
8. Бараш М.С. Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. М.: Наука, 1988. 272 с.
9. Imbrie J., Kipp N.G. A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a Late Pleistocene Caribbean core // *The Late Cenozoic Glacial Ages* (Ed. Turekian, K.K.). New Haven: Yale University Press. 1971. P. 71–181.

10. Brambilla E., Talley L.D., Robbins P.E. Subpolar Mode Water in the northeastern Atlantic: 1. Averaged properties and mean circulation // *J. of Geophysic. Res.* 2008. V. 113. S04025. 1–18.
11. Kohfeld K.E. et al. Understanding Neogloboquadrina pachyderma (sinistral coiling) as a Paleooceanographic Tracer in the Polar Oceans: Evidence from Arctic Plankton Tows, Sediment Traps and Surface Sediment Samples // *Paleoceanography*. 1996. V. 11. P. 679–699.
12. Waelbroeck C. et al. Improving past sea surface temperature estimates based on planktonic fossil faunas // *Paleoceanography*. 1998. V. 13. P. 272–283.
13. Prell W.L. The stability of low latitude sea surface temperatures: An evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on positive SST anomalies // *Rep. TR 025. U.S. Dept. of Energy, Washington, DC.* 1985.
14. Eynaud F., de Abreu L., Voelker A. Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2009. V. 10. № 7. Q07U05. P. 1–21.
15. Levitus S., Boyer T.P. *World Ocean Atlas 1994: Temperature, NOAA Atlas NESDIS 4. Washington: D.C. Gov. Printing Office, 1994. V. 4. 117 pp.*
16. Bauch H.A., Erlenkeuser H. A “critical” climatic evaluation of last interglacial (MIS 5e) records from the Norwegian Sea // *Polar Research*. 2008. V. 27. P. 135–151.
17. Bauch H.A. et al. Climatic bisection of the last interglacial warm period in the Polar North Atlantic // *Quaternary Science Reviews*. 2011. V. 30. P. 1813–1818.
18. Bauch H.A. et al. Contrasting ocean changes between the subpolar and polar North Atlantic during the past 135 ka // *Geophysical Research Letters*. 2012. V. 39. L11604. P. 1–7.
19. Climate: Long-Range Investigation, Mapping, and Prediction (CLIMAP) Project Members. The last interglacial ocean // *Quat. Res.* 1984. V. 21. P. 123–224.

In this study the results of the reconstruction of surface circulation in the North Atlantic during the Middle Pleistocene to Holocene are presented. Sea surface temperatures (MAT, RAM) derived from planktonic foraminiferal abundances are calculated. It was shown that during glacial periods the North Atlantic Current has migrated to the south and east. It was a time of Polar Front dominance in the study area. During MIC 5e it was much warmer in the study site than in Holocene because of NAC shift to the west from its modern position.

**Блинова И.В.¹, Яковишина Е.В.¹, Крупская В.В.²,
Александрова Г.А.³**

(¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: yakovishina@mail.ru; ²ФГУП «ВИМС», Москва, e-mail: vi_kru@bk.ru;

³Геологический институт РАН, Москва, e-mail: dinoflag@mail.ru)

Сравнительная характеристика палеобассейнов палеогена Русской платформы и Северного Кавказа

**Blinova I.V.¹, Yakovishina E.V.¹, Krupskaya V.V.²,
Aleksandrova G.A.³**

(¹Lomonosov Moscow State University, Moscow; ²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of RAS; ³Geological Institute of PAS)

Comparative characteristics of the Paleogene paleobasins Russian platform and the North Caucasus

В палеогене эпиконтинентальные моря Русской платформы и Западно-Сибирской плиты являлись частью коммуникационных систем, через которые осуществлялся обмен водными массами и биотой между Тетисом, Атлантикой и Арктикой. Изменения этих коммуникаций вызывали фациальные и биотические перестройки разного масштаба [1]. В связи с чем выделяют Тетический и Бореальный пояса и Средиземноморскую, Перитетическую и Западно-Сибирскую палеобиогеографические области, отличавшиеся водными массами и характерными комплексами микропланктона [2]. К настоящему времени назрел вопрос детализации палеобиогеографических связей и динамики развития бассейнов Тетического и Бореального поясов в раннем палеоцене, а также зональной схемы по диноцистам.

Работа построена на изучении материалов, собранных в Саратовской области и в районе долины р. Дарья (Ессентуки). Важным моментом при изучении палеобассейнов является корректные датировки возраста изучаемых отложений. Для бассейна реки Дарья определение возраста проводилось при помощи палинологического анализа с привязкой к международной шкале. По результатам палинологического анализа отложения в долине реки Дарья имеют датский и зеландский возраст. Так же установлены два перерыва в осадконакоплении: один в основании разреза – охватывающий нижнюю часть зоны NP1 и второй – охватывающий верхнюю часть зоны NP4 – нижнюю часть зоны NP5 (рис. 1). Отложения в районе Саратовской области являются «немыми» с точки зрения палеонтологических остатков и для определения возраста этих пород применялся K/Ag метод по аутигенного глаукониту. Для этого были выделены зерна глауконита, определен их аутигенный, вероятнее всего, сингенетичный генезис по особенностям морфологии зерен, плотности, характеру выделений и распределения по плотностным фракциям.

Датирование глауконитов из отложений на границе мела и палеогена позволило определить их возраст – 64 млн. лет.

На Северном Кавказе палеоцен представлен двумя крупными седиментационными циклами: нижнепалеоценовым – с карбонатными биогенными фациями эльбурганского горизонта и верхнепалеоценовым, преимущественно бескарбонатным, нальчикским горизонтом. С запада на восток латеральная динамика выражается в постепенном углублении бассейна: флишоидные отложения Западно-Кубанской фациально-структурной зоны сменяются мелководными фациями в сокращенных разрезах Адыгейской зоны, далее более глубоководными биогенными карбонатными осадками Черкесской зоны, Нальчикской и Северо-Дагестанской зон. Эта смена седиментации наиболее ярко выражена в западной части региона, где во второй половине палеоцена начинается формирование терригенных фаций Горячего ключа без ярко выраженной ритмичности. Изученный разрез по реке Дарья расположен в Черкесской зоне и характеризует переходную зону между западным и восточным типами фаций раннепалеогеновых отложений Северного Кавказа. Большая часть разреза сложена ритмично чередующимися песчанистыми и глинистыми мергелями эльбурганской свиты. Это особенность в осадконакоплении является результатом колебаний уровня моря, которые могут быть связаны как с тектоническими движениями, так и климатическими изменениями. Вероятно, что указанные факторы действовали одновременно. Таким образом, изменение климата и, как следствие, условий выветривания на континенте в областях источников сноса, приводило к изменению соотношений и средних содержаний глинистых минералов. В отложениях Северного Кавказа содержание глинистых минералов, не значительно и составляет первые проценты. Среди них преобладают иллиты, иллит-смектиты с содержанием смектитовых слоев порядка 20–30% и собственно, смектиты и неупорядоченные иллит-смектиты (50:50). Отмеченная цикличность характеризуется увеличением доли набухающих глинистых минералов: иллит-смектитового ряда с разным соотношением пакетов, а также собственно смектитов. Интервалы с увеличением доли набухающих минералов, которые также коррелируются с увеличением содержания гипса, могут быть соотнесены с изменением климата. В эти периоды происходило некоторое обмеление бассейна, вызванное увеличением аридизации, в результате чего, усиливалась скорость выветривания, приводившая к увеличению доли смектитовых минералов и появлению в разрезах гипса. На Русской платформе в отличие от Северного Кавказа в палеоцене преобладали терригенные условия седиментации. В данной работе исследован разрез, расположенный в районе села Соколовое Саратовской области. Породы разреза представлены терригенными разностями – песками, песчаниками с кремнистым цементом в верхней части разреза и опоками в нижней части. Особенностью данных

Субглобальные стандарты
Luterbacher et al., 2004

Система	Отдел	Подотдел	Мил. лет	Хроны	Полнота	Планктонные фораминиферы		Нанно-планктон	Биосферы по диноцитам	Система													
						Диноцисты	Система																
ПАЛЕОЦЕНОВАЯ	Верхний	Танет	56	C25	c	b	P5	NP9	CP8	D5	a	A. augustum	A. augustum	f	Система	Отдел	Другое	Свита	Мощность	Литолия	Зоны по диноцитам		
			57																				
			58																				
			59																				
			60																				
	Зеландий	Танет	b	C26	b	P3	a	NP4	CP3	D3	a	C. depressum	D. californicum	T. cf. delicata	f	Система	Отдел	Другое	Свита	Мощность	Литолия	Зоны по диноцитам	
																							61
																							62
																							63
																							64
Нижний	Данний	b	C27	c	P2	c	NP3	CP2	D2	a	S. crupio-vesiculatus	S. hornata	A. reticulata	f	Система	Отдел	Другое	Свита	Мощность	Литолия	Зоны по диноцитам		
																						65	
																						66	
																						67	
																						68	

162

Массовое содержание глауконитовых зерен в исходных песках Саратовской области достигает 10–15%. Глаукониты представлены в виде округлых, вытянутых не плотных зерен в среднем до 150–300 мкм по длинной оси без следов переотложения, что позволяет их использовать для палеогеографических реконструкций.

Массовое содержание глауконитовых зерен в исходных песках Саратовской области достигает 10–15%. Глаукониты представлены в виде округлых, вытянутых не плотных зерен в среднем до 150–300 мкм по длинной оси без следов переотложения, что позволяет их использовать для палеогеографических реконструкций (рис. 2).

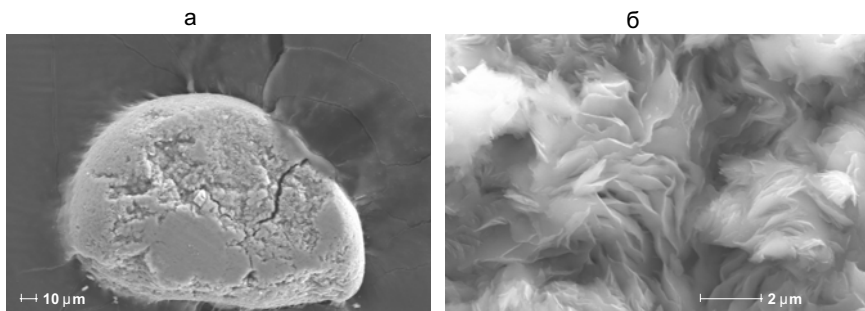


Рисунок 2. Микрофотография глобули (а) и ее микростроение (б)

Формирование глауконитовых зерен началось на стадии раннего диагенеза, на что указывает широкое распространение дефектов упаковки в структуре глауконита, которые возникают в процессе роста или преобразования минералов. Изучать особенности дефектов упаковки и определять угол разворота возможно с помощью рентгеновских данных. Согласно распределению рефлексов с индексами 021 и 111 (рис. 3), все изученные глаукониты можно отнести к неупорядоченной разности политипа 1Md (60o). Содержание набухающих слоев во всех образцах не более 10%.

Также зёрна глауконита отличаются достаточной зрелостью и характеризуются высоким содержанием железа и калия. Учитывая содержание магния в глауконитах, была установлена зависимость между солёностью и температурой морской воды в палеобассейне, которая позволила рассчитать среднюю температуру по методике Николаевой (1981). Температура в палеогене составила порядка 20°C.

Сопоставляя разрезы из разных палеогеографических провинций, следует отметить схожие термальные изменения, выраженные в Кавказском бассейне наличием прослоев пород содержащих смектит и гипс, а на Русской платформе – глауконитовых горизонтов. То есть на Кавказе в

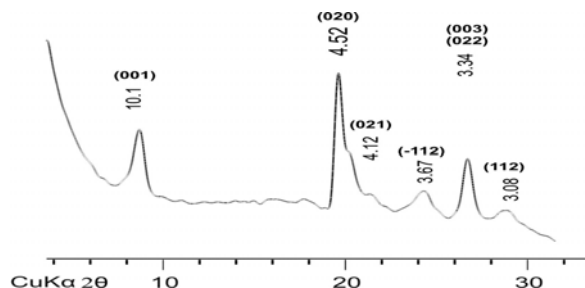


Рисунок 3. Рентгеновские картины глауконитовых зерен из палеогеновых песков

палеоцене при потеплении устанавливались более застойные условия с повышением солености и выпадением гипса. В Саратовской области в то же время существовали условия открытого бассейна, и происходило формирование глауконита на стадии раннего диагенеза.

Дальнейшие исследования в области стратиграфии отложений рассмотренных регионов позволяют соотнести термальные максимумы, тем самым детализируя обстановку осадконакопления и связи между различными палеобассейнами.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-00263-а

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н. Палеоцен и эоцен Российской части Западной Евразии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 1. С. 54–78.
2. Беньямовский В.Н. Пролиты, водные массы, течения и палеобиогеографическое районирование морских бассейнов палеоцена Северо-западной Евразии по фораминиферам // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2003. Т. 78. Вып. 4. С. 56–77.

The work is based on a study of deposits of Cretaceous-Paleogene boundary in the Saratov region and river Daria (Essentuki). According to the results of palynological analysis of sediments in the river Daria have Danian and Zealandian age. Installed two breaks in sedimentation. Age of the rocks in the Saratov region on the K/Ar method on authigenic glauconite-64 million years. Variations in climate led to a change in the ratio of average content of clay minerals. Similar thermal changes are expressed in Caucasian basin containing smectite and gypsum layers of rock, and on the Russian platform – glauconite horizons.

Босин А.А., Горбаренко С.А., Василенко Ю.П., Янченко Е.А
(ТОИ ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: bosin@poi.dvo.ru)

**Особенности изменения первичной продуктивности
Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене**

Bosin A.A., Gorbarenko S.A., Vasilenko Yu.P., Yanchenko E.A
(POI FEB RAS, Vladivostok)

**The features of primary productivity changes in the Okhotsk
Sea during Late Pleistocene and Holocene**

Изменения климата в прошлом изучаются уже не первый десяток лет, однако на сегодняшний день палеоокеанология не может полностью объяснить все механизмы возникновения и развития глобальных и региональных природных процессов. Актуальным остается вопрос о том, как именно изменения климата влияют на продуктивность морских бассейнов. Выявление региональных особенностей глобальных осцилляций климата позволяет полнее оценить общую картину природных процессов. Высокая чувствительность среды дальневосточных морей к глобальным и региональным изменениям климата в совокупности с высокой скоростью седиментации делают данный регион перспективным для детальных исследований палеосреды [1]. Для Охотского моря показано, что распределение современной первичной продукции в фотическом слое соответствует содержанию хлорина в поверхностных осадках, таким образом, хлориновый метод применим для реконструкции первичной продукции в охотоморских верхнечетвертичных осадках [2].

В данной работе проведено сравнение изменений содержания хлорина в осадках 11 колонок из разных частей Охотского моря (рис. 1). Усредненная кривая изменения содержания хлорина в охотоморских осадках рассчитана для последних 160 тыс. лет. Были обнаружены общие хронологические закономерности изменения содержания хлорина в охотоморских осадках, несмотря на небольшие региональные различия. В результате получена общая кривая изменений содержания хлорина в осадках изученного региона (рис. 2).

Измерение содержания хлорина в осадке проводилось в лабораторных условиях на спектрофотометре SHIMADZU-3600 по отработанной методике [3]. Для построения кривой среднего содержания хлорина в 11 охотоморских колонках концентрация хлорина в каждом керне была нормализована от 0 до 1, путем деления всех значений на максимальное, и интерполирована с дискретностью в 100 лет. Затем были рассчитаны средние значения для каждого временного интервала. Для построения моделей возрастных шкал изученных колонок использованы абсолютные датировки (AMS), результаты анализа изотопного состава кислорода планктонных (*Neogloboquadrina pachyderma* sin.) и бентосных (*Uvigerina*

auberia, *U. peregrina*) фораминифер ($\delta^{18}\text{O}$), положение датированных пепловых прослоев, а также корреляция изменения магнитной восприимчивости осадков и изменения интенсивности геомагнитного поля Земли [1]. В качестве индикатора ледового разноса определялась весовая доля крупной фракции осадка более 63 мкм и менее 2000 мкм, которая аккумулируется на дне моря при таянии морских льдов.

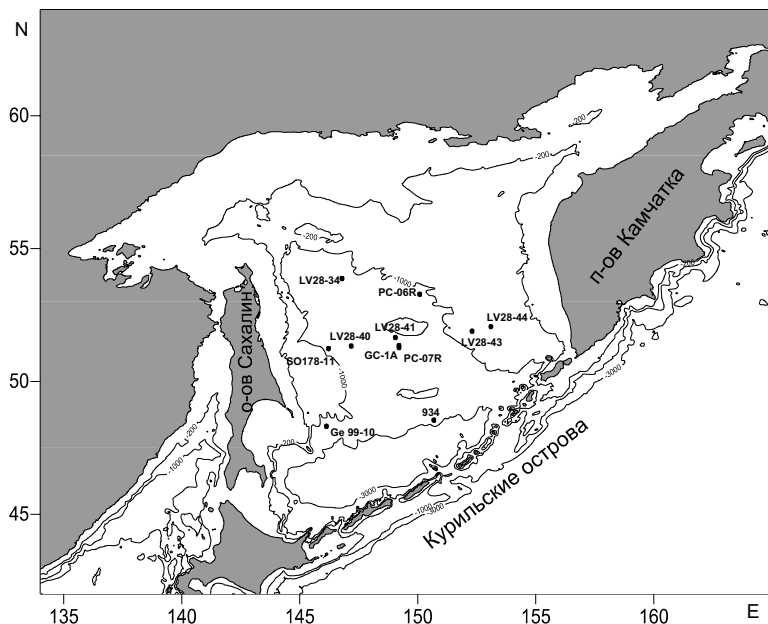


Рисунок 1. Расположение мест отбора осадочных кернов в Охотском море

МИС 6 и 4-2 соответствует предпоследнему и последнему оледенениям. Сравнительно низкие значения содержания хлорина в это время свидетельствуют о неблагоприятных климатических условиях для развития первичной продукции. Первичная продуктивность была подавлена, в первую очередь, из-за суровых ледовых условий [1, 4] и уменьшения инсоляции, которые значительно сокращали вегетационный период. На усиление формирования морского льда влияло снижение температур и усиление зимних муссонов [4], также вследствие опускания уровня моря снижается тепляющее влияние вод Японского моря, поступающих с течением Соя. Речной сток и поступление биогенных элементов с суши значительно снижались при холодных и аридных климатических условиях. Даже в период максимального оледенения ледяной покров на большей части Охотского моря в летнее время разрушался, а Ю-В часть Охотского

моря оставалась свободной ото льда большую часть года. В конце МИС 6 во всех колонках хорошо прослеживается минимум продуктивности, по времени совпадающий с холодным событием Н11, а два четко выраженных пика продуктивности 64 и 84 тыс. лет соответствуют теплым межстадиям 17 и 21 соответственно. Большинство быстрых глобальных теплых и холодных событий на общей кривой слабо выражены из-за невысокой детальности моделей возрастных шкал. Условно принимается, что между датированными отметками в возрастных моделях скорость осадконакопления постоянна, что не всегда соответствует действительности.

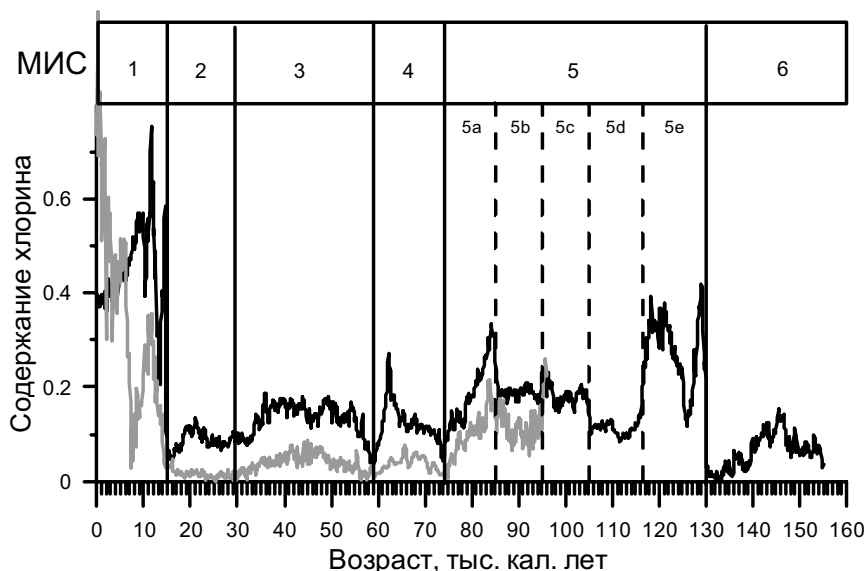


Рисунок 2. Средняя кривая изменения нормализованных значений содержания хлорина в охотоморских осадках (черная линия). Нормализованное содержание хлорина в колонке LV 28-44-4 (серая линия).

На границе стадий 6/5 и 2/1 во время дегляциации наблюдаются резкие «всплески» биопродуктивности. Подстадия 5e начинается с резкого возрастания первичной продукции. Первый пик продуктивности приходится на интервал 130–128 тыс. лет. Затем происходит довольно резкий спад содержания хлорина в осадке на интервале 128–121 тыс. лет. Со 125 тыс. лет начинается второй максимум биопродуктивности, достигая максимума 121 тыс. лет назад. Продуктивность остается очень высокой до окончания подстадии 5e. В ЮВ части Охотского моря подстадия 5e (оптимум последнего межледникового) разделена на две части: раннюю

(121–127 тыс. лет) с большим содержанием фораминифер и позднюю (121–117 тыс. лет) с подавляющим преобладанием кремнистых микрофоссилий. При этом отмечено, что активное биогенное осадконакопление началось на 2–2.5 тыс. лет позже границы МИС 6/5 [5]. По нашим данным на этот период времени приходится первый пик продуктивности, вероятно, он был вызван бурным расцветом кокколитофорид, поэтому не был определен микропалеонтологическими методами.

В начале МИС 1 два максимальных пика первичной продукции отмечены в период дегляциации (14.5–9.8 тыс. лет). Первый максимум продуктивности, начинающийся с 14.5 тыс. лет, вызван климатическим потеплением Беллинг-Аллеред, происходящим одновременно с первым ДО межстадиалом Гренландии. Это событие в северном полушарии сопровождалось резким поднятием уровня моря, вызванным быстрым таянием ледниковых щитов (терминация 1А). Минимум в характеристиках палеопродуктивности на интервале 12.7–11.5 тыс. лет соответствует похолоданию поздний дриас. Второй пик продуктивности и потепления климата начинается с 11 тыс. лет и продолжается в течение терминации 1В. Трансгрессия моря сопровождалась увеличением поступления биогенных элементов с суши. В это же время усиливалась стратификация приповерхностного слоя в теплое время года. Эти факторы привели к бурному развитию фитопланктона. В первую очередь интенсивно развивался карбонатный фитопланктон, особенно кокколитофориды. После терминации 1В постепенно начинает увеличиваться доля диатомовых водорослей, достигая максимума примерно 5.5 тыс. лет назад. В дальнейшем всю вторую половину голоцена диатомеи играют доминирующую роль в развитии фитопланктона.

После терминации во время межледниковый биопродуктивность несколько понижалась, но оставалась сравнительно высокой по отношению к периодам оледенений. Условия формирования первичной продукции во второй половине голоцена были сходны с современными. Большая часть биогенных элементов поступает в приповерхностный слой во время зимнего перемешивания верхнего слоя воды с нижележащими водами, обогащенными питательными веществами. Весеннее таяние льдов, а в западной части моря и влияние речного стока, приводит к стратификации приповерхностного слоя обогащенного нутриентами, что создает условия для весеннего цветения диатомовых водорослей. В летний период продуктивность Охотского моря падает, но остается высокой в областях апвеллинга, а осенью наблюдается второй пик цветения преимущественно за счет развития карбонатного фитопланктона, не такой интенсивный как весенний. Поздней осенью и зимой формирование ледяного покрова подавляет развитие фитопланктона и соответственно первичную продукцию. В юго-восточную часть Охотского моря через Курильские проливы поступают обогащенные биогенными элементами теплые

тихоокеанские воды. Они сдерживают развитие морских льдов и обеспечивают высокую продуктивность фитопланктона.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президентского гранта МК-3466.2012.5; грантов РФФИ № 13-05-00296-а, № 12-05-31339 мол_а; ДВО РАН № 13-III-B-07-147, № 13-III-B-07-149, № 13-III-B-07-136.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gorbarenko S.A., Goldberg E.L., Kashgarian M. et al. Millennium scale environment changes of the Okhotsk Sea during last 80 kyr and their phase relationship with global climate changes // Journal of Oceanography. 2007. V. 63. № 4. P. 609–623.
2. Босин А.А., Захарков С.П., Горбаренко С.А. Отражение современного распределения первичной продукции в донных осадках Охотского моря // Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 194–202.
3. Захарков С.П., Босин А.А., Горбаренко С.А. Содержание хлорина в морских осадках как индикатор палеопродуктивности // Вестник ДВО РАН. 2007. № 1. С. 52–58.
4. Gorbarenko S.A., Harada N., Malakhov M.I. et al. Orbital and millennial-scale environmental and sedimentological changes in the Okhotsk Sea during the last 350 kyr // Global and Planetary Change. 2010. V. 72. P. 79–85.
5. Бараш М.С., Чеховская М.П., Бибо Н. и др. О четвертичной палеоокеанологии юго-восточной части Охотского моря по литологии и планктонным фораминиферам // Океанология. 2005. Т. 45. № 2. С. 273–285.

Distributions of chlorin content were studied in 11 sediment cores and general regularities in different parts of Okhotsk Sea were revealed. Primary productivity is sensitively reflected global and regional climate oscillations.

**Василенко Ю.П.¹, Горбаренко С.А.¹, Ши К.², Лю Я.²,
Цзоу Ц.², Босин А.А.¹**

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: vasilenko@poi.dvo.ru; ²Первый институт океанографии Государственного океанографического управления, г. Циндао, КНР)

**Ледовые условия в восточной части Охотского моря во
время Дансгаард-Ойшгер циклов последнего оледенения
Vasilenko Yu.P.¹, Gorbarenko S.A.¹, Shi X.², Liu Y.², Zou J.²,
Bosin A.A.¹**

(¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute of FEB RAS, Vladivostok; ²First Institute of Oceanography of the State Oceanic Administration, Qingdao, China)

**Sea ice conductions in eastern part of the Okhotsk Sea during
Dansgaard-Oyeshger events of the Last Glaciation**

Целью настоящего исследования является выявление причин вызывающих быстрые изменения ледовых условий Охотского моря и механизмов их развития, определение отклика среды на глобальные колебания климата во время последнего оледенения на примере восточной части Охотского моря.

Несмотря на довольно хорошую изученность изменения условий среды Охотского моря во время позднего плейстоцена и голоцена, его восточная область остаётся слабо исследованной. К публикациям, в которых рассматриваются быстрые изменения среды восточной части моря в позднем плейстоцене и голоцене, относятся работы Т. Sakamoto [1] и D. Nürnberg [2]. В этих статьях авторы предпринимают попытки восстановления ледовых условий и палеоклиматических реконструкций. Несмотря на неоднозначность некоторых выводов, в этих работах подмечена важная черта среды восточной части моря – чёткая реакция её ледяного покрова на быстрые глобальные изменения климата.

Авторами изучен керн донных осадков LV28-44-4, полученный в восточной части Охотского моря (координаты 52°03,367' с.ш., 153°06,13' в.д.; глубина моря 681 м). Нами были выполнены анализы изотопно-кислородного состава раковин бентосных фораминифер, содержания индикаторов продуктивности (хлорина, общего органического углерода, биогенного Ва, CaCO₃ и отношение C/N), измерена магнитная восприимчивость, проведён анализ элементного состава. Результаты этих исследований, их сопоставление со стандартной кривой изменения δ18O в керне льда Гренландии [3] и привлечение данных тефрохронологии и радиоуглеродного датирования методом AMS 14C позволили построить надёжную возрастную модель для керна LV 28-44-4.

Также было изучено содержание материала ледового разноса (МЛР) по длине керна. За МЛР принималась терригенная составляющая фракции

>0.15 мм. Её определение проводилось посредством подсчёта числа терригенных частиц в пробе осадка, после его промывки через сито с диаметром ячеек 0.15 мм и высушивании остатка. Подсчёт осуществлялся визуально при помощи бинокля, при этом навеска, в которой производился подсчёт, включала не менее 300 терригенных частиц. Содержание МЛР в пробе определялось как отношение числа терригенных зёрен во фракции >0.15 мм к весу сухого осадка (число терригенных зёрен/г сухого осадка).

Изменения содержания МЛР в донных осадках является индикатором вариаций ледовых условий. Рассмотрение изменения содержания МЛР в керне LV28-44-4 по времени показывает, что в восточной части Охотского моря содержание МЛР в стадиях («холодные» эпизоды Дансгаард-Ойшгер циклов) выше, чем интерстадии («тёплые» эпизоды) в от 3 до 6 раз во время МИС 5.b – МИС 4 и от 5 до 8 раз во время МИС 3 (рис.). Подобные изменения содержания МЛР указывают на вариации в объёмах его поставки. Колебания объёмов поставки МЛР могут происходить по четырём основным причинам: изменения количества выносимого в район побережья и подготавливаемого здесь терригенного материала; смена основного агента переноса МЛР; изменения в объёмах формирования агента переноса и изменения в направлении и дальности переноса МЛР.

Оценить изменения количества выносимого в район побережья и подготавливаемого здесь терригенного материала в прошлом представляется сложной задачей. В рассматриваемом нами случае увеличение содержания МЛР в донных осадках связано со стадиями – периодами, когда происходили морские регрессии, а во время интерстадиалов – время морских трансгрессий, содержание МЛР напротив падает. Однако, во время морских трансгрессий должна была усиливаться абразия побережья, что должно было способствовать увеличению объёма терригенного материала пригодного для захвата льдом. С другой стороны, морские регрессии приводят к углублению базиса эрозии рек и, следовательно, увеличению их энергии, что также должно приводить к большему объёму поставки окатанного обломочного материала. Сведения о современных условиях перераспределении обломочного материала в районе западного побережья Камчатки указывают на то, что за счёт абразии поступает приблизительно в 3 раза больше терригенного вещества, чем за счёт выноса рек [4]. Маловероятно, что изменение базиса эрозии рек во время регрессий, связанных со стадиями, приводило бы к значительному изменению этого соотношения. Таким образом, вероятно, фактор изменения количества выносимого в район побережья и подготавливаемого здесь терригенного материала не являлся основной причиной изменений содержания МЛР в донных осадках восточной части Охотского моря.

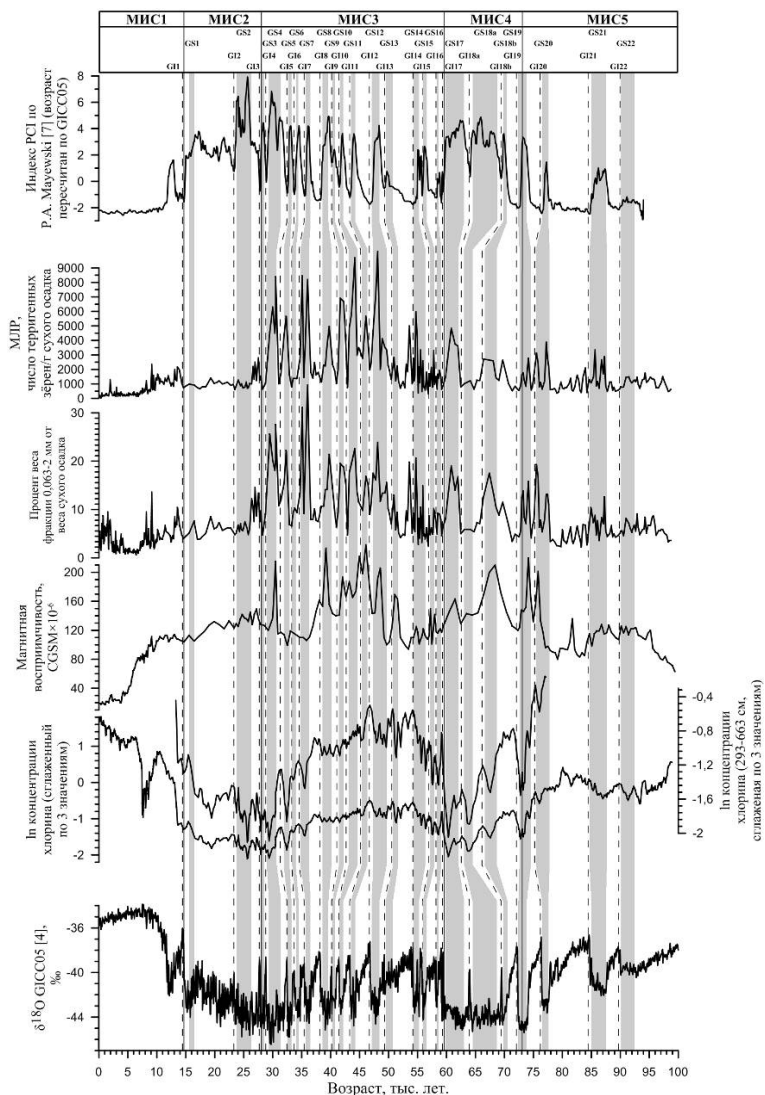


Рисунок. Сравнение изменения (сверху вниз, начиная со второго графика) содержания МЛР, процента веса фракции 0,063-2 мм, магнитной восприимчивости, концентрации хлорина в кернах LV28-44-4 с изменениями индекса интенсивности полярной циркуляции северного полушария (PC1 [5]) (верхний график) и стандартной кривой изменения $\delta^{18}\text{O}$ в кернах льда Гренландии [3] (нижний график).

Аббревиатуры в верхней части рисунка означают: МИС – морские изотопно-кислородные стадии, GS (серые полосы) – стадиалы, GI (пунктирные линии) – интерстадиалы (с возрастом по E.W. Wolff [6]). Сплошные линии – границы МИС.

Смена основного агента переноса МЛР предполагает смену морского льда айсбергами. Результаты исследования окатанности МЛР предполагает, что как в интерстадиалы, так и в стадиалы поставка МЛР осуществлялась исключительно морскими льдами (по крайней мере, во время МИС 3). Это предположение подтверждает почти полное отсутствие терригенного материала крупнее гравийной размерности. Таким образом, такая причина изменения объёма поставки МЛР, как смена основного агента переноса МЛР, является не состоятельной.

Существующая схема поверхностных течений Охотского моря предполагает поставку МЛР в район станции LV28-44-4 из района побережья юго-западной и западной Камчатки. Данные минералогического анализа указывают на то, что в позднем плейстоцене-голоцене не происходило принципиальных изменений этой схемы [7]. Таким образом, можно утверждать, что МЛР в район станции LV28-44-4 поступал из области западного и юго-западного побережья Западной Камчатки на протяжении всего последнего оледенения. Тем не менее, нельзя отрицать того, что во время стадиалов лёд, образовавшийся у побережья и, следовательно, наиболее загруженный МЛР, мог уноситься в открытое море значительно дальше, чем в интерстадиалы.

Основной причиной увеличения содержания МЛР в стадиалы и уменьшения – в интерстадиалы, по-видимому, является изменение объёмов формирования льда. При сопоставлении кривой изменения содержания МЛР с кривой индекса полярной циркуляции северного полушария (PCI [5], рис.) становится очевидной их связь. Объяснить эту связь можно также посредством изменения объёмов формирования морского льда. Интенсификация атмосферной циркуляции во время холодных условий стадиалов приводила к усилению ветров, что должно было способствовать интенсивному формированию льда. Кроме того, интенсификация атмосферной циркуляции зимнего времени года должна была приводить к частым штормовым явлениям. Это способствовало частому взлому припая и выносу его в открытую часть моря. Кроме того интенсификация атмосферной циркуляции способствовала усилению течений Охотского моря.

Таким образом, резкие увеличения содержания МЛР в донных осадках восточной части моря во время стадиалов определялось усилением формирования морского льда, вызванного колебаниями интенсивности полярной циркуляции атмосферы северного полушария.

Работа была выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 13-05-00296-а и № 12-05-31339 мол_а) и Дальневосточного отделения Российской академии наук (гранты № 13-III-B-07-136, № 13-III-B-07-147 и № 13-III-B-07-149), Национального фонда естественных наук Китая (проекты № 40710069004, № 41076038) и Государственного океанографического управления Китая № 908-01-BC24.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sakamoto T., Ikehara M., Aoki K. et al. Millennium scale sudden and abrupt sea-ice expansion events in the Sea of Okhotsk based on analysis of ice-rafted debris (IRD) in marine sediment cores // *Global and Planetary Change*. 2006. V. 53. P. 58–77.
2. Nürnberg D., Dethleif D., Tiedemann R. et al. Okhotsk Sea ice coverage and Kamchatka glaciation over the last 350 ka – Evidence from ice-rafted debris and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 2011. V. 310. P. 191–205.
3. Svensson A., Andersen K.K., Bigler M. et al. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 2: Comparison to other records // *Quaternary Science Reviews*. 2006. V. 25. P. 3258–3267.
4. Арчиков Е.И., Бровко П.Ф., Рыбаков В.Ф., Шуйский Ю.Д. Абразионный фактор поступления осадочного материала в Охотское море // *Современное осадконакопление и четвертичный морфолитогенез Дальнего Востока*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 165–177.
5. Mayewski P.A., Meeker L.D., Twickler M.S. et al. Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series // *Journal of Geophysical Research*. 1997. V. 102. № C12. P. 26345–26366.
6. Wolff E.W., Chappellaz J., Blunier T. et al. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 2828–2838.
7. Деркачёв А.Н., Николаева Н.А., Горбаренко С.А. Особенности поставки и распределения кластогенного материала в Охотском море в позднечетвертичное время // *Тихоокеанская геология*. 2004. Т. 23. № 1. С. 37–52.

Thus, we conclude that the peaks of IRD content during MIS 5.b – MIS 4 and, especially, MIS 3 are confined to the coldest abrupt global climatic events and directly linked to the intensification of the northern hemisphere polar atmospheric circulation.

**Ганзей Л.А.¹, Разжигаева Н.Г.¹, Нишимура Ю.²,
Гребенникова Т.А.¹, Кайстренко В.М.³, Горбунов А.О.³**

(¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, e-mail: paduyar@tig.dvo.ru, ²Институт сейсмологии и вулканологии, Университет Хоккайдо, Саппоро, e-mail: uns@mail.sci.hokudai.ac.jp, ³Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, e-mail: victor@imgg.ru)

Первые находки осадков цунами на побережье Восточного Приморья

**Ganzev L.A.¹, Razzhigaeva N.G.¹, Nishimura Yu.²,
Grebennikova T.A.¹, Kaistrenko V.M.³, Gorbunov A.O.³**

(¹Pacific Institute of Geography, FEB Russian Academy of Sciences, Vladivostok, ²Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University, Sapporo, ³Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk)

First find of tsunami deposits on the coasts of Eastern Primorye

Побережье Японского моря относится к одному из районов тихоокеанского окраины России, которое подвергается воздействию сильных цунами [1]. Эпицентры цунамигенных землетрясений в основном расположены на шельфе и подводном склоне Японских островов [2]. Разрушительные цунами здесь происходят редко, и недостаточное количество исторических наблюдений не позволяет получить надежные данные по повторяемости цунами, выявить их характер, особенности воздействия на природную среду и развитие берегов. Проявление известных цунами XX века на побережье Восточного Приморья имело меньшие масштабы, чем катастрофические цунами на побережье Японии и в Курило-Камчатском регионе. Единственным способом получения данных о сильнейших цунами для длительных промежутков времени являются геологические методы выявления следов палеоцунами. Изучение осадков исторических и палеоцунами позволяет оценить масштабы и частоту проявления этих событий в прошлом, что является необходимым для оценки цунамиопасности территории.

В XX веке на побережье Приморья известны 3 крупных цунами, произошедших в 1940, 1983, 1993 гг. Очень мало информации о первом событии, после последних двух – были проведены обследования берегов сразу после прохождения цунами, во время которых измерялись высота заплеска, дальность проникновения волн и были собраны сведения от очевидцев [3, 4]. Проблемы осадконакопления остались вне поля зрения этих исследований. Целью работы является идентификация осадков цунами в разрезах береговых низменностей Восточного Приморья, выявление специфических черт осадконакопления при прохождении волн цунами, палеореконструкция событий, выявление их масштаба и частоты в разных бухтах.

В основу работы положены материалы экспедиций 2010–2012 гг. по побережью Восточного Приморья: бух. Пластун, Озера, Китовое ребро, зал. Опричник, бух. Лангоу I, Лидовка, Рудная Пристань, зал. Ольга, бух. Кит.

Основными объектами изучения были озерно-болотные отложения береговых низменностей, расположенные за пределами зоны влияния сильных штормов. Разрезы изучались по профилям, заложенным от линии уреза вглубь суши, гипсометрическое положение разрезов определялось с помощью нивелирования. Изучен структурный состав осадков цунами и других прибрежно-морских фаций. Для идентификации происхождения цунамигенных песков также использовался диатомовый анализ.

На побережье изученных бухт осадки цунами представлены тонкими прослоями песка, имеющих покровное залегание и протягивающихся вглубь суши за пределы действия штормовых волн. Слои имеют четкие границы. Их мощность достигает 10 см и уменьшается вглубь суши. Как правило, по мере удаления от береговой линии уменьшается размерность материала. В некоторых случаях осадки цунами имеют градиационную слоистость.

Изучение разрезов береговых низменностей Восточного Приморья позволило идентифицировать следы ряда сильных позднеголоценовых и исторических цунами, произошедших в последние 2,3 тысячи лет. Осадки цунами найдены только на побережье бухт, которые относятся к наиболее цунамиопасным, где при обследовании проявления последних цунами 1983, 1993 гг. были замерены наиболее высокие заплески. Проведенные исследования показали, что сильные цунами, сопровождавшиеся эрозией и оставившие осадки в зоне затопления, редкие события на побережье Восточного Приморья. Исторические и позднеголоценовые палеоцунами, следы которых обнаружены в разрезах, были, по-видимому, более масштабными событиями, чем известные цунами XX века, которые оставили очень тонкий слой осадков, обнаруженных только в некоторых бухтах (бух. Озера, Лангоу I, бух. Кит). Возраст позднеголоценовых цунами оценивается около 2,1–2,3 калиб. тыс. л.н., 1,7 тыс. л.н., 0,8 тыс. л.н., в историческое время до заселения края сильные цунами произошли около 600, 400 и менее 200 л.н.

Осадки цунами представлены песками, состав которых во многом зависит от геоморфологического строения дна и побережья бухт, литодинамической ситуации и особенностью прохождения цунами, что определяет вклад разных источников питания. Хорошая сохранность цунамигенных песков наблюдается в небольших бухтах, приуроченных к низкопорядковым водотокам. Наиболее подробная геологическая летопись событий получена для бух. Лангоу I, на побережье которой расположен длительно существующий болотный массив, возникший на месте среднеголоценовой лагуны, от которой осталось небольшое озеро. Гранулометрический состав цунамигенных песков сильно отличается от песков, встречающихся пятнами на пляже среди валунно-галечного

материала, и песчаного заполнителя штормового вала. Осадки цунами имеют одномодальные (мода 0.2–0.25 мм), реже бимодальные кривые распределения (появляется мода 0.315–0.4 мм). При продвижении вглубь суши материал становится тоньше, модальная фракция смещается в интервал 0.16–0.2 мм, увеличивается примесь алевроита (до 23%). Осадки цунами хорошо или умеренно сортированы. Пляжевые пески, как правило, хуже сортированы, чем осадки цунами, имеют существенную примесь крупнозернистого песка (до 57.6%) и гравия (до 43.2%), часто характеризуются полимодальными кривыми распределения. Основным источником материала, переносимого цунами, являлся подводный береговой склон, в меньшей степени пляж и штормовой вал. Сходство состава разновозрастных осадков говорит о подобии седиментологической ситуации во время прохождения цунами.

В бухтах, приуроченных к долинам крупных водотоков (бух. Лидовка, Рудная Пристань), в которых наблюдались высокие заплески цунами XX века, поиск цунамигенных осадков затруднен, поскольку приустьевые зоны часто затапливаются во время сильных наводнений. В нижних течениях рек русла сильно меандрируют, и нет условий для развития длительно-существующих болот и озерных водоемов.

В бухтах, где развиты валунно-галечные пляжи, источником цунамигенных песков является подводный береговой склон. В бухтах, где пляж и подводный склон покрыт грубообломочным материалом (северная часть бух. Китовое ребро, зал. Опричник), нет достаточного количества песка, который мог бы переотлагаться цунами и формировать видимые прослои, следов затопления в геологических разрезах обнаружить не удалось. Как правило, осадки цунами отличаются от осадков пляжа и штормового вала, и сформированы, в основном, из материала, поставляемого с подводного берегового склона.

Изучение диатомовых водорослей из цунамигенных осадков показало, что основной перенос материала шел с небольших глубин, т.к. среди морских форм преобладают сублиторальные бентосные виды. Например, в осадках цунами бух. Лангоу I обнаружены сублиторальные бентосные *Planothidium haukianum*, *Anaulus maritimus*, *Cocconeis costata*, *Cocconeis* aff. *peltoides*, *Cocconeis pediculus*, *Cocconeis scutellum*, *Cocconeis scutellum* var. *parva*, *Cocconeis verrucosa*, *Cocconeis stauroneiformis*, *Delphineis surirella*, *Diploneis smithii*, *Istmia nervosa*, *Odontella aurita*, *Opephora marina*, *Lyrella forcipata*, *Fallacia pygmaea*, *Navicula directa*, *Thalassiosira bramaputrae* var. *septentrionalis*, неритический *Coscinodiscus nitidus* и океанические *Coscinodiscus* sp., *Thalassiosira eccentrica*. Наиболее высокое содержание и разнообразие морских видов отмечено в мощных прослоях песка.

Иная картина наблюдалась при цунами с небольшими заплесками, во время которых происходила эрозия надводных аккумулятивных форм. В таких бухтах, как Лангоу, разновозрастные осадки цунами имеют близкие

структурные характеристики, что свидетельствует о схожести седиментологической ситуации во время прохождения цунами в условиях открытого побережья. Наиболее разнообразные по гранулометрическому составу осадки обнаружены в бух. Кит, где на подводном склоне и в береговой зоне выходят хорошо дифференцированные наносы, составляющие весь ряд от алевро-пелитовых илов до крупнозернистых песков и гравийно-галечного материала [5].

Результаты проведенных работ будет основной для первой реконструкции геологической летописи событий цунами на побережье Восточного Приморья, возникших в результате землетрясений, очаги которых располагались в Японском море. В Япономорском бассейне в XX веке и в историческое время наблюдалось несколько крупных событий, имевших трагические последствия. Катастрофический характер имели цунами 1993 г на о-ва Окусири, цунами 1923 г. в зал. Сагами, из исторических цунами – 1741, 1586 г.г. [6]. Эти цунами могли достигать и побережья Восточного Приморья. Чтобы определить масштаб проявления цунами и выделить зоны, подверженных наибольшему риску, а также определить, в какое время такие события происходили наиболее часто, необходимо получить данные по всему обрамлению Японского моря. Особое внимание следует уделить побережью Западного Сахалина и Западного Хоккайдо, поскольку в данных районах должны фиксироваться одни и те же события, что и в Приморье, но интенсивность их проявления могла быть различной.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ, грант 11-05-00497 и 12-1-П4-06. Финансирование экспедиционных исследований проводилось в рамках грантов РФФИ и ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соловьев С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М.: Наука, 1972. 309 с.
2. Поплавский А.А., Храмушин В.Н., Непоп К.Н., Королев Ю.П. Оперативный прогноз цунами на морских берегах Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. 272 с.
3. Горбунова Г.В., Диденко Г.В., Дьяченко В.Д. и др. Обследование проявления цунами 12–13 июля 1993 года на побережье Приморского края // Геодинамика и тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. Т. 8. С. 7–28.
4. Полякова А.М. Опасные и особо опасные гидрометеорологические явления в северной части Тихого океана и цунами в побережья Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2012. 182 с.
5. Игнатов Е.И., Лохин М.Ю., Никифоров А.В., Фроль В.В. Геоморфологические проблемы цунамиопасности (на примере Японского моря). Смоленск: Маджента, 2008. 128 с.

6. The historical tsunami database. National Geographical data center. <http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml>.

First results for the dissemination of tsunami deposits were obtained for East coast of Primorye caused by the earthquake, the centers of which are located on the bottom of the Sea of Japan. The data on concrete areas from coast Plastun Bay to Rudnaya Bay, Olga Bay and Kit Bay are submitted. Historical and late Holocene paleotsunami, traces of which are found in the sections were, apparently, more large-scale events than known tsunami of the twentieth century. The composition of tsunamigenic sediments were analyzed and investigate their similarities and differences with other coastal-marine facies and identified the sources of the material. The age of the event, the height of the runup of the waves and the range of flooding on coastal areas with a different structure were determined. The resulting materials can be the first step to making the geological record tsunami for the north-western part of the Sea of Japan.

Гладенков А.Ю.

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: agladenkov@ilran.ru)

**О биполярном распространении некоторых морских
диатомей в раннем олигоцене**

Gladenkov A.Yu.

(Geological Institute RAS, Moscow)

**On a bipolar distribution of some marine diatoms in the early
Oligocene**

Как свидетельствуют многочисленные геологические данные, вблизи границы между эоценом и олигоценом на Земле произошло масштабное похолодание, которое привело к смене оранжерейного климатического режима на режим ледниковый, а также перестройке глобальной океанической циркуляции. Эти события вели к изменениям условий существования морского микрофитопланктона, что оказывало влияние на характер их развития и распространения в морских бассейнах. В частности, данный рубеж является одним из основных в развитии диатомовой флоры. В целом, в начале олигоцена фиксируется существенное увеличение масштабов распространения диатомей в Мировом океане, а также изменение систематического состава древних ассоциаций – с появлением и широким развитием таксонов, имеющих створки небольших размеров и с тонкими стенками [1, 2]. Кроме того, в раннем олигоцене отмечается возрастание различий между составами флор низких широт и внутритропических областей. Однако, несмотря на выявление основных черт распространения и эволюции диатомовых ассоциаций, многие вопросы, связанные с палеобиогеографией, особенностями миграции и формирования ареалов отдельных видов в начале олигоцена остаются выясненными не в достаточной мере.

Долгое время морские олигоценовые диатомовые ассоциации оставались изученными более слабо по сравнению с неогеновыми. Во многом это объясняется тем, что наземные разрезы олигоцена, охарактеризованные диатомеями, немногочисленны и часто фрагментарны. Однако за последние 3–4 десятилетия по данному возрастному интервалу накоплен сравнительно большой материал, что, прежде всего, связано с бурением морского дна по программам DSDP и ODP. В 1970–80-х были изучены разновозрастные диатомовые комплексы палеогена из разрезов глубоководных скважин, пробуренных в разных районах Южного океана, низких широт, Норвежско-Гренландского бассейна и моря Лабрадор. Анализ полученных материалов позволил подойти к выявлению пределов стратиграфического распространения многих планктонных видов (в том числе, неизвестных ранее), а также оценить их значение для детального расчленения и корреляции вмещающих толщ. Это дало возможность наметить и

обосновать биостратиграфические зоны и слои с диатомеями для олигоцена различных регионов. В 1990–2000-х годах на основе изучения последовательной смены разновозрастных ассоциаций в достаточно полных разрезах глубоководных скважин для олигоцена Южного океана, низких широт и Северной Пацифики были разработаны зональные шкалы по диатомеям, границы охарактеризованы уровнями появления или исчезновения маркирующих видов. Границы зон в двух первых регионах напрямую скоррелированы с магнитостратиграфической шкалой. Это дало возможность определить возраст границ установленных подразделений и оценить длительность зон. В 1990-х годах новые материалы по палеогеновым диатомеям из разрезов данные были также получены при глубоководном бурении в пределах Норвежско-Гренландского бассейна. Кроме того, представительные ассоциации олигоцена изучены в разрезах скважин, пробуренных в рамках нескольких проектов у побережья Антарктиды в районе моря Росса. С другой стороны, в 1980–2000-х годах довольно обширные материалы получены по диатомовым комплексам олигоцена обрамления Северо-Западной Пацифики – из разрезов Японии, Сахалина, Камчатки, Командорских островов и прилегающих морей. Их синтез позволил предложить схему корреляции этих ассоциаций на зональной основе. Эта схема составлена на основе сравнительной характеристики диатомовых ассоциаций из десятков местонахождений [3].

Анализ имеющихся опубликованных данных по таксономическому составу и интерпретации возраста морских палеогеновых комплексов различных регионов позволяет подойти к палеобиогеографическим реконструкциям, а также сделать выводы о характере географического распространения ряда древних видов диатомей. В настоящем сообщении затронута одна из проблем, связанных с формированием ареалов некоторых видов в раннем олигоцене. Во внимание приняты последние результаты по таксономическим исследованиям и синонимике ряда таксонов.

При сравнительном анализе таксономического состава морских диатомовых сообществ палеогена разных регионов выявилась одна особенность. Она заключается в том, что некоторые планктонные формы, совместное распространение которых типично для ассоциаций начала раннего олигоцена, имеют биполярный ареал. Такие дизъюнктивные ареалы установлены для *Rhizosolenia oligocaenica* Schrader, *Rh. antarctica* Fenner, *Eurossia irregularis* var. *incurvatus* Sims, *Navicula udintsevii* Schrader et Fenner, *Rouxia granda* Schrader, *Hemiaulus rectus* var. *twista* Fenner. Эти пелагические формы типичны для ассоциаций Южного океана, Североатлантического и Северотихоокеанского регионов, но не характерны для разновозрастных комплексов низких широт. В целом, сам факт отличия таксономического состава сообществ диатомей приэкваториальных и внутритропических областей не является очень неожиданным. Широкомасштабное похолодание и изменение глобальной океанической

циркуляции вели к усилению в начале олигоцена широтных температурных градиентов между поверхностными водами приэкваториальных и внутритропических областей, то есть к более выраженной климатической зональности. Эти процессы обусловили усиление провинциализма океанической биоты, что отразилось в появлении различий в таксономическом составе ассоциаций фитопланктона этих областей. Однако основной вопрос заключается в том, почему находки видов, характерных для внутритропических областей как Южного, так и Северного полушарий, не известны в разрезах низких широт? Ведь дизъюнктивный ареал должен был формироваться из сплошного ареала. Для объяснения биполярного распространения древних организмов обычно привлекаются несколько гипотез, но в данном случае однозначно ответить на этот вопрос сложно. Тем более что сейчас не представляется возможным точно установить первичные ареалы, так как возраст уровней появления рассматриваемых форм в результате привязки к магнитостратиграфической шкале определен только в разрезах Южного океана. При освещении этой проблемы можно, однако, сделать ряд предположений, а также рассмотреть некоторые факторы, которые могли явиться причиной “разорванности” ареалов.

Можно предположить, что в условиях глобального похолодания и усиления широтной дифференциации первичный ареал упомянутых планктонных видов мог быть приурочен к южной (нотальной) области. Отметим, что именно в Южном полушарии остатки этих диатомей наиболее распространены. Развитие планктонных ассоциаций с высокой степенью продуктивности в начале олигоцена шло здесь в пределах относительно холодных субантарктических и антарктических круговоротов. В конце позднего эоцена – начале раннего олигоцена происходило отделение этих круговоротов от относительно теплых субтропических круговоротов в результате действия сформировавшегося циркумантарктического течения. Поэтому, возможно, что в таких условиях имелись предпосылки для возникновения новых видов планктона. Затем сравнительно холодолюбивые диатомеи мигрировали в северном направлении. При более слабых по сравнению с современными климатических барьерах, препятствующих миграциям через экватор, они могли пересекать тропические широты вместе с водами поверхностных морских околобереговых противотечений и в итоге оказались в северных частях Атлантики и Пацифики, где закрепились в фитоценозах поверхностных океанических вод. Отсутствие находок упомянутых планктонных элементов в низких широтах, с одной стороны, может объясняться тем, что большая часть донных осадков олигоцена в прибрежных морских зонах размыта, а в наземных разрезах полная последовательность толщ олигоцена не представлена. С другой стороны, нельзя исключать и возможности переноса морских диатомей через экватор придонными течениями в виде спор, которые входят в жизненный цикл многих таксонов. Например, подобный

механизм переноса предполагается для некоторых современных холодноводных диатомей, имеющих биполярный ареал [4]. Несмотря на то, что типично океанические планктонные формы не образуют покоящихся спор, особенности жизненного цикла и экологии целого ряда вымерших диатомовых не изучены. Причем часты случаи, когда для ископаемых диатомовых не установлено соответствие спор и вегетативных клеток того или иного вида. Поэтому можно предполагать, что некоторые древние представители, которые могли относиться к неритическому планктону, имели способность образовывать споры.

Рассматривая миграционную гипотезу, можно предполагать и другую возможность формирования первичного ареала в северной (бореальной) области, например в Североатлантическом регионе, куда со стороны Арктики поступали холодные поверхностные воды. Возникавшие новые планктонные виды могли мигрировать в южном направлении, в итоге достигая Южного океана. Однако при этом трудно объяснить пути их миграции из Северной Атлантики в Северную Пацифику (или наоборот). С одной стороны, считается, что водообмен между этими бассейнами через Арктический океан (который в олигоцене был полуизолированным) в то время отсутствовал. В качестве гипотетической можно, например, рассматривать возможность миграции относительно холодноводных видов из Северной Атлантики в южном направлении, с последующим их перемещением в западном направлении через пра-Панамский пролив (или в восточном направлении через Тэтическую область) и далее на север в умеренную область Тихого океана. При этом трудно представить взаимный обмен холодноводными сообществами через южную (нотальную) область.

Думается, что привлечение гипотезы реликтов при объяснении возникновения обсуждаемых биполярных ареалов не представляется убедительным. Согласно этой гипотезе, во время сильных похолоданий у таксонов могли возникать практически космополитные первичные ареалы, занимающие средние и низкие широты. Из средних широт шла свободная миграция таксонов средних широт через экватор, так как воды в приэкваториальной области охлаждались, и их температуры становились близкими к таковым в умеренных широтах. При последующем потеплении организмы, обитавшие в условиях умеренного климата, в низких широтах вымирали или происходило их отступление в северном и южном направлениях. В результате появлялись биполярные ареалы. Однако, следует отметить, что, во-первых, даже во время существенного похолодания температуры поверхностных вод океана в начале раннего олигоцена в низких широтах понижались незначительно и были выше, чем таковые в бореальной и нотальной областях. Во-вторых, низкоширотные океанические планктонные диатомовые ассоциации характеризуются доминированием тепловодных форм, а имеющие биполярные ареалы виды в их составе отсутствуют.

Возникновение дизъюнктивных ареалов планктонных одноклеточных водорослей вряд ли можно связать с процессами конвергентной эволюции. Для диатомей достаточно трудно представить одновременное появление в противоположных частях Земного шара автохтонных таксонов из неродственных эволюционных ветвей, обладающих одинаковыми морфологическими чертами, то есть говорить об экологической конвергенции.

Таким образом, проблема биполярного распространения диатомей начала раннего олигоцена не может считаться окончательно освещенной. Для ее решения необходимы дополнительные материалы и дальнейшие исследования.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 13-05-00115 и Программы № 28 фундаментальных исследований Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Barron J.A., Baldauf J.G. Tertiary cooling steps and paleoproductivity as reflected by diatoms and biosiliceous sediments // Productivity of the Ocean: Present and Past. Eds. W.H. Berger, V.S. Smetacek, G. Wefer. Chichester, England: Wiley-Interscience, 1989. P. 341–354.
2. Baldauf J.G., Barron J.A. Evolution of biosiliceous sedimentation patterns - Eocene through Quaternary: paleoceanographic response to polar cooling // Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. Eds. U. Bleil, J. Thiede. Netherlands: Kluwer Publishers, 1990. P. 575–607.
3. Гладенков А.Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). М.: ГЕОС, 2007. 296 с.
4. Hasle G.R. The biogeography of some marine planktonic diatoms // Deep-Sea Research. 1976. V. 23. P. 319–338.

The taxonomic comparative analysis of Paleogene marine diatom assemblages from different regions reveals bipolar distribution for a number of planktonic species in the earliest Oligocene. They are typical of northern and southern high latitudes but are not present in low latitudes. The possible mechanisms that may have caused this pattern are discussed.

Гладенков Ю.Б.

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: gladenkov@ginras.ru)

**Палеоген и неоген Северотихоокеанской области:
геологические события и формирование биотических
сообществ паратропического и бореального типа**

Gladenkov Yu.B.

(Geological Institute RAS, Moscow)

**The North Pacific Paleogene and Neogene: geological events
and formation of biotic assemblages of paratropical and boreal
types**

В Северотихоокеанском регионе, включая зоны перехода от океана к Азиатскому континенту, в последнее время созданы дробные стратиграфические схемы палеогена и неогена нового поколения. В частности, выделенные в восточной части Северной Пацифики (Сахалин, Камчатка и Чукотка) свиты-формации (до 300) и региоярусы или горизонты (до 12–15) получили достаточно надежную привязку к Международной стратиграфической шкале [1]. Сейчас они широко используются при геологическом картировании. Эти подразделения имеют комплексную палеонтологическую характеристику – как по бентосным, так и планктонным ископаемым. В интервале палеоцена-эоцена здесь широко используются планктонные фораминиферы (до 10 зон), в пределах олигоцена–плиоцена – диатомовые водоросли (до 20 зон). На этой основе с учетом данных глубоководного бурения строятся зональные корреляционные схемы кайнозоя всей северотихоокеанской биогеографической области, включая и североамериканское побережье.

Сравнительный анализ стратиграфических схем кайнозойских отложений океанического дна и переходной зоны позволяет выявить несколько этапов геологического развития этого региона [2–5].

1. Палеоцен–начало эоцена. Развитие биоты проходило здесь в условиях крупного полузамкнутого бассейна Северной Пацифики, который на севере был ограничен Беринговой сушей фактически до плиоцена. Для этого времени был характерен паратропический тип климата, который отражал самое крупное потепление кайнозоя (особенно в начале эоцена) с широким распространением тепловодных комплексов – как планктонных фораминифер (с морозовелла, акаринина, субботина), так и бентосных сообществ, прежде всего моллюсков (с милта, остроя, глицимерис, турцикула). Характерно, что сходство шельфовых биот западной и восточной частей бассейна было весьма высоким и доходило до 60–80%. Фактически весь регион входил в состав единой северотихоокеанской палеобиогеографической области. В переходных зонах преобладало

терригенное осадконакопление (местами с формированием угленосных и частично - вулканогенных толщ).

2. Эоцен. В конце раннего эоцена – начале среднего эоцена проявились существенная фаза складчатости и тектоническая перестройка на окраинах и в обрамлении бассейна. Они сопровождались заметным изменением палеогеографической ситуации (в частности, появлением Охотского моря западнее камчатского блока и Алеутской дуги в Беринговоморском регионе, а также существенным перераспределением суши и моря в камчатском и соседних районах). За этой фазой последовала широкомасштабная трансгрессия среднего эоцена, захватившая громадные территории региона – Камчатки, Корякского нагорья и Сахалина [6, 7]. В конце эоцена постепенно начала складываться японско-камчатская биогеографическая провинция.

3. Олигоцен. К этому периоду относится существенное похолодание, В осадках этого возраста характерно присутствие глендонитов и гальки ледового разноса. В условиях похолодания проходило постепенное изменение состава и структуры биосообществ с появлением ядра фауны и флоры бореального типа (в комплексах моллюсков - с нукулана, макома, перонидия, нептунеа, букцидум и др.). При этом также ярко проявилась диверсификация сообществ западной и восточной частей Северной Пацифики. Широкое развитие в бассейне получили диатомовые комплексы (с ризосоления, роцелла), что привело в ряде районов к существенному кремненакоплению.

Появление *биоты бореального типа* в шельфовых зонах северотихоокеанского “залива” можно отнести к феноменальным явлениям прошлого. Здесь стала формироваться биота за счет адаптаций части тепловодных сообществ эоцена, фактически в изоляции от североатлантических бореальных комплексов. Это объясняет, в частности, поразительное почти общее несходство видов одних и тех же родов моллюсков олигоцена и миоцена двух биогеографических областей – Северотихоокеанской и Североатлантической – при сходстве родов и других высших таксономических категорий.

4. Ранний–средний миоцен. В начале и конце среднего миоцена проявились периоды относительных потеплений и связанных с ними широких миграций тепловодных комплексов (с характерными дозиниями, арками, крепидолами) в бореальные широты – от Японии до Северной Камчатки, т.е. на расстояние до 2–3.5 тыс. км. В целом в переходной зоне этого времени, как фон, преобладали обстановки обширной морской трансгрессии. Дальнейшее развитие получили диатомовые комплексы (с талассиозира, дентикулопсис), что нашло отражение в значительном присутствии кремнистых отложений в формациях океанического дна. В некоторых районах (Сахалин, Камчатка) отмечались вулканические извержения.

5. Поздний миоцен–плиоцен. В течение этого этапа имело место общее поздненеогеновое похолодание. Произошла дальнейшая дифференциация бентосных комплексов по провинциям западной и восточной частей Северотихоокеанской биогеографической области и формирование структуры биотических сообществ в условиях предсовременной климатической и биогеографической зональности. На границе миоцена и плиоцена, в конце плиоцена и в плейстоцене проявились фазы складчатости, сформировавшие современную тектоническую структуру северотихоокеанского региона [7]. Помимо терригенных толщ широкое развитие здесь получили вулканические и вулканогенно-осадочные отложения, связанные с образованием вулканических поясов (прежде всего в камчатском регионе).

Из выше сказанного следует, что развитие биоты в течение палеогена и неогена, т.е. на протяжении почти 60 млн. лет, проходило в обстановке полузамкнутой Северной Пацифики, когда ее связь с Арктическим бассейном отсутствовала. Она возникла только в начале плиоцена (около 5.4–5.3 млн. лет назад), когда открылся Пра-Берингов пролив, что привело к обмену биоты этих двух бассейнов [8]. В частности, некоторые виды моллюсков тихоокеанского происхождения (серрипесы, мускулюсы, нептуней и проч.) мигрировали из Пацифики в Арктику и далее в Северную Атлантику (Исландия, Англия), а арктические и атлантические элементы (с характерными астартами) мигрировали в Пацифику (Аляска, Камчатка, Япония). В первую половину плиоцена имело место относительное потепление, приведшее к миграции тепловодных комплексов (с фортипектенами) с юга (Япония) в высокие широты (Северная Камчатка). Но около 2.7 млн. лет назад проявилось заметное похолодание, отразившееся, в частности, в миграции северобореальных биотических ассоциаций к южным широтам, а также в появлении в осадках галек ледового разноса. Отметим, что в последние 2 млн. лет существенных эволюционных изменений в комплексах моллюсков фактически не происходило.

Выявленные особенности геологического развития Северной Пацифики за последние 65 млн. лет позволяют использовать их в расшифровке общих закономерностей развития экосистем бореального типа Мирового океана. Данный регион является в этом отношении уникальной природной лабораторией и нуждается в дальнейшем изучении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М.: ГЕОС, 2004. 120 с.
2. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфии, палеогеографии, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.

3. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Челебаева А.И., Шанцер А.Е. Биосфера-экосистема-биота в прошлом Земли. Экосистемы кайнозоя Северной Пацифики: Эоцен-олигоцен Западной Камчатки и сопредельных районов (К 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера). М.: ГЕОС, 2005. 480 с.
4. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А. Стратиграфия морского палеоцена и нижнего эоцена Западной Камчатки (палеонтологическая характеристика, палеогеографические обстановки). М.: Геокарт, ГЕОС, 2013. 160 с.
5. Минюк П.С. Магнитостратиграфия кайнозоя Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 198 с.
6. Gladenkov Yu. B. North Pacific molluscan assemblages and paleogeography in the early Paleogene // Austrian Journal of Earth Sciences. 2012. V. 105/1. P. 68–71.
7. Гладенков Ю.Б. Проявление фаз тектогенеза в кайнозое западного обрамления Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 117–123.
8. Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б. Начало формирования межokeанических связей Пацифики и Арктики через Берингов пролив в неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 72–89.

The new Cenozoic stratigraphic schemes for the Kamchatka-Sakhalin region are described. Scenarios of geological events and evolution of biotic assemblages are presented. Five large stages of the North Pacific ecosystem evolution are established.

**Горбаренко С.А.¹, Ши С.², Босин А.А.¹, Малахов М.М.³,
Зоу Д.², Лю Я.², Рыбьякова Ю.В.¹, Деркачев А.Н.¹,
Веливетская Т.А.⁴, Игнатьев А.В.⁴**

¹Тихоокеанский океанологический институт им В.И. Ильичева, г. Владивосток, e-mail: gorbarenko@poi.dvo.ru; ²Первый институт океанографии, Государственной администрации по океану, г. Циндао, КНР, ³Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило, г. Магадан, ⁴Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток)

**Высокоразрешающие изменения климата и среды
Японского моря (возв. Ямато) за последние 75 тысяч лет
Gorbarenko S.A.¹, Shi X.², Bosin A.A.¹, Malakhov M.M.³,
Zou J.², Liu Y.², Rybiakova Y.V.¹, Derkachev A.N.¹,
Velivetskaya T.A.⁴, Ignatiev A.V.⁴**

¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEBRAS, Vladivostok, ²The First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao, China, ³N.A. Shilo North-East Interdisciplinary Science Research Institute FEB RAS, Magadan, ⁴Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok)

**High-resolution climate and environmental changes in the
Japan Sea (Yamato Rise) over last 75 ka**

Колонка глубоководных осадков LV 53-23-1G была отобрана в центральной части Японского моря на северной части возвышенности Ямато во время международного Российско-Китайского рейса № 53 на НИС «Академик М.А. Лаврентьев». В осадках колонки были измерены: параметры продуктивности – содержания общего органического углерода (ТОС), карбоната кальция и хлорина, обилие планктонных фораминифер на грамм осадка (все с разрешением каждый сантиметр) и значения $\delta^{18}\text{O}$ раковин планктонных фораминифер *N. pachyderma* (s) и магнитной восприимчивости осадка с разрешением через 1 см. Величины освещенности осадка (lightness) были измерены с разрешением в 1 мм. Результаты палинологического анализа (через 5 см) позволили представить записи изменения процентного содержания дуба, широколиственного теплолюбивого вида, в группе древесной растительности (рис.). Возрастная модель осадков колонки построена на корреляции магнитной восприимчивости осадка, параметров цвета, содержаний хлорина, общего органического углерода и карбоната кальция и цвета осадка с аналогичными записями детально датированной колонки MD-01-2407 из южной части Японского моря [1] и с высокочастотными вариациями в записях $\delta^{18}\text{O}$ сталагмитов из пещер Китая, отражающий изменчивость активности муссонов юго-восточной Азии [2, 3] (рис.). Прослой тефры А-Тп с возрастом 29.4 календарных тысяч лет (ктл) [4] был также найден и идентифицирован в осадках данной колонки (рис.). Для сравнения

высокочастотных вариаций в записях изученной колонки Японского моря показана также корреляция их с циклами Дансгор-Ошгер (ДО), полученными по ледовому керну Гренландии [5] и с холодными Гейнрих событиями Северной Атлантики [6].

Все записи продуктивности Японского моря показывают резкое уменьшение первичной продукции Японского моря во время Гейнрих эквивалент холодных событий (ГЭС), соответствующих наиболее холодным ДО стадиям и превалированию холодных зимних муссонов юго-восточной Азии в записях $\delta^{18}\text{O}$ сталагмитов из пещер Китая [2, 3]. Последующие за ГЭС изменения полученных по колонке записей отражают резкие увеличения продуктивности и потепления среды и климата Японского моря соответствующие наиболее сильным ДО интерстадиям и последующими за ними менее интенсивным ДО интерстадиям (рис.). Изменения в освещенности осадка отражают изменения в содержании органики вследствие вариаций продуктивности и палеоокеанологии Японского моря; осадки с более высокими содержаниями органики более темные и наоборот [7]. Потепления климата выражены в увеличениях содержания теплолюбивого дуба комплексах древесной группы растительности и в увеличении продуктивности Японского моря.

В результате проведенных исследований в центральной части Японского моря выявлены орбитальные изменения (изотопно-кислородные стадии 1–4) и тысячелетние изменения среды и климат за последние 75 тысяч лет, связанные с быстрыми климатическими циклами северного полушария, выявленными в записях $\delta^{18}\text{O}$ льда Гренландии, сталагмитов из пещер Китая и холодными событиями Северной Атлантики.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00296).

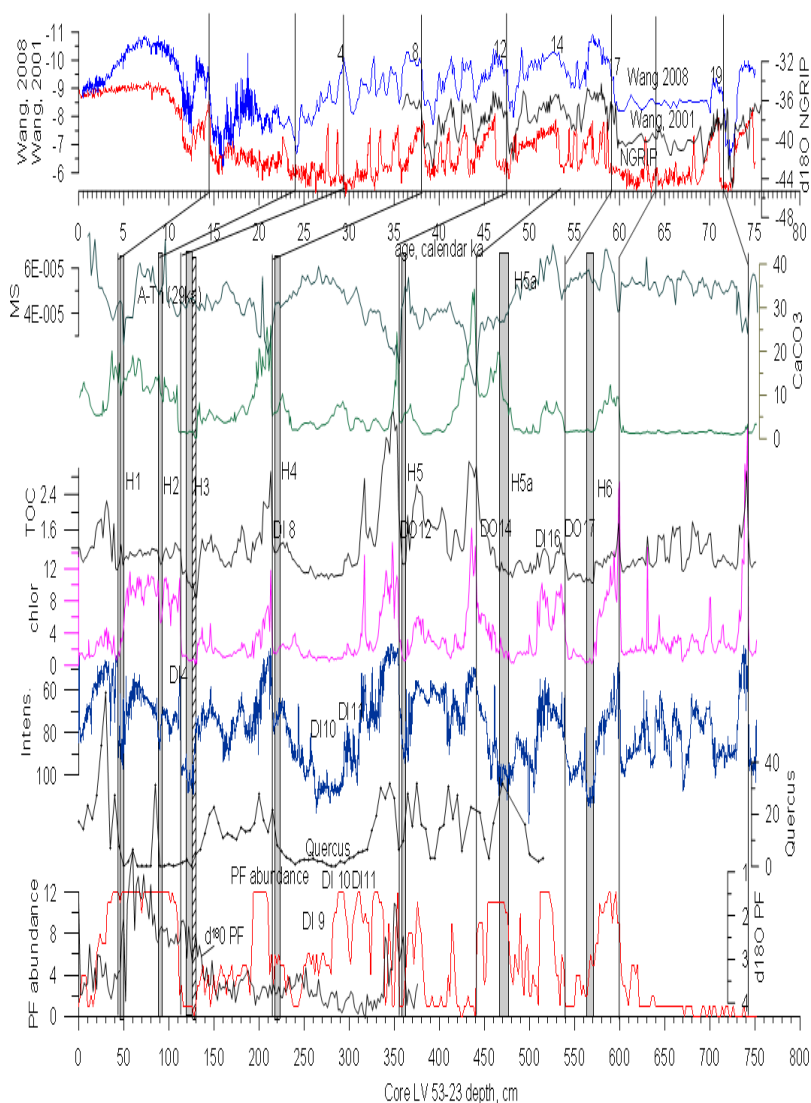


Рисунок. Записи изотопного состава кислорода раковин планктонных фораминифер *N. pachyderma* (s), обилия раковин планктонных фораминифер в осадке, процентного содержания широколиственного теплолюбивого вида *Quercus* в группе древесной растительности, освещенности осадка, содержаний индексов продуктивности – общего органического углерода, хлорина и карбоната кальция, и магнитной восприимчивости осадков в колонке LV 53-23 по длине колонки (см).
На верхней панели рисунка показаны записи $\delta^{18}\text{O}$ льда Гренландии [5], сталагмитов

из пещер Китая [2, 3] на шкале времени (тысячи календарных лет). Гейнрич эквивалентные события (ГЭС) показаны затененными вертикальными барами, ДО и китайских интерстадиалы (СИ) показаны вертикальными линиями, там же указаны их номера. Тысячелетние изменения среды и климата Японского моря, идентифицируемы по вариациям вышеприведенных параметров коррелируют с быстрыми изменениями климата северного полушария – Дансгор-Ошгер циклы Гренландии и юго-западной Азии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Yokoyama Y., Kido Y., Tada R. et al. Japan Sea oxygen isotope stratigraphy and global sea-level changes for the last 50,000 years recorded in sediment cores from the Oki Ridge // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2007. V. 247. P. 5–17.
2. Wang Y.J., Cheng H., Edwards R.L. et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon records from Hulu Cave, China // *Science*. 2001. V. 294. P. 2345–2348.
3. Wang Y.J., Cheng H., Edwards R.L. et al. Atlas of tephra in and around Japan. Tokyo: Univ. Tokyo Press, 1992. 276 pp.
5. North GRIP (Greenland Ice Core Project Members). High resolution climate record of the Northern Hemisphere reaching into the last interglacial period // *Nature*. 2004. V. 431. P. 147–151.
6. Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafted in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years // *Quat. Res.* 1988. № 29. P. 142–152.
7. Tada R. Late Quaternary paleoceanography of the Japan Sea: An update // *The Quart. Res.* 1999. V. 38. P. 216–222.

Records of $\delta^{18}\text{O}$ planktonic foraminifera, planktonic foraminifera abundance, % of *Quercus* in pollen assemblages, sediment lightness, content of chlorine, total organic carbon and CaCO_3 content and sediment magnetic susceptibility in sediment of the Japan Sea core LV 53-23 demonstrated millennial scale climate and environmental variability correlated with abrupt climate changes in the North hemisphere.

**Дарьин А.В.¹, Калугин И.А.¹, Маркович Т.И.¹,
Максимова Н.В.¹, Ракшун Я.В.², Дарьин Ф.А.²,
Сороколетов Д.С.², Рогозин Д.Ю.³**

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: darin@ngs.ru;

²Институт ядерной физики СО РАН, г. Новосибирск; ³Институт биофизики СО РАН, г. Красноярск)

**Литолого-геохимические индикаторы изменений климата в
ежегодно ламинированных (варвных) осадках оз. Ши́ра
(Хакасия)**

**Darin A.V.¹, Kalugin I.A.¹, Markovich T.I.¹, Maksimova N.V.¹,
Rakshun Ya.V.², Darin F.A.², Sorokoletov D.S.², Rogozin D.Yu.³**

¹Sobolev Institute of geology and mineralogy of Siberian Branch RAS, Novosibirsk;

²Budker Institute of Nuclear Physics of Siberian Branch of RAS, Novosibirsk; ³Institute on biophysics of Siberian Branch of RAS, Krasnoyarsk)

**Lithological and geochemical indicators of climate change in
annually laminated (varves) sediments of Lake Shira
(Khakasia)**

Ежегодно ламинированные (варвные) осадочные последовательности рассматриваются мировым палеоклиматическим сообществом как один из наиболее важных архивов, поскольку предполагают точную временную информацию в календарных годах в сочетании с высоким временным разрешением вплоть до внутригодовых климатических рефлексов. Подсчёт числа годовых слоев позволяет получать абсолютные временные шкалы.

В центральной части озера Ши́ра (Хакасия) в 2009–2011 гг. были подняты керны современных донных илов, имеющие тонкую ритмичную слоистость, заключающуюся в чередовании светло-серых, темных и черных слоев. Отбор верхних слоев осадков осуществлялся при помощи ящика-пробоотборника (box-corer), обеспечивающего получение ненарушенных колонок 20 см донных отложений, что при скорости осадконакопления ~ 1 мм/год соответствует временному интервалу ~ 200 лет.

Для дальнейших исследований из влажного керна путем лиофильной сушки и насыщения полимером были приготовлены твердые препараты. Из твердого препарата готовились слэбы толщиной 2 мм с плоскопараллельными полированными поверхностями и оптические шлифы (рис.1). Образцы использовались для детального изучения внутригодовых вариаций элементного состава методом сканирующего рентгенофлуоресцентного микроанализа с пространственным разрешением 10–50 мкм [1, 2].

Тонкая (0.5–2 мм) ритмичная слоистость, соответствующая годичному циклу маркируется вариациями Ca/Sr-отношения. Модельные расчеты показали, что подобный эффект может быть связан с понижением

температуры и сокращением объема воды за счет поверхностного ледостава, что приводит к появлению содержания стронцианита в осадке и резкому уменьшению Ca/Sr-отношения [3].

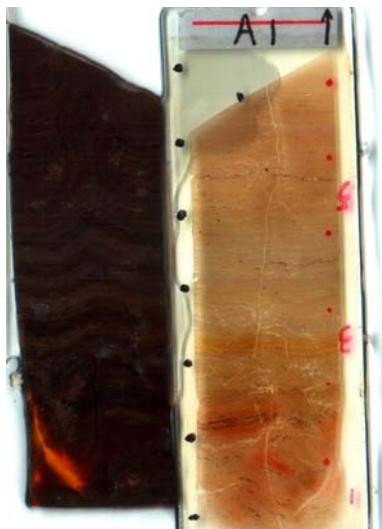


Рисунок 1. Оптические шлифы и твердые препараты осадков оз. Шира.

Для изучения геохимического состава современных годовых слоев с получением детальной информации о сезонных вариациях микроэлементов, созданием модели годового цикла осадконакопления, выделением климатических индикаторов и установлением количественных зависимостей состава осадка от инструментальных метеорологических данных были проведены исследования на экспериментальной станции «Элементный анализ». На энергии возбуждения 19 кэВ с шагом сканирования 20 мкм были получены профилограммы вариаций содержаний микроэлементов вдоль 16 годовых слоев с 1992 по 1977 гг. Были найдены устойчивые геохимические индикаторы, маркирующие начало и конец каждого годового слоя – Ca/Sr и Br/Rb отношения (рис. 2).

Точное выделение годовых слоев и детальные внутригодовые исследования позволили установить количественную связь региональных погодно-климатических параметров и литолого-геохимических свойств осадка. Показано, что годовые содержания Sr и Ca определяются объемом весеннего паводка – суммой атмосферных выпадений с ноября прошлого по апрель текущего года (корреляция +0.76 для Sr и 0.83 для Ca). Установленные зависимости могут использоваться для реконструкции климата позднего Голоцена на основе исследования кернов оз. Шира.

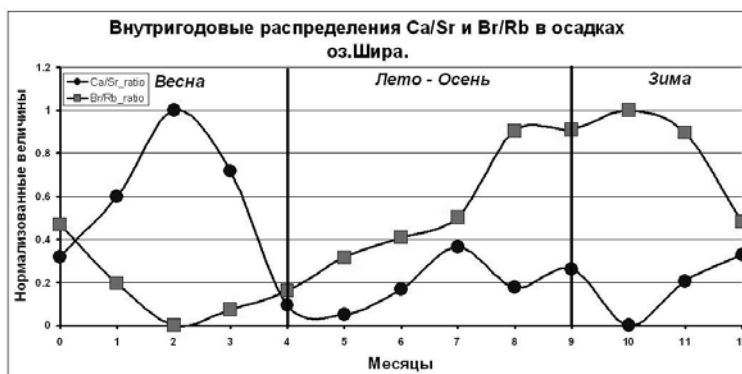


Рисунок 2. Геохимические индикаторы, маркирующие начало (Ca/Sr) и конец (Br/Rb) годового слоя в донных осадках оз. Шира получены на основе экспериментального измерения распределения микроэлементов внутри 16 годовых слоев

Работа выполнена с использованием оборудования ЦКП СЦСТИ (Новосибирск), при финансовой поддержке Минобрнауки России, РФФИ (проекты №№ 13-05-00621, 13-05-00871), грантов Президиума СО РАН (ИП-34, ПП-34).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дарьин А.В., Калугин И.А., Ракшун Я.В. Сканирующий рентгеноспектральный микроанализ образцов донных осадков с использованием синхротронного излучения из накопителя ВЭПП-3 ИЯФ СО РАН // Известия РАН. Серия физическая. 2013. Т. 77. № 2. С. 204–206.
2. Дарьин А.В., Ракшун Я.В. Методика выполнения измерений при проведении рентгенофлуоресцентного анализа с использованием рентгеновской концентрирующей оптики (поликапилярные линзы) // Научный вестник НГТУ. 2013. № 2 (51). С.119-129.
3. Третьяков Г.А., Калугин И.А., Дарьин А.В. и др. Физико-химические условия сезонного осаждения карбонатов в озере Шира (Хакасия) // Доклады Академии Наук. 2012. Т. 446. № 2. С. 1–3.

The inter-annual and inter-seasonal variation of trace-element composition of the annual layers in the bottom sediments of Shira Lake (Hakasia) were studied using X-ray scanning microanalysis with synchrotron radiation from storage ring VEPP-3 (Novosibirsk). The relationship between sediments composition and the weather and climatic conditions was proved. The possibility of paleoclimatic reconstructions with annual temporal resolution was shown.

**Деркачев А.Н.¹, Николаева Н.А.¹, Портнягин М.В.²,
Пономарева В.В.³, Горбаренко С.А.¹, Малахов М.И.⁴**

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: derkachev@poi.dvo.ru; ²GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany; ³Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва; ⁴Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; ⁵Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, г. Магадан)

**Летопись сильных эксплозивных извержений вулканов
Камчатки и Курильских островов в четвертичных
отложениях северо-западной части Тихого океана и
прилегающих морей**

**Derkachev A.N.¹, Nikolaeva N.A.¹, Portnyagin M.V.²,
Ponomareva V.V.³, Gorbarenko S.A.¹, Malakhov M.I.⁴**

(¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, ²GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany; ³V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, RAS, Moscow; ⁴Institute of Volcanology and Seismology, FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; ⁵N.A. Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS, Magadan)

**Annals of strong explosive eruptions from volcanoes of
Kamchatka and Kuril Islands in Quaternary deposits within the
north-western part of the Pacific Ocean and its adjacent seas**

Одним из надежных индикаторов проявления крупных эксплозивных извержений вулканов являются прослой вулканического пепла (тефры), встречаемые как в отложениях суши, так и в осадочном чехле прилегающих морских бассейнов. Кроме того, прослой тефры являются очень эффективными маркирующими реперами при стратиграфическом изучении осадочных толщ и датировании событий прошлого. При сильных извержениях вулканов пепел выпадает за тысячи километров от центра извержения, а связанные с эруптивным облаком вещества могут оказывать воздействие на природную среду, в том числе и в глобальном масштабе. Наконец, катастрофичность вулканических эксплозий и их деструктивное влияние на окружающую среду, экологическую обстановку и жизнедеятельность человека настоятельно требуют прогнозирования будущего поведения конкретных вулканов и знаний о возможном пространственном распространении вредных продуктов их деятельности, что невозможно достоверно установить без изучения свойств отдельных прослоев тефры.

Прослой дистальной тефры в отложениях северо-западной части Тихого океана и прилегающих морей (Беринговом и Охотском) были выявлены в более чем 40 колонках [1, 2]. В рамках данной работы нами проведено

комплексное исследование и систематизация результатов по вещественному составу пеплов (минеральных ассоциаций, морфологии частиц и показателю преломления вулканических стекол, химического составов стекол и минералов, определению редких и редкоземельных элементов). В колонках авторы выделили и изучили более 75 прослоев и линз вулканических пеплов разного состава и возраста: Охотском море – 25, Беринговом море – 14, северо-западной части Тихого океана (в Кроноцком заливе и подводной возвышенности Обручева) – 38.

В основу данной работы были положены результаты высококачественных микрозондовых (EPMA) химических анализов (около 3200 анализов вулканических стекол), выполненных авторами преимущественно в GEOMARe (г. Киль, Германия). Впервые для тефры этого региона получены результаты химических анализов минералов-вкрапленников (пироксенов, амфиболов, ильменита и магнетита - 1920 анализов), а также данные по содержанию редкоземельных элементов в вулканических стеклах (методы ICP MS и лазерной абляции – LA ICP MS – в сумме 200 анализов), что позволило существенно уточнить сведения о составе тефры этого региона. Для целей корреляции и идентификации изученных прослоев тефры дополнительно привлекались данные по составу тефры ряда известных эксплозивных извержений вулканов Камчатки и Курильских островов [3–5 и др.].

Определение стратиграфической позиции и возраста прослоев тефры было выполнено на основе возрастных шкал, разработанных авторами, по результатам комплексных лито-, био- и палеомагнитных исследований опорных колонок с применением методов изотопно-кислородной стратиграфии и данных абсолютной геохронологии по C^{14} [6, 7 и др.].

Отдельно для тефры Охотского моря и северо-западной части Тихого океана предложена серия диагностических диаграмм, учитывающих два возрастных уровня: тефры голоцена–позднего плейстоцена и тефры среднего плейстоцена. Указанные диаграммы построены на основе дискриминантного анализа с учетом содержания главных петрогенных элементов вулканических стекол. Их применение существенно облегчает процедуру проведения сравнительного анализа новых данных по составу тефры, ее идентификации и корреляции изучаемых отложений.

Были установлены и уточнены ареалы пеплопадов ряда крупных эксплозивных извержений вулканов Камчатки и Курильских островов. В Охотском море это тефра КО, К2, TR(Zv), К3, Aso4 и Кс2-3, которые идентифицируются нами с крупными кальдерообразующими извержениями соответственно вулканов Курильского озера (Камчатка) (8.4 тыс. лет), Немо-III (~32 тыс. лет) (о. Онекотан), Заварицкого (7.9 тыс. лет) (о. Симушир) и более ранней стадией формирования вулкана Немо (о. Онекотан), Асо на о. Кюсю (~88 тыс. лет) и Кутчаро (о. Хоккайдо) (~70 тыс. лет) [2, 8].

В отложениях Берингова моря и северо-западной части Тихого океана из всего многообразия, обнаруженных и изученных прослоев тефры, к категории маркирующих, которые могут служить региональными тефростратиграфическими реперами позднечетвертичных отложений этого региона, можно отнести следующие: SR1, SR2, SR4, SR5, KB3, WP1, WP11, SR6, WP14, WP3, WP4, WP5, WP6, WP8 и WP15 (индекс SR соответствует тефре из отложений Берингова моря, WP – тефре колонок возвышенности Обручева, KB – тефре колонок Кроноцкого залива) [1, 4]. Достаточно уверенно идентифицируются с извержениями ряда вулканов Камчатки прослои WP1 (в. Карымский, 7.9 тыс. лет), SR1 (в. Дальний-Плоский, 10.2 тыс. лет), WP4, WP5 и WP9 (в. Горелый, около 40, 75 и 123 тыс. лет соответственно), SR6 и WP14 (Карымский, около 177 тыс. лет). Тефра WP4, WP5 и WP9 по составу хорошо согласуется с продуктами извержений вулкана Горелый. Однако сопоставимых возрастных аналогов для более древней тефры (WP5 и WP9) в пределах суши для вулкана Горелый на данный момент не установлено, т.е. можно предположить наличие неизвестных эпизодов эксплозивной активности данного вулкана.

Получены данные, свидетельствующие о влиянии эксплозий вулканов Срединного хребта Камчатки на формирование отдельных прослоев тефры.

Установлено, что ряд прослоев тефры, обнаруженных на Камчатке, в Беринговом море и северо-западной части Тихого океана по составу (в том числе по редкоземельным элементам) весьма сходны с тефрой районов, удаленных от источников эксплозивной деятельности на тысячи километров (например, тефра с арктического побережья Чукотки – оз. Эльгыгдыгын – Rauchua, Main River) [4, 9]. С учетом значительной площади ареала пеплопадов сделано предположение, что эта тефра принадлежит к одним из крупнейших катастрофических эксплозивных извержений Камчатки плейстоценового возраста (первая коррелирует с тефрой SR6 и WP14, вторая – с тефрой WP5), сопоставимых по объему пирокластики с тефрой извержения вулкана Курильского озера на южной Камчатке (КО) или тефрой Old Crow (120 тыс. лет) одного из вулканов Алеутской островной дуги.

Предложены схемы тефростратиграфической корреляции голоцен-плейстоценовых отложений изученных районов (рис.). Проведенные исследования существенно дополняют сведения о сильных извержениях вулканов региона, являются основой для разработки обобщенной тефрохронологической шкалы четвертичных отложений региона, необходимой при стратиграфической корреляции отложений, оценке природных изменений, вызванных этими извержениями, палеоокеанологических и палеогеографических реконструкциях.

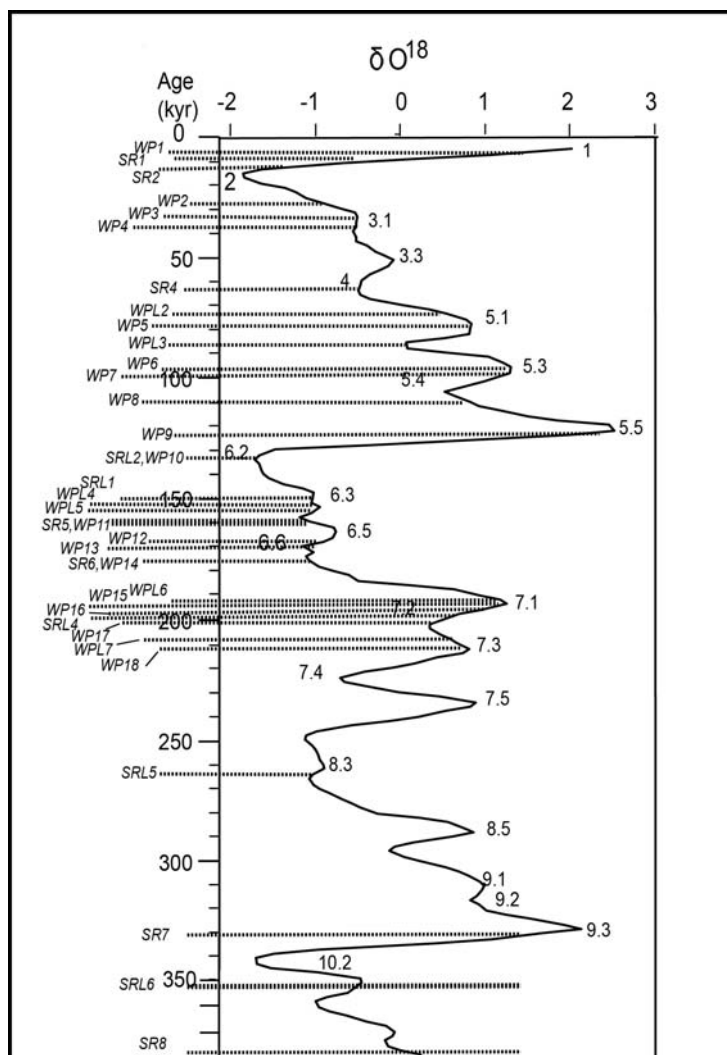


Рисунок. Тефростратиграфическая схема позднечетвертичных отложений северо-западной части Тихого океана и Берингова моря. Стратиграфическое положение прослоев тефры вынесено на палеотемпературную кривую.

Работа выполнена при финансовой поддержке российско-германского проекта KALMAR и РФФИ (гранты № 11-05-00506а, 10-05-00160 и 13-05-00346).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Derkachev A.N., Portnyagin M., Ponomareva V. et al. Marker tephra layers in the Holocene-Pleistocene deposits of the Bering Sea and the north-western Pacific Ocean // KALMAR-Bilateral workshop on Russian-German cooperation on Kurile-Kamchatka and the Aleutian Marginal Sea-Island Arc Systems. Trier, Germany, 2011. P. 38–40.
2. Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Gorbarenko S.A., Harada N. et al. Characteristics and ages of tephra layers in the central Okhotsk Sea over the last 350 kyr // Deep-Sea Research. 2012. Part II. V. 61–64. P. 179–192.
3. Ponomareva V.V., Kyle P.R., Melekestsev I.V., Rinkleff P.G. et al. The 7600 (¹⁴C) year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2004. V. 136. P. 199–222.
4. Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A., Pendea I.F. et al. Early Holocene M–6 explosive eruption from Plosky volcanic massif (Kamchatka) and its tephra as a link between terrestrial and marine paleoenvironmental records // International Journal of Earth Sciences. 2013. V. 102. № 6. P. 1673–1699.
5. Kyle P.R., Ponomareva V.V., Rourke-Schluep R. Geochemical haracterization of marker tephra layers from major Holocene eruptions, Kamchatka Peninsula, Russia // Int. Geol. Rev. 2011. V. 53. № 9. P. 1059–1097.
6. Gorbarenko S., Harada N., Malakhov M. et al. Responses of the Okhotsk Sea environment and sedimentology to global climate changes at the orbital and millennial scale during the last 350 kyr // Deep-Sea Research II. 2012. V. 61–64. P. 73–84.
7. Gorbarenko S.A., Nürnberg D., Derkachev A.N. et al. Magnetostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // Marine Geology. 2002. V. 183. P. 107–129.
8. Деркачев А.Н., Портнягин М.В. Маркирующие прослои тефры катастрофических извержений кальдерного комплекса Немо (о. Онекотан, Курильские острова) в позднечетвертичных отложениях Охотского моря // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 5. С. 94–112.
9. Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A., Juschus O. et al. Identification of a widespread Kamchatka tephra: a middle Pleistocene tie-point between Arctic and Pacific paleoclimatic records // Geophysical Research Letters. 2013. V. 40. № 1–6. doi: 10.1002/grl.50645.

The fullest systematization of the data on volcanic ash layers (tephra) found in the Pleistocene-Holocene deposits of the Okhotsk and Bering Seas as well as in the northwest Pacific Ocean (25, 14 and 38 layers respectively), is executed by the results of integrated researches. The model of a tephrostratigraphic scale for Holocene-Pleistocene deposits from the studied areas is suggested.

Дмитренко О.Б., Мурдмаа И.О.

(ГБУ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, senidol@yandex.ru)

Ассоциации наннофоссилий как индикатор условий осадконакопления в районе возвышенности Рио-Гранде, ЮЗ Атлантика

Dmitrenko O.B., Murdmaa I.O.

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences)

Nannofossil associations as an indicator of Quaternary sedimentation environments in the Rio Grande Region, SW Atlantic

Условия захоронения наннофоссилий в осадки в западной части Южной Атлантики не являются удовлетворительными, что связано с рядом причин: активной водной средой, влиянием крупных течений и энергичным водным обменом по всей площади Атлантического океана, а также с нестабильными придонными условиями захоронения. Последние определяются рельефом дна; процессами растворения на глубинах, близких предельному уровню карбоната накопления; проникновением в район работ антарктических глубинных вод; воздействием оползневых процессов и суспензионных потоков. Холодные придонные воды Антарктического течения (АндВ), сформированные в море Уэдделла, двигаясь на север через Аргентинскую котловину и каналы Вима и Хантер, проникают в бассейн Бразильской котловины, заполняя глубинные ее части. На более высоких уровнях движется сильный противоположный южнонаправленный поток (Североатлантическое глубинное пограничное течение), несущий менее плотную североатлантическую глубинную воду, формировавшуюся в Норвежском и Лабрадорском морях. Режим этих глубоководных течений в значительной степени определяет подводную эрозию, перерывы в осадконакоплении, перераспределение и растворение карбоната кальция, а также обогащение ассоциаций наннофоссилий переотложенными видами.

Изучение наннофоссилий показало, что даже близко расположенным районам Южной Атлантики свойственно различное осадконакопление, зависящее от сильно изменчивых условий среды. Осадки отличаются набором стратиграфических подразделений, их мощностью и наличием перерывов.

Наннопланктон был изучен с помощью светового и сканирующего электронного микроскопов в трех четвертичных разрезах, расположенных на различных батиметрических уровнях. Скважина DSDP-72-516 пробурена на вершине поверхности возвышенности Рио-Гранди; колонка АИ-32-2436 поднята в 32-м рейсе НИС «Академик Иоффе» со склона крупного контуритового дрифта на вершине гряды трансформного разлома Рио-Гранде; колонка СВ-17-1447 взята в 7-м рейсе НИС «Академик Сергей

Вавилов» на северном подножье этого же дрейфта. Выяснение условий формирования этих четвертичных разрезов было целью настоящего исследования.

Скважина DSDP-72-516 (координаты 30°16.59' ю.ш., 35°17.11' з.д., глубина 1313 м) расположена на выровненной поверхности возвышенности, что способствует спокойному осадконакоплению. Четвертичные осадки представлены однородными высококарбонатными илами, содержащими до 25 видов наннофоссилий хорошей сохранности. Переотложенные виды практически отсутствуют. Разрез содержит все биостратиграфические подразделения различных кокколитовых зональных шкал и может быть принят как опорный. По наиболее детальной шкале С. Гартнера сверху вниз выделены все 7 зональных подразделений: *Emiliana huxleyi* acme; *Emiliana huxleyi*; *Gephyrocapsa oceanica*; *Pseudoemiliana lacunosa*; мелких *Gephyrocapsa*; *Helicosphaera sellii* и *Calcidiscus macintyreii*. Ниже следуют зоны верхнего плиоцена [1].

Колонка АИ-32-2436 была поднята в точке с координатами 25 51.6' ю.ш., 34°01.40' з.д. на глубине 3800 м, длина разреза 710 см. Разрез представлен переслаиванием известковых кокколито-фораминиферовых илов с разным соотношением кокколитового («пелитоморфного») и фораминиферового («песчаного») материала, с небольшим содержанием глины. Цвет осадка изменяется от светло- до темно-бежевого, в прослоях до темно-коричневого [2]. Разрез колонки включает плиоцен-четвертичные кокколитовые зоны [3] (сверху вниз): *Emiliana huxleyi*, 0–451 см (0–0.27 млн лет); *Gephyrocapsa oceanica* (0.27–0.44 млн лет, скорее всего, размыта и частично переотложена в зону *Emiliana huxleyi*; *Pseudoemiliana lacunosa* в интервале 451–560 см (0.42–0.92 млн лет); мелких *Gephyrocapsa* (0.92–1.22 млн лет) не выявлена; *Helicosphaera sellii* (1.22–1.51 млн лет) скорее всего размыта, вид-индекс во вторичном залегании встречен в зоне *Emiliana huxleyi*. Зона *Calcidiscus macintyreii* нижнего плейстоцена (1.51–1.65 млн лет) зафиксирована в интервале разреза 560–620 см. Ниже 640 см отмечено постоянное присутствие дискоастеров, в частности *Discoaster brouweri* и *D. pentaradiatus*, что свидетельствует о принадлежности этого горизонта (верхняя граница которого проводится по литологическим признакам, в частности по степени уплотнения осадка, на уровне 620 см) зоне *Discoaster brouweri* верхнего плиоцена.

Перерывы в осадконакоплении составляют не менее 170 тыс. лет в позднем плейстоцене-голоцене и 590 тыс. лет в раннем плейстоцене. Мощность верхнего плейстоцена более 5 м, нижнего – ~1.2 м.

Во время образования зоны *Emiliana huxleyi* по изменению состава наннофоссилий прослежены изменения климатической обстановки: эпизоды похолодания (109–135 и 225–255 см) и эпизоды потепления климата (139–207 и 285–382 см).

Полученные результаты хорошо совпадают с данными Е.В. Ивановой по

предварительному изучению фауны фораминифер. Осадки в основании разреза отнесены к верхнему плиоцену. Присутствие индикаторных видов дает основание достаточно уверенно предполагать наличие в средней части разреза (~400–620 см) стратиграфического перерыва или нескольких перерывов, чередующихся с интервалами медленного осадконакопления в раннем-среднем плейстоцене (0,28–1,8 млн. лет назад). Скорее всего, несогласия связаны с усиленными придонными течениями, эродирующими осадки [2, 4].

При сопоставлении мощностей изученного разреза и полного разреза скв. DSDP-72-516, в котором были выделены все четвертичные зоны, заметны следующие различия: 1) резкое преобладание мощности верхнеплейстоцен-голоценовых осадков в кол. АИ-32-2436 (более 5 м двух зон *Emiliana* и *Pseudoemiliana lacunosa*) свидетельствует о дополнительном поступлении и, возможно, оползании осаждающегося материала с вершины возвышенности — накопительные условия. В то же время разрез скв. DSDP-72-516 включает четыре зоны мощностью около 2,3 м. Малая мощность осадков является следствием размыва осадочного материала и сноса его вниз по склону, фиксируя частично разрушительные условия седиментации; 2) мощность нижнего плейстоцена в разрезе АИ-32-2436 составляет 1,1 м. Она резко сокращена за счет размыва или неотложения осадков. Гидрологическая активизация происходит, скорее всего, за счет возросшего влияния АнДВ. Эти холодные донные воды в отдельные периоды времени на уровне расположения колонки определяли размыв или неотложение осадков ряда зональных подразделений. Непрерывный разрез скв. DSDP-72-516 мощностью 8,0 м, содержит полный набор зон, что указывает на более спокойные условия формирования осадков при пониженной гидрологической активности (вторичные виды очень редки) сравнительно с поздним плейстоценом–голоценом.

Почти в тех же координатах, что и кол. АИ-32-2436, но на 105 см ниже, расположена кол. АСВ-17-1447 длиной 375 см (координаты 26°56'ю.ш., 34°08'з.д., глубина 3905 м). В разрезе этой колонки верхние 159 см достоверно отнесены к зоне *Emiliana huxleyi*. Верхний горизонт до 3 см, в котором присутствуют разнообразные кокколиты хорошей сохранности, скорее всего, голоценовый, ниже, до 9 см, условно отнесен в верхней зоне *Emiliana huxleyi* асме. Ниже зоны выделить не удалось, а осадки принадлежат плейстоцену по присутствию единичных растворенных кокколитов этого возраста и вида планктонных фораминифер *Globorotalia truncatulinoides* [5]. По всей вероятности, в течение почти всего плейстоцена глубинная антарктическая вода в значительной степени влияла на седиментацию в этом районе. Об этом свидетельствует почти полное растворение четвертичных видов кокколитов в кол. АСВ-17-1447, расположенной всего на 105 м ниже по склону, чем кол. АИ-32-2436, но ближе к трассе АнДВ. Наиболее кардинальные изменения в составе

наннофлоры происходят между глубинами 3800 и 3905 м, что косвенно указывает на верхний уровень холодной АнДВ.

В этом разрезе более древние и сильнее литифицированные виды вторичного залегания (в основном плиоценовые и миоценовые) присутствуют в изобилии и имеют прекрасную сохранность. Их резкое преобладание, неравномерное и хаотичное распределение по разрезу связано с различной интенсивностью прохождения вод через канал Вима, борта которого представляют собой срез кайнозойских осадков [6].

Разница в координатах трех разрезов небольшая: скв. DSDP-72-516 на ~4.5° южнее колонок и на ~1° западнее, колонки же взяты почти из одних координатах (широта отличается на 1°, долгота – на 7'). Батиметрическая разница существенная: скважина расположена на 1313 м, склоновая колонка на 3800 м, колонка подножья – на 3905 м. Это и определяет значительные различия в ходе седиментации – полностью сохранившийся разрез скв. DSDP-72-516, сильно нарушенный разрез колонки АИ-32-2436 и почти полностью уничтоженный четвертичный разрез колонки АСВ-17-1447.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дмитренко О.Б. Распределение известкового нанопланктона в четвертичных отложениях скв. 516 Атлантического океана // Морская стратиграфия и микропалеонтология. М.: Наука. 1988. С. 115–127.
2. Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Сивков В.В. Отчет отряда донных осадков / Отчет о работах в рейсе № 32 НИС «Академик Иоффе» Атлантического океана. М.: ИО РАН. 2010. С. 122–144.
3. Gartner S. Calcareous nannofossil stratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // *Marine Micropaleont.* 1977. V. 2. P. 1–25.
4. Borisov D., Murdmaa I., Ivanova E. et al. A countourite drift in the Vema Channel region: paleoceanographic record of the Antarctic bottom water activity since the Pliocene // *Inter. Conf. on Paleoceanography*. V. 11. Sitges-Barcelona. Ses. 1: Reading the paleo-record: from proxy development to application. P-014.
5. Дмитренко О.Б., Лукашина Н.П., Оськина Н.С. Верхнечетвертичная биостратиграфия и условия образования донных осадков колонки АСВ-17-1447 Юго-Западной Атлантики по микрофоссилиям // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 2. С. 270–281.
6. Johnson D.A., Peters C.S. Late Cenozoic sedimentation and erosion on the Rio Grande Rise // *J. of geol.* 1979. V. 87. P. 371–392.

Nannofossil assemblages in three Quaternary sediment sections from the Rio Grande Rise region are compared. The continuous section of pelagic foram-nanno ooze recovered by the DSDP site 516 on the rise summit (at the water of 1313 m) contains the complete succession of nannofossil zones. Two core sections from the contourite drift on the Rio Grande transform fault ridge (at the water depths of 3800 and 3905 m) are discontinuous owing to a strong erosion by the AABW streams after their outlet from the Vema Channel and contain reworked Pliocene nannofossils.

Емельянов Е. М.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Калининград, e-mail: abio@atlas.baltnet.ru)

Дегляциация Северной Европы и ее отражение в осадках морей

Emelyanov E. M.

(Atlantic Branch of P. P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Kaliningrad)

Deglaciation of Northern Europe and its reflection in the sediments of the seas

Дегляциация последнего оледенения в Северо-Западной Европе прослежена по кернам глубоководного бурения на плато Воринг (Норвежское море) и по длинным колонкам осадков в морях Каттегат, Балтийское и Белое. Все использованные в данном докладе колонки длиной 4–11 метров, стратиграфизированы при помощи микропалеонтологических методов (фораминиферового и диатомового), а возраст осадков определен по ^{14}C .

На плато Воринг по данным скважины Гломар Челленджер 341 сползающие со Скандинавских гор ледники оставили мощный слой (около 400 м) гляциальных отложений. Плейстоцен-голоценовые гляциальные осадки состоят из терригенного материала, «выпаханного» ледниками в горах Скандинавии, в том числе и из материала из древних кор выветривания. Колонка ПШ-2572 в море Каттегат состоит из терригенного материала с умеренным количеством известкового раковинного вещества (5–15% CaCO_3). Стратификация данной колонки позволяет проследить эволюцию осадконакопления от болотных отложений до терригенных алевритово-пелитовых илов, накопившихся после трансгрессии и эвстатического подъема уровня океанских вод на глубине 25 м. Возраст базального слоя осадков 9610 ± 170 ЛН.

В Балтийском море для реконструкций послужили опорные колонки из Борнхольмской, Гданьской, Западно-Готландской и Северо-Балтийской впадин.

Поверхностный слой моренных отложений в Борнхольмском бассейне датирован возрастом 16000–13000 ЛН, а флювиогляциальные пески, перекрывающие морены – возрастом 13350 ЛН. Перегляциальные озера существовали здесь 13350–13490 ЛН.

В Балтийском ледниковом озере (БЛО) накопились многометровые толщи ленточных глин. В колонке ПШ-2551 возраст этих глин – 13850 ЛН. На ленточных глинах накопились микроленточные глины, а на них – гомогенные розоватые глины.

7680 ЛН образовался Слупский желоб. В это время, а по данным [1] несколько раньше (8800–7310 ЛН), в результате открытия Датских

проливов, океанские воды хлынули в Балтийское море. По данным измерения колонки Psd-303700, в Гданьском бассейне, содержание брома в поровых водах указывает на четыре трансгрессии. Все они датированы по ^{14}C .

В южной части Готландской впадины прорвавшиеся океанские воды принесли много осадочного материала. В результате замедления мутного потока взвесь активно выпадала на дно, в результате чего здесь образовались «дельтовые отложения подводной «Слупской реки» с максимальной в Центральной Балтике мощностью морских литориновых осадков – 603 см (колонка Psd-303590). Литориновая трансгрессия в Центральной Балтике не была «мгновенной»: океанские воды поступали в Центральную Балтику «пульсационно». В результате чего во впадинах накапливались в основном микрослоистые илы.

Примерно 10300 ЛН после отступления ледника в районе гор Бёллинген (средняя Швеция) образовался пролив Нэрке. Произошел слив пресных вод БЛО в океан, уровень воды в БЛО понизился на 20–30 м. Наступила стадия Иольдиева моря. Океанская вода из Норвежского моря стала проникать в Западно-Готландскую впадину. Поток был незначительным и резкого осолонения вод БЛО не произошло. В осадках изученных колонок момент проникновения в Балтику океанских вод зафиксирован слабо. На дне стали накапливаться серые глины, иногда – с пятнами гидротроилита. Морской этап был недолгим. В связи с освобождением Скандинавских гор от ледника, они стали подниматься со скоростью 1–10 мм в год. Пролив Нэрке осушился. Воды Балтики стали пресными. Наступила стадия бессточного анцилового озера. Этапы изменений окружающей среды и изменения солености вод четко зафиксированы в диаграммах диатомовых водорослей. В озере продолжили накапливаться серые глины, но со значительно большим количеством в глинах гидротроилита, а также кристаллических форм сульфидов железа.

В связи с открытием Датских проливов условия осадкообразования в Балтийском море коренным образом изменились. Воды во многих впадинах периодически заражались сероводородом. Возникший на границе вод нижнего (придонного) соленого слоя и верхнего распресненного слоя галоклин не позволил водам перемешиваться. В результате в литориновом море резко возросла первичная продукция. В осадках скачкообразно возросло содержание $\text{C}_{\text{орг}}$, Мп и некоторых микроэлементов. Вместо озерных глин на дне стали накапливаться углеродистые (сарпопелевые) илы. Гранулометрически они более грубые (алевритово-пелитовые), чем озерные глины. Во впадинах моря они микрослоистые.

Во время эемского потепления (135–100 тыс. ЛН) водные бассейны, существовавшие на местах Балтийского и Белого морей, соединились, образовав единый бассейн – Эемское море. Во время последнего оледенения они разъединились и каждое из морей развивались по

собственному сценарию. Илы впадин Белого моря терригенные, гомогенные, без ощутимой слоистости. По химическому составу и наличию аутигенных минералов илы Белого моря резко отличаются от илов Балтийского моря.

Исследования проведены при некоторой финансовой поддержке гранта РФФИ 12-05-00617а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Спиридонов М.А. и др. Новые данные по истории развития Юго-Восточной части Балтийского моря от позднеледникового до современности // Региональная геология и металлогения. 2009. № 40. С. 103–114.

Author investigated the evidences of deglaciation in the sediments of the North-Western Europe seas. For this aim long cores of sediments from Kattegat, Baltic and White seas were used. Diatomic analyses were used for the stratification of the cores. For determinations of absolute age of the sediments carbon-14 was used. The sediments of the Baltic and White seas were compared.

Иванова Е.Д.

(Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: ivanova@tig.dvo.ru)

Фораминиферовые комплексы в осадках цунами на побережье Южных Курильских островов

Ivanova Ye.D.

(Pacific Geographical Institute Far Eastern Branch Russian Academy of Sciences,
Vladivostok)

Foraminiferal assemblages in the tsunami sediments on the South Kuril Islands coast

Все чаще в исследованиях, касающихся цунамигенных осадков, используется фораминиферовый анализ. Бентосные фораминиферы (БФ) имеют большой потенциал для предоставления значимой информации о цунами, включая глубину воды, откуда захватывается осадок, расстояние транспортировки наносов, гидродинамику, скорость течения, мутность и экологические процессы, происходящие после события цунами [1].

В настоящей работе представлены результаты изучения фораминифер в осадках, образованных во время прохождения Тохоку цунами, вызванного сильным землетрясением 11 марта 2011 г. у берегов о. Хонсю.

Образцы осадков Тохоку цунами были отобраны на побережье островов Кунашир и Шикотан (Южные Курилы) сразу после цунами и через полгода после события в августе–сентябре 2011 г. (рис. 1).



Рисунок 1. Карта исследуемых районов

В августе–сентябре 2012 г. было проведено повторное обследование побережья, чтобы определить степень сохранности осадков Тохоку цунами через полтора года после события. Выяснилось, что осадки цунами, лежащие на поверхности торфяников, влажные, переотложения, эолового переноса или размыва не происходило. Мощность покровов осадков практически не изменилась. Осадки повсеместно активно зарастают травой. Исключение составляют техногенные выступающие конструкции, с которых осадки цунами полностью смыты [2].

На о. Кунашир пробы отбирались на побережье у пос. Горячий пляж и в районе р. Серебрянки, куда перенос материала шел как с широких песчаных пляжей, так и с бенча Южно-Курильской бухты. В этих осадках отмечается самое высокое содержание фораминифер, представленных сублиторальными формами хорошей сохранности, широко распространенными в приливно-отливной зоне и на литорали Малых Курил (табл.)

На о. Шикотан образцы осадков отбирались на побережье закрытых бухт Крабовая, Отрадная, Церковная и Малая Церковная. На побережье бух. Крабовой и Отрадная в осадках цунами встречено 10 видов бентосных фораминифер, обитающих на литорали и сублиторали этих бухт. В основном это агглютинирующие формы родов *Jadammina*, *Trochammina*, *Eggerella* и *Miliammina* с абсолютным доминированием вида *Jadammina macrescens* (Brady) (до 90%). Этот вид широко распространен на маршах в приливно-отливной зоне, в лагунах, мелководных бухтах, часто подвергающихся опреснению [3, 4]. Из секретионных видов встречены единичные *Criboelphidium asterineum*, *Cr. etigoense*, представители рода *Buccella* (рис. 2). Все раковины имеют хорошую сохранность, что говорит об их недалекой транспортировке в условиях слаботурбулентного потока.

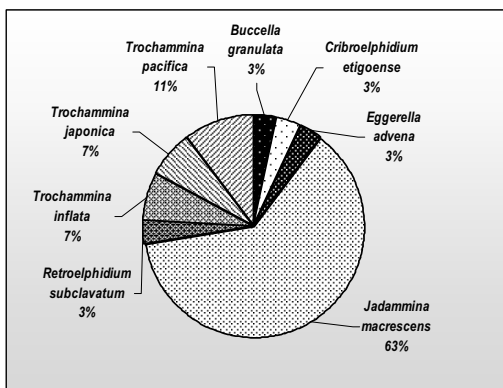


Рисунок 2. Процентное соотношение видов БФ в осадках цунами б. Крабовой (о. Шикотан)

Таблица. Список бентосных фораминифер и их относительное содержание (%) в осадках Тохоку цунами острова Кунашир

Виды	О. Кунашир, бух. Южно- Курильская, около моста	О. Кунашир, бух. Южно- Курильская, устье р. Серебрянки	О. Кунашир, бух. Южно- Курильская, около церкви
<i>Buccella citranea</i> Leonenko			1.7
<i>Buccella depressa</i> Andersen	0.5		
<i>Buccella frigida</i> (Cushman)	0.9		1.7
<i>Buccella granulata</i> (Lautenschleger)	11.8	17.9	11.7
<i>Buccella hannai arctica</i> Voloshinova	4.7	11.9	15.0
<i>Buccella hannai oris</i> Levtschuk	5.7	3.0	8.3
<i>Buccella inusitata</i> Andersen	10.8		
<i>Buccella limpidula</i> Levtschuk			1.7
<i>Buliminella elegantissima</i> (d'Orbigny)	0.9		
<i>Canalifera fax</i> (Nicol)	0.5		
<i>Cassidulina teretis</i> (Tappan)	0.5		1.7
<i>Criboelphidium asterineus</i> Troitskaja	7.1	1.5	6.7
<i>Criboelphidium etigoense</i> (Husezima et Maruhasi)	18.9	10.4	10.0
<i>Criboelphidium goesi</i> (Stschedrina)	0.5	16.4	3.3
<i>Criboelphidium kusiroense</i> (Asano)	3.3	3.0	
<i>Criboelphidium subarcticum</i> (Cushman)	15.6	14.9	18.3
<i>Eggerella advena</i> Cushman			
<i>Elphidiella flos</i> Troitskaja	4.2	1.5	1.7
<i>Elphidium advenum depressulum</i> Cushman	0.9	1.5	3.3
<i>Elphidium excavatum</i> (Terquem)	7.1	6.0	3.3
<i>Elphidium jenseni</i> (Cushman)			1.7
<i>Florilus hadai</i> Nesterova et K.Furssenko	0.5	3.0	1.7
<i>Miliammina fusca</i> (Brady)			+
<i>Pateoris hauerinoides</i> (Rhumbler)	0.9		1.7
<i>Quinqueloculina arctica</i> Cushman		1.5	
<i>Quinqueloculina interposita</i> Levtschuk	0.5	3.0	1.7
<i>Quinqueloculina sp.</i>	0.5		
<i>Retroelphidium subclavatum</i> (Gudina)	0.9	1.5	3.3
<i>Retroelphidium subgranulosum</i> (Asano)	1.4		
<i>Rosalina vilardeboana</i> d'Orbigny	1.4	1.5	1.7
<i>Rotalia sp.</i>		1.5	

В пробах, отобранных на побережье бухты Снежкова, микрофауна не обнаружена.

Пробы с побережья бухт Церковная и Малая Церковная содержат раковины бентосных фораминифер в небольшом количестве. Здесь встречены редкие *Miliammina fusca*, а также *Labrospira jeffreysi* (Williamson) и *Eggerella scrippsii* Uchio, обитающие на глубинах 15–50 м [5], что свидетельствует о привносе материала с более глубоких участков. Отмечены также ожелезненные раковины *Trochammina inflata*,

переотложенные из морских голоценовых осадков со дна бухты. За исключением бух. Малая Церковная, переотложенных видов в осадках цунами на о. Шикотан не встречено, в отличие от осадков Тохоку цунами на равнине Сендай, где встречены формы, переотложенные из морских миоценовых и плейстоценовых отложений, причем, вглубь суши увеличивается количество фоссильных видов [6]. Это связано, прежде всего, с плохой сохранностью фораминифер в голоценовых отложениях Южных Курил, где карбонатный материал растворяется.

Изучение состава бентосных фораминифер в совокупности с другими методами исследований цунамигенных осадков показало, что основными источниками материала были верхняя часть берегового склона и разнофациальные континентальные отложения. Встреченные фораминиферовые комплексы отражают особенности бентосной микрофауны, обитающей в прибрежной зоне (литорали и сублиторали). Хорошая сохранность микрофоссилий и отсутствие глубоководных видов свидетельствуют о низкой турбулентности потока и небольшой дальности переноса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00497).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Mamo B., Strotz L., Dominey-Howes D. Tsunami sediments and their foraminiferal assemblages // *Earth-Science Reviews*. 2009. V. 96. P. 263–278.
2. Razjigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A. et al. Coastal Sedimentation Associated with the Tohoku Tsunami of 11 March 2011 in South Kuril Islands, NW Pacific Ocean // *Pure Appl. Geophys*. 2012. Springer Basel AG. DOI: 10.1007/s00024-012-0478-4.
3. Преображенская Т.В., Троицкая Т.С. Фораминиферы дальневосточных морей. Ч.1. Фораминиферы литорали Малой Курильской гряды. Владивосток: Дальнаука, 1996.
4. Sen Gupta B.K. Foraminifera in marginal marine environments // *Modern Foraminifera*. Barun K. Sen Gupta Ed. Kluwer Academic Publishers, 2002. P. 141–160.
5. Фораминиферы дальневосточных морей СССР. Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 387. Новосибирск: Наука. 1979. 397 с.
6. Pilarczyk J.E., Horton B.P., Witter R.C. et al. Sedimentary and foraminiferal evidence of the 2011 Tōhoku-oki tsunami on the Sendai coastal plain // *Japan Sedimentary Geology*. 2012. V. 282. P. 78–89.

The species composition of benthic foraminifera in the sediments shows that the tsunami is capturing material from the top of the coastal slope. Subtidal species was found only, many of whom live in the wave-cut zone or on the marches. Good preservation of the foraminifera tests talk about dimwitted transfer in a weak turbulent flow. Such a pattern is observed at small values of the splash.

**Крашенинников С.П.¹, Пономарева В.В.²,
Портнягин М.В.^{1,3}, Бубенщикова Н.В.⁴, Овсепян Е.А.⁴,
Нюрнберг Д.³**

(¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, e-mail: spkrashenninnikov@mail.ru; ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; ³Гельмгольц центр морских исследований, г. Киль, Германия; ⁴Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

Первые исследования криптотефры в осадках Охотского и Берингова моря

**Krashenninnikov S.¹, Ponomareva V.², Portnyagin M.^{1,3},
Bubenschikova N.⁴, Ovsepyan E.⁴, Nürnberg D.³**

(¹Vernadsky Institute of Geochemistry RAS, Moscow; ²Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; ³Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel; ⁴P.P.Shirshov Institute of Oceanology, Moscow)

First data on cryptotephra in Okhotsk and Bering seas sediments

Курило-Камчатская островная дуга является одним из наиболее активных регионов современного островодужного вулканизма. Большинство вулканов здесь характеризуются преимущественно эксплозивным типом активности и образованием больших объемов тефры, которая переносится ветром на большие расстояния и отлагается в наземных и морских отложениях северо-восточной (СВ) Азии в виде слоев пепла. Изучение прослоев тефр является одним из основных надежных методов корреляции удаленных друг от друга разрезов осадочных отложений [1].

Прослой тефры является изохроной и даже в том случае, если его возраст неизвестен, позволяет синхронизировать удаленные палеоклиматические летописи [2]. Однажды датированный в одном разрезе, прослой тефры позволяет экстраполировать эти данные на все разрезы в которых он был или будет геохимически идентифицирован. Еще одним плюсом изучения тефр является то, что корреляция морских и наземных датированных радиоуглеродным методом пеплов позволяет проводить оценки резервуарного эффекта для разных частей мирового океана и разных временных интервалов [3]. Кроме того, прослои тефры в морских осадках хранят информацию о крупных эксплозивных извержениях: как о тех, чьи отложения на суше сохранились, так и о тех, отложения которых уничтожены процессами эрозии.

Изучение криптотефры (рассеянных фрагментов вулканического стекла, не образующих видимых прослоев) в морских осадках позволяет значительно увеличить количество идентифицируемых извержений и расширить ареал каждого горизонта тефры, тем самым, увеличив его

потенциал в качестве инструмента для корреляции. Так, некоторые тефры в виде единичных фрагментов вулканического стекла были найдены и геохимически идентифицированы на расстоянии более 8 тысяч километров от источника [4]. В осадках Охотского и Берингова морей был ранее изучен целый ряд видимых прослоев тефры [например, 5, 6], но исследований морских осадков на предмет наличия в них рассеянного вулканического стекла до сих пор не проводилось.

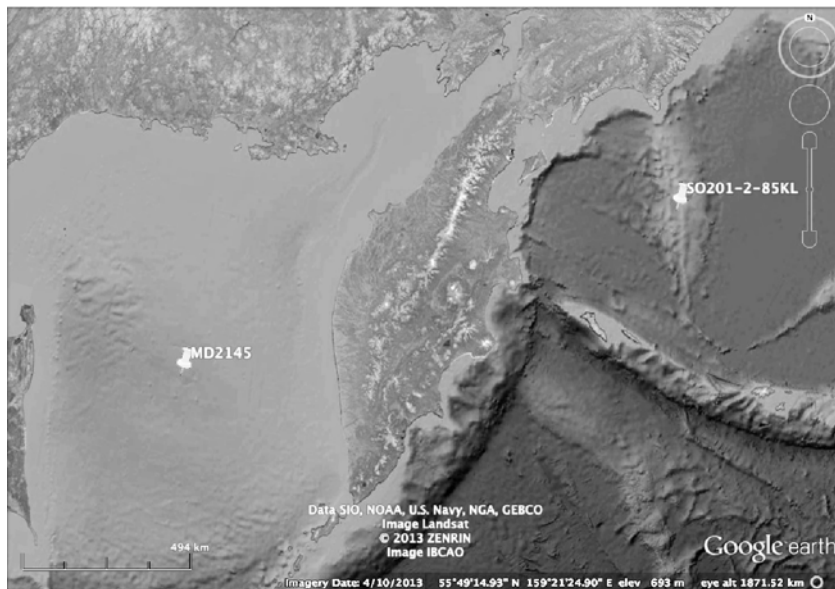


Рисунок 1. Местоположение опробованных осадочных морских колонок

В данной работе представлены результаты изучения 55 образцов осадка из морских колонок Охотского и Берингова морей (рис. 1). В колонке MD2415 (Охотское море) нами изучены осадки из возрастных интервалов около 8 тыс. лет и 422–424 тыс. лет; в колонке SO201-2-85KL (Берингово море) – из интервала 160–180 тыс. лет и около 40 тыс. лет до нашего времени. В связи с удаленностью возможных источников вулканического материала, для работы мы использовали фракции размерностью 125–63 μm и <63 μm . Во всех образцах под оптическим микроскопом был произведен поиск фрагментов вулканического стекла. Рассеянные частицы стекла были найдены в 30 образцах морских осадков Берингова и Охотского морей. Для дальнейших исследований были выбраны 19 образцов с содержанием вулканического стекла более 10 об.%. Дополнительно мы использовали стекла из 6 образцов, предоставленные А.Н. Деркачевым (Тихоокеанский

океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН). Для некоторых образцов были проведены анализы стекол из фракций разных размерностей, с целью проверки гомогенности и представительности тефры. С целью определения возможного источника вулканического материала в изученных образцах были произведены анализы содержаний главных и ряда летучих компонентов в вулканических стеклах с использованием электронного микрозонда JEOL JXA 8200 (GEOMAR, г. Киль). Получено более 1000 анализов индивидуальных фрагментов вулканического стекла. Полученные данные были сопоставлены с ранее полученной базой данных о составах вулканических стекол из тефры наземных разрезов Камчатки и северо-восточной Азии, а также из морских колонок Охотского и Берингова морей [7].

В результате проведенных исследований в колонке MD2415 из Охотского моря был впервые идентифицирован прослой обогащенный вулканическим стеклом, относящимся к крупнейшему голоценовому извержению Камчатки (КО), связанному с образованием кальдеры Курильского озера [8]. Тефра этого извержения была ранее описана и изучена в разрезах почвенно-пирокластического чехла Камчатки, а так же в ряде других колонок в Охотском море [5, 8]. Однако, присутствие продуктов извержения КО в колонке MD2415, важной для стратиграфии отложений Охотского моря [9], ранее не было описано. Рассеянные фрагменты вулканических стекол этого извержения были нами обнаружены на глубинах 202–216 см, с наиболее крупными и обильными частицами стекла вблизи нижней границы этого интервала. По-видимому, именно этот уровень относится к начальной стадии извержения, датированного ~8.4 тыс.л. [8].

Помимо продуктов извержения КО проведенные исследования криптотефры позволили идентифицировать три крупных ранее неизвестных среднелейстоценовых эксплозивных извержения (рис. 2). Микрозондовые исследования индивидуальных фрагментов вулканического стекла, отобранных из осадков колонки MD2415 (пять прослоев из интервала 2306–2312 см, с оцененным возрастом 422–424 тыс.л. до нашего времени) показали, что большая часть из них имеет одинаковый состав. Это позволяет предполагать образование этого криптослоя тефры в результате неизвестного ранее извержения, источник которого пока не установлен. В колонке SO-201-2-85KL (десять слоев из интервала 1661–1727 см, 160–180 тыс.л. до нашего времени) можно выделить как минимум две геохимически разных тефры, скорее всего являющихся продуктами вулканизма Камчатки.

Основываясь на больших расстояниях от возможных источников (более 600 км) все впервые обнаруженные тефры были образованы в результате крупных извержений, что может позволить использовать данные тефры в качестве региональных маркирующих горизонтов при дальнейших исследованиях северо-восточной части акватории Тихого океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке российско-германской Лаборатории им. О.Ю. Шмидта (ОШЛ №13-18), РФФИ (проекты №13-05-00911 и №13-05-00346). Образцы осадков Берингова моря получены благодаря российско-немецкому проекту КАЛЬМАР.

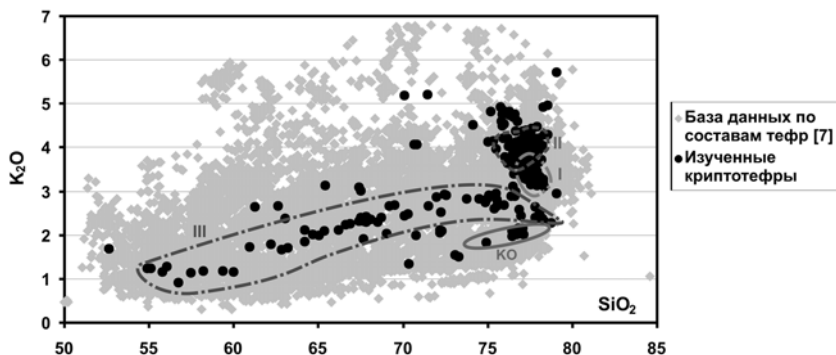


Рисунок 2. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$, иллюстрирующая вариации составов вулканического стекла в изученных криптотефрах. Полями показаны составы стекол идентифицированных извержений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lowe D.J. Tephrochronology and its application: A review // Quaternary Geochronology. 2011. V. 6. P. 107–153.
2. Davies S.M., Wastegård S., Rasmussen T.L. et al. Identification of the Fugloyarbanki tephra in the NGRIP ice-core: a key tie-point for marine and ice-core sequences during the last glacial period // Journal of Quaternary Science. 2008. V. 23. P. 409–414.
3. Ascough P.L., Cook G.T., Dugmore A.J. et al. Holocene variations in the Scottish marine radiocarbon reservoir effect // Radiocarbon. 2004. V. 46 (2). P. 611–620.
4. Jensen B.J., Pyne-O'Donnell S., Plunkett G. et al. Intercontinental distribution of an Alaskan volcanic ash // Abstract V43B-2832 of the AGU Fall Meeting. San Francisco, Dec. 3-7, 2012.
5. Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Gorbarenko S.A. et al. Characteristics and ages of tephra layers in the central Okhotsk Sea over the last 350 kyr // Deep-Sea Research. 2012. Part II. V. 61–64. P. 179–192.
6. Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A. et al. Early Holocene M-6 explosive eruption from Plosky volcanic massif (Kamchatka) and its tephra as a link between terrestrial and marine paleoenvironmental records // International Journal of Earth Sciences. 2013. V. 102/6. P. 1673–1699. Doi: 10.1007/s00531-013-0898-0.
7. Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A. et al. Identification of a widespread Kamchatkan tephra: a middle Pleistocene tie-point between Arctic and Pacific paleoclimatic records // Geophysical Research Letters. 2013. doi: 10.1002/grl.50645.
8. Ponomareva V.V., Kyle P.R., Melekestsev I.V. et al. The 7600 (14C) year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships //

Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2004. V. 136. P. 199–222.

9. Nürnberg D., Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // *Paleoceanography*. 2004. 200419. P. PA4011.

We report first ever geochemical studies of cryptotephra (scattered volcanic glass) in the sediments of Okhotsk and Bering seas. These studies have allowed us to identify several earlier unknown large explosive eruptions from the Kurile-Kamchatka volcanic arc. Geochemically characterized tephra from these eruptions may serve as markers in the paleoceanological research.

Кругликова С.Б.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,
e-mail: kruglikovasb@gmail.com)

Радиоларии, флуктуации палеосреды и современное видообразование

Kruglikova S.B.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Radiolaria, paleoenvironmental fluctuations and the modern speciation

Распределение радиоларий в донных отложениях Мирового океана определяется климатом, характером бассейна и особенностями гидрологического режима. Таксономический состав, также как и структура сообществ разных биогеографических областей, самым непосредственным образом связаны с характером среды и ее флуктуациями. Исследование радиоларий из донных отложений Арктики позволило установить, что современная фауна радиоларий, мигрировавшая около 10 тыс. лет назад из Норвежского моря, приобрела в условиях Арктического бассейна сугубо специфическую структуру и состав, не свойственные более ни одному сообществу Мирового океана. Ни в одном районе Мирового океана не встречается столь ярко выраженного доминирования и такого морфологического разнообразия видов рода *Actinomma*.

Высокая вариабельность (морфогенез) биоты служит одним из признаков наличия процесса видообразования. Возможно во многом причина изменчивости радиоларий - высокая степень их чувствительности к флуктуациям условий внешней среды. Присутствие в географически ограниченных районах современного океана близких видов или нескольких видов одного рода, по мнению автора, свидетельствует о наличии условий, способствующих формированию новых видов. Галапагосскую спрединговую зону и Восточно-Тихоокеанское поднятие, Охотское море и приполярный район Высокой Арктики, как полагает автор, можно считать одними из центров современного видообразования радиоларий

Галапагосская спрединговая зона и Восточно-Тихоокеанское поднятие – районы Пацифики, для которых характерны сложный гидродинамический режим, влияние апвеллинга, поступление в тропическую зону холодных антарктических вод, постоянные мелкие и более заметные землетрясения, резкие, пульсирующие перепады скоростей придонной воды и другие признаки нестабильности природных условий. Именно для танатоценозов радиоларий этих районов [1] типично присутствие многочисленных, достаточно близких морфологически, видов родов *Anthocyrtidium*, *Carpocanium* и *Pterocorys*. В Охотском море распространено несколько видов (или подвидов) родов *Ceratospyris* (*Nephrospyris*?, *Tholospyris*?),

Cycladophora, *Trisulcus* и др. Резкая стратификация водных масс, вызванная перепадами зимних и летних температур, присутствие льдов в Охотском море в течение большей части года позволяют считать климатические условия, существующие ныне в Охотском море экстремальными или стрессовыми. Современными палеонтологами, палеоокеанологами и палеогеографами они приравняются к условиям, аналогичным бассейнам ледникового периода. Можно предположить, что именно экстремальные условия могут быть причиной высокой вариабельности фауны вообще и радиолярий, в частности. В Охотском море, рядом гидробиологов отмечается высокая вариабельность фауны не только планктонной, но и бентосной.

Для Центральной Арктики характерны многочисленные виды, подвиды и переходные между ними формы рода *Actinomma*. На основании статистического анализа большой группы актиноммид из котловины Амундсена, можно утверждать, что радиолярии рода *Actinomma*, в осадках котловин Высокой Арктики не только доминируют, но иногда являются практически моноспецифическим сообществом. Например, на ст. PS 1527-10 на сотню экземпляров актиноммид приходится единственный экземпляр *Spongodiscus* sp. Высокий уровень доминирования характерен для структуры сообществ радиолярий полузамкнутых морских бассейнов.

В Арктике актиноммиды представлены группой чрезвычайно вариабельных форм неизвестной видовой принадлежности и, по крайней мере, 5 морфогруппами с довольно четко выраженными видовыми признаками: *Actinomma boreale*, *A. leptoderma leptodermum*, *A. l. longispina*, *A. georgii* Kruglikova et Bjorklund, и *A. turidae* Kruglikova et Bjorklund. Два последних вида – новые (рис. 1).

Географические «истоки» новых видов актинноммид не могут быть достоверно установлены на основании имеющихся сведений о биологии радиолярий. Однако, данные наших морфологических исследований структуры медуллярных раковин (двух внутренних сфер) позволяют отнести все известные в Арктике виды актиноммид к двум морфогруппам. *A. boreale*, *A. leptodermum leptodermum*, *A. l. longispina*, мигрировавшие из Норвежского моря в Арктический бассейн, имеют неправильно-сферической формы медуллярные раковинки, с разного размера и формы, ячейками. Медуллярные раковинки *A. georgii* и *A. turidae* – неправильно яйцеобразной формы, имеют плотную стенку и четко округлые или полигонально-округлые поры, практически одинаковые по форме и близкие по размерам у каждого экземпляра. Именно сферическая или яйцеобразная форма и описанная структура стенки медуллярных раковин, может свидетельствовать о возможной связи происхождения этих видов с тихоокеанской фауной. До сих пор при таксономических исследованиях не придавалось значения строению внутренних сфер актиноммид (рис. 2).

Данные морфологических исследований позволяют предположить, что экстремальные (стрессовые?) для новых вселенцев условия арктической

среды могли послужить толчком к проявлению поразительной морфологической вариабельности арктических актиноммид и необычайно быстрых процессов симпатрического (локального) видообразования. Способами симпатрического видообразования являются полиплоидия (автополиплоидия) и спонтанная гибридизация. Возможно, предполагаемая у радиолярий полиплоидия благоприятствуют процессу быстрого видообразования у радиолярий в экстремальных условиях этого локального района Арктики.

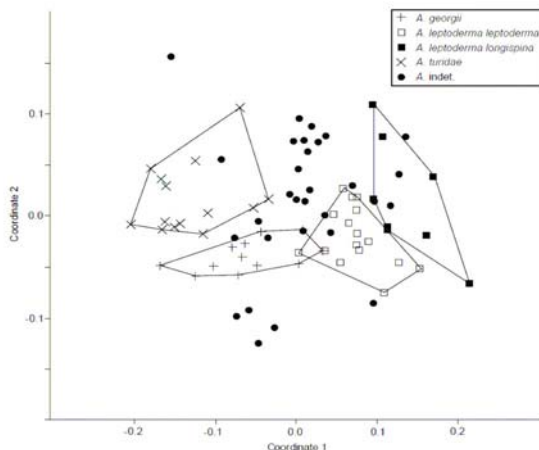


Рисунок 1. Статистический анализ фауны актиноммид [Kruglikova, Bjorklund, Anderson, Hammer, 2009]

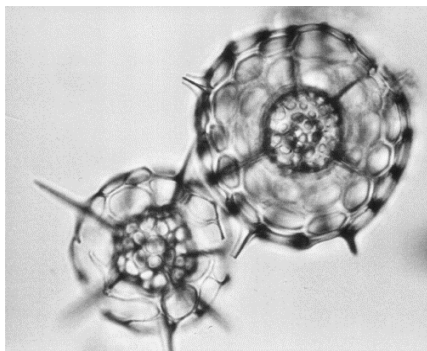


Рисунок 2. Два типа медуллярных раковин арктических актиноммид

Примером, как мы полагаем, иного вида симпатрического видообразования служит моноспецифическое сообщество вида *Lophorphaena rioplatensis* Boltovskoy. Это сообщество радиолярий установлено в

солончатоводных условиях эстуария Рио-де-ла-Плата, с соленостью от 15.4 до 16.9 psu, где плотность *L. rioplatensis* (family Plagoniidae) достигала огромной величины – 100 экз./л и более. Обычно радиолярии-полицистины распространены в океанических водах с соленостью не ниже 31–32 psu. Эстуарий врезан вглубь Южноамериканского континента (примерно 35° ю.ш.) на расстояние 320 км при ширине 230 км, образуя полузамкнутую внутреннюю систему. Скелеты *L. rioplatensis* мономорфны. Несмотря на сходство с рядом ранее описанных видов, по мнению Д. Болтовского, сообщество указывает на криптическое (скрытое) видообразование, а не на синонимию. Криптические виды могут выделяться не на основании морфологических признаков. Они репродуктивно изолированы, и различия следует искать в экологии и цитогенетике. Общим между этими двумя типами симпатрического видообразования, по нашему мнению, следует считать экстремальные (стрессовые) условия внешней среды.

Автор полагает, что существование моноспецифических сообществ радиолярий и высокий уровень их продуктивности [Swanberg, Bjorklund, 1987] можно связать также с экстремальными условиями в некоторых частях норвежских фордов (так называемых *polls*), для которых характерны малые глубины, поступление талых ледниковых вод и резкая гидрологическая стратификация. По сведениям Головиной Л.А. и Радионовой Э.П. появление моноспецифических сообществ в связи с экстремальными (стрессовыми?) условиями подтверждается и данными о моноспецифических сообществах фитопланктона – наннопланктона и диатомовых водорослей из древних отложений

Рядом крупных биологов (Н.К. Кольцовым, Ю.А. Лабасом, И.И. Хлебовичем и др.) высказано предположение о существовании «дремлющих» генов. Их мутагенез не контролируется естественным отбором и «реактивируется в состоянии стресса при резких изменениях внешней среды, что может вызывать «взрывное видообразование во время гео-климатических катаклизмов»[2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Крашенинников В.А., Казарина Г.Х., Кругликова С.Б. и др. Стратиграфия плиоценовых и четвертичных осадков Восточно-Тихоокеанского хребта и Галапагосской срединной зоны по планктонным микроорганизмам // Вопросы микропалеонтологии. М.: Наука, 1983. Т. 26. С. 94–184.
2. Лабас Ю.А., Хлебович В.В. «Фенотипическое окно» генома и прогрессивная эволюция // Солёность адаптации водных организмов. Исслед. фауны морей. 1976. Т. 17 (25). С. 4–25.

The information about the community structure of radiolarians and possible modern speciation of Radiolarians under sharp fluctuations of conditions paleoenvironment were provided.

Левитан М.А.

(Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва,
e-mail: m-levitan@mail.ru)

Тайна «двух океанов»

Levitan M.A.

(Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow)

Mystery of “two oceans”

Мировой океан является единой системой, отдельные части которой сообщаются друг с другом, осуществляя массотеплоперенос с помощью механизмов водообмена. В то же время имеются пространственно-временные закономерности, указывающие на существование в кайнозое «двух океанов»: «ледового» и «безледного». Данные палеоокеанологии свидетельствуют о том, что в среднем эоцене на Земле произошел переход от «парникового» климата («теплого» океана) к «ледниковому» климату («холодному» океану), связанный с началом кайнозойского оледенения Антарктиды [1] и появлением сезонного морского льда в Южном океане, Гренландском море и в центре Северного Ледовитого океана. Датировки этого перехода дебатировались, сейчас наиболее распространена точка зрения о 47 млн. лет [2].

Проблемы современного ледового седиментогенеза в Мировом океане детально рассмотрены А.П. Лисицыным [3], который обосновал его отличия от седиментации в безледных областях океана.

При рассмотрении основных количественных параметров пелагической плейстоценовой седиментации в Индийском океане [4] на основе объемного метода А.Б. Ронова удалось найти убедительные доказательства различий процессов биогенной седиментации в индоокеанском секторе Южного океана, где присутствуют морские льды, и в «безледной» северной половине океана (табл.).

Прежде, чем рассматривать схематическую историю накопления кремнистых осадков в пелагиали Индийского океана в плейстоцене, необходимо указать на то, что диатомовые илы, как и в современную эпоху, накапливались в основном на юге океана (в индоокеанском секторе Южного океана), а диатомово-радиоляриевые – в его северной половине, главным образом, в южно-экваториальной зоне. В Южном океане обращает на себя внимание мощное развитие аккумуляции биогенного опада, связанное с теплым периодом раннего плиоцена, а также приуроченность диатомовых илов континентальной окраины Антарктиды в плейстоцене, главным образом, к межледниковьям (судя по результатам бурового проекта ANDRILL). Поэтому нельзя исключить, что выявленное преобладание диатомового кремненакопления в эоплейстоцене по сравнению с неоплейстоценом (табл.), возможно, связано с более теплыми (в среднем) условиями эоплейстоцена.

Тренды общего увеличения интенсивности накопления биогенных карбонатов в течение плейстоцена в Индийском океане, однако, скрывают заметные различия между упомянутыми типами осадков: в течение плейстоцена интенсивность накопления нанопланктонных илов возросла лишь в 1.01 раза, а нанопланктон-фораминиферовых – в 4.45 раза. С нашей точки зрения, отмеченные в табл. интенсивности накопления карбонатных илов в плейстоцене являются результатом сочетания продуктивности карбонатакопления в поверхностной водной массе океана, синседиментационного переотложения тонкого кокколитового материала с поднятий в окружающие котловины и растворения биогенных карбонатов в глубинных и придонных водах.

Действительно, заметно выросшая в неоплейстоцене Индийского океана относительная роль и интенсивность седиментации нанопланктон-фораминиферовых илов, скорее всего, свидетельствует о росте первичной (и экспортной) продукции в северной половине океана. Сделанный вывод подкрепляется, прежде всего, совпадением в современную эпоху областей распределения этого типа донных осадков (по сравнению с нанопланктонными илами) с зонами повышенной первичной продукции в эвфотическом слое водной толщи. Дополнительными подтверждениями являются: 1) «наследование» тренда роста палеопродуктивности, установленного для северной половины Индийского океана в олигоцене-плиоцене [5] и 2) отмеченное выше увеличение интенсивности накопления диатомово-радиоляриевых илов.

В связи с заметным общим похолоданием придонных вод Мирового океана и роста термического градиента как между экватором и высокими широтами, так и между поверхностными и глубинными водами в неоплейстоцене по сравнению с эоплейстоценом, выросла интенсивность горизонтальной и вертикальной циркуляции, что сказалось на повышении первичной продукции на большей площади океана, а также на усилении гидродинамической активности придонных вод, что могло проявиться, в частности, в вымывании и сбросе тонких фракций карбонатного материала с поднятий в котловины.

Одновременно произошел рост объема придонной водной массы в высоких широтах обеих полушарий, особенно вокруг Антарктиды [6]. Как известно, эти воды агрессивны по отношению к биогенным карбонатам, так как отличаются очень низкими температурами. Поэтому резонно предположить, что значительная часть тонкого кокколитового материала в котловинах Индийского материала в неоплейстоцене просто была растворена в придонных водах и/или на поверхности дна. Кроме того, повышенная щелочность этих вод способствовала усилению растворения слабокремненных панцирей диатомей в придонных условиях, особенно, в Южном океане.

Таблица. Соотношения масс (М – трлн. т) и интенсивностей накопления (И – трлн. т/млн. лет) различных типов осадков в подразделениях плейстоцена Индийского океана

Возраст	М И	1	2	3	4
Неоплейстоцен	М	85.3	22.0	140.7	145.4
	И	107.9	27.8	178.1	184.1
Эоплейстоцен	М	15.1	68.4	176.0	41.4
	И	15.1	68.4	176.0	41.4

Примечание: 1 – радиоляриевые и диатомово-радиоляриевые илы; 2 – диатомовые илы; 3 – нанопланктонные илы; 4 – фораминиферовые и нанопланктон-фораминиферовые илы.

В отношении биогенной седиментации в плейстоцене, как и в современную эпоху, существовало четкое разделение Индийского океана на два региона: северный и южный, границей между которыми является зона развития Циркумантарктического течения. В северном регионе доминировало карбонатакопление, а в южном – кремненакопление. В ходе и в результате среднеплейстоценовой климатической революции произошло радикальное изменение литологического «наполнения» обеих зон: резко уменьшилась относительная роль диатомовых и нанопланктонных илов, но столь же явно усилилась роль диатомово-радиоляриевых и нанопланктон-фораминиферовых илов. Определяющее значение климата проявилось в связи диатомового кремненакопления преимущественно с периодами более теплого климата в Южном океане; общем росте палеопродуктивности в неоплейстоцене в северной зоне; усиленном растворении кокколитового материала в глубоководных котловинах в неоплейстоцене из-за похолодания, приведшего к увеличению объема создающихся в Южном океане глубинных и придонных вод, агрессивных по отношению к биогенным карбонатам.

Отмеченное различие между северной и южной частями Индийского океана в плейстоцене (как и в современную эпоху) является частным примером существующего глобального различия между «ледовым» и «безледным» океаном.

Под «ледовым» океаном нами понимается часть Мирового океана с постоянным или сезонным ледовым покровом, полностью или частично окаймленная (в современную эпоху или в геологическом прошлом, например, в плейстоцене) материками с континентальными ледниковыми щитами и/или обширными горными ледниками. В состав «ледового» океана

входят Северный Ледовитый океан, моря Субарктики, северные районы Атлантики и Тихого океана, Южный океан.

Здесь наиболее резко проявлены различия между летними и зимними сезонами, а также между оледенениями и межледниковьями плейстоцена. Отметим только некоторые из них в плане создания повышенной первичной продукции. В современную эпоху (приходящуюся на межледниковье) зоны и периоды усиления продуктивности морских вод связаны с весенними и летними всплесками цветения фитопланктона, что немедленно сказывается на всей пищевой цепи. Они лучше всего проявлены там, где происходит усиленная поставка биогенов (а также некоторых важных микроэлементов, например, Fe) в акваторию – с континентов (в том числе, при таянии ледниковых щитов); из районов «безледного» океана; вследствие усиленной конвекции; в прикромочной части покрова тающего морского льда. Этим явлениям благоприятствует повышенная освещенность (увеличенный доступ солнечной энергии в зону фотосинтеза), не только в связи с сезонными ее колебаниями (от полярного дня до полярной ночи), но и вследствие редуцирования покрова морского льда и его толщины. В плейстоцене повышенная палеопродуктивность в рассматриваемых регионах приурочена именно к межледниковьям (частично – к интерстадиалам), причем по тем же причинам, что и в современную эпоху. Дополнительно стоит упомянуть усиленную поставку терригенного вещества из районов континентальных ледниковых щитов во время оледенений, что не только создает условия повышенной мутности воды в зонах континентальных окраин, препятствующие фотосинтезу, но и разбавляет биогенный осадочный материал терригенным. Кроме того, именно в эти периоды возрастают площади распространения морского льда и средняя его мощность, что также снижает возможности продуцирования органического вещества из-за уменьшения доступа солнечной энергии в зону фотосинтеза.

На примере Норвежско-Гренландского бассейна уже давно установлено, что именно в периоды оледенений плейстоцена заметно ослабевала циркуляция водной толщи, что приводило к уменьшению поступления биогенов из промежуточной водной массы в зону фотосинтеза и, соответственно, уменьшению палеопродуктивности. В атлантическом секторе Южного океана также отмечено ухудшение вентиляции придонных вод (видимо, из-за ослабления их циркуляции) во время похолодания в ходе среднеледниковой климатической революции [6].

В «безледном» океане, к которому относится расположенная в более низких широтах часть Мирового океана, не обладающая покровом морского льда, сезонность процессов создания первичной продукции в современную эпоху проявлена гораздо меньше (за исключением районов апвеллингов и муссонного климата). Здесь основные районы повышенной первичной продукции связаны с зонами различного рода постоянных или сезонных

апвеллингов и постоянных дивергенций, в которых осуществляется поставка биогенов из промежуточных вод в зону фотосинтеза. В плейстоценовое время в пелагиали «безледного» океана общая интенсификация циркуляции (как горизонтальной, так и вертикальной) была связана с ростом температурных градиентов в водной толще, усиливавшимся во время оледенений по сравнению с межледниковьями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Левитан М.А. и др. История мезозойско-кайнозойской седиментации в Мировом океане // Геол. история океана. М.: Наука, 1980. С. 406–427.
2. Stein R. The great challenges in Arctic Ocean paleoceanography // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2011. V. 14. P. 1–7.
3. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
4. Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Фациальная структура и количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Индийском океане // Геохимия. 2014 (в печати).
5. Левитан М.А. Палеоокеанология Индийского океана в мелу-неогене. М.: Наука, 1992. 248 с.
6. Sexton P.F., Barker S. Onset of “Pacific-style” deep-sea sedimentary carbonate cycles at the mid-Pleistocene transition // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 321–322. P. 81–94.

Pleistocene pelagic sedimentation in the Indian Ocean revealed the sharp difference between the ocean regions with sea ice and without it.

Лукашина Н.П.¹, Баширова Л.Д.^{1, 2}

(¹Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Калининград, e-mail: lukashinanp@mail.ru, ²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград)

Формирование глубинной воды в Исландской котловине в конце позднего плейстоцена

Lukashina N.P.¹, Bashirova L.D.^{1, 2}

(¹The Atlantic Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Kaliningrad,

²I. Kant Baltic Federal University, Kaliningrad)

Generation of deep water in the Iceland Basin in the end of Late Pleistocene

Изучение климатов позднечетвертичного времени позволяет приблизиться к пониманию и прогнозированию изменений современного климата, который в значительной мере определяется Глобальным океанским круговоротом воды (ГОК). Ключевую роль в образовании ГОК играет субполярная Северная Атлантика, и, в частности – Исландская котловина, в которой происходит формирование северо-восточной глубинной воды [1]. В двух седиментационных колонках из северной части Исландской котловины (одна из них была отобрана под основной струей течения Ирмингера (ТИ), вторая – под северным флангом ТИ) были изучены $\delta^{18}\text{O}$ в планктонных фораминиферах (*Neogloboquadrina pachyderma* sin.), определены палеотемпературы поверхностной воды с использованием методов MAT и RAM, и подсчитано количество терригенных обломков, разносимых айсбергами (IRD).

Детальное исследование ледниковых-межледниковых комплексов планктонных и глубоководных бентосных фораминифер продемонстрировало смену режимов поверхностной и глубинной циркуляции. Это позволяет сделать выводы об интенсивности североатлантической меридиональной опрокидывающейся системы, при которой теплая поверхностная вода Североатлантического течения поступает в Норвежско-Гренландский бассейн (НГБ), охлаждается там и в виде холодной глубинной воды возвращается в Северную Атлантику [2].

Возраст изученных колонок не превышает 300 тыс. лет, в течение которых произошли 3 оледенения (МИС 8, MIS 6 и MIS 4–2), разделенных 4-мя межледниковьями (МИС 9, MIS 7, MIS 5 и MIS 1). Расположение колонок обусловило разницу в температурах поверхностной воды в межледниковые и ледниковые периоды на 2–3°C. МИС 5e считается аналогом голоцена, однако расчет поверхностных палеотемператур показал, что ТИ в МИС 5e было более интенсивным, чем в настоящее время, и самым интенсивным за изученный период.

Возрастное распределение бентосных фораминифер в разрезах обеих колонок хорошо коррелируется между собой. Их таксономический состав

показал, что современная глубинная циркуляция не имела аналогов за последние 300 тыс. лет, даже в межледниковой подстадии MIS 5e, которая климатически наиболее близка к голоцену. В это время в Исландской котловине находилась «старая», бедная кислородом водная масса вероятно местного происхождения. Как было сказано выше, интенсивность ТИ в MIS 5e была очень высокой, следовательно, поступление теплой воды в НГБ было не меньше, чем сейчас. Возникает вопрос, где же происходил переток глубинной воды из НГБ в Северную Атлантику? Возможно – через Датский пролив?

Относительно теплые, богатые питательными веществами и бедные кислородом водные массы, с которыми коррелируют *Pullenia bulloides*, *Melonis sp.sp.*, *Uvigerina peregrina*, *Bulimina sp.sp.* находилась в северной части Исландской котловины большую часть позднечетвертичного времени (MIS 8, MIS 7, MIS 6 и MIS 5). Таким образом, интенсивность термогалинной межокеанской циркуляции была слабее, чем в настоящее время [3].

Богатая кислородом вода, с которой ассоциируется бентосный вид *Planulina wuellerstorfi*, появлялась в Исландской котловине во время терминаций (MIS 8/ 7 – Т III, MIS 6/ 5 – Т II и MIS 2/1 – Т I). Меридиональная опрокидывающаяся циркуляция современного типа установилась только в беллинг-аллереде 14 тыс. лет назад. Тогда в Исландскую котловину стала переливаться вода из Норвежского моря, и началось формирование современной холодной и богатой кислородом северо-восточной глубинной воды, индикатором которой является комплекс бентосных фораминифер *Planulina wuellerstorfi*/*Hoeglundina elegans*.

Работа выполнена в рамках Проекта РФФИ № 12–05–00240–а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dikson R.R., Brown J. The production of North Atlantic Deep Water: Sources, rates, and pathways // Journ. of Geophys. Res. 1994. V. 99. № 6. P. 12.319–12.341.
2. Broecker W.S. The great ocean conveyor // Oceanography. 1991. № 2. P. 79–89.
3. Kleiven H.F., Jansen E., Curry W.B. et al. Atlantic ocean thermohaline circulation changes on orbital to suborbital timescales during the mid-Pleistocene // Paleoceanography. 2003. V. 18. № 1. doi: 10.1029/2001 PA000629.

Distribution of planktonic and benthonic foraminifera in two sediment cores from north part of the Iceland Basin is supposed that during the end of the Late Quaternary was not analog of recent surface and deep circulation.. The modern North Atlantic Meridional Overturning Circulation activity had established in the Belling-Alleroed (14 ka).

**Матуль А.Г., Саидова Х.М., Смирнова М.А., Хусид Т.А.,
Чеховская М.П., Казарина Г.Х.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e_mail: amatul@mail.ru)

**Окраинная СЗ Пацифика во время терминции I:
микропалеонтологические данные о диахронных
изменениях**

**Matul A.G., Saidova Kh.M., Smirnova M.A., Khusid T.A.,
Chekhovskaya M.P., Kazarina G.Kh.**

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Marginal Northwest Pacific during Termination I:
micropaleontology about diachronous changes**

В последние два десятилетия проводятся работы по детализации четвертичной палеогеографии СЗ Пацифики с упором на быстрые изменения с временным разрешением десятки/сотни лет, чтобы получить информацию, дополняющую и улучшающую понимание фундаментальной проблемы глобальных климатических изменений: направленность, ритмичность и взаимозависимость природных процессов.

Мы приводим новые результаты микропалеонтологических исследований донных осадков из двух окраинных районов СЗ Пацифики, использованные для реконструкции региональной палеоокеанологии во время великого глобального потепления после окончания позднечетвертичного оледенения.

Рабочим методом исследования был количественный анализ комплексов фораминифер и диатомовых водорослей, при этом бентосные фораминиферы обеспечили информацию о придонных условиях, планктонные фораминиферы – о подповерхностных условиях, диатомеи – о поверхностных условиях. Материал исследования – две колонки донных отложений, полученные экспедицией SO201-2 немецкого НИС «Зонне» в СЗ Пацифике в 2009 г. по российско-немецкому научному проекту KALMAR [1]. Стратиграфия и возраст колонок установлены по комбинированным данным: магнитная восприимчивость, параметры отраженного света, содержание биогенного кремнезема и карбоната кальция, радиоуглеродное датирование [2]. Колонка SO201-2-101KL отобрана на пологом склоне северной части хр. Ширшова в Беринговом море с глубины 607 м. Колонка SO201-2-12KL отобрана в депрессии на внешнем краю Кроноцкого поднятия у восточной Камчатки с глубины 2170 м. Отбор проб из колонок на микропалеонтологический анализ через каждые 2–5–10 см обеспечил временное разрешение от 12–41 до 126–166 лет в колонке SO201-2-12KL и от 54–81 до 154–184 лет в колонке SO201-2-101KL, т.е., представленные результаты имеют детальность от нескольких десятков до первых сотен лет, что полностью соответствует современным

требованиям к реконструкции быстрых природных изменений. Наше сообщение сосредоточено на новой информации по резким изменениям палеоокеанологии во время терминации I на уровне около 14–15 тысяч календарных лет назад, когда произошло сильное глобальное потепление.

Микропалеонтологические данные говорят в пользу опережающей роли изменений в придонной воде при эволюции региональных природных условий во время терминации I (рис.).

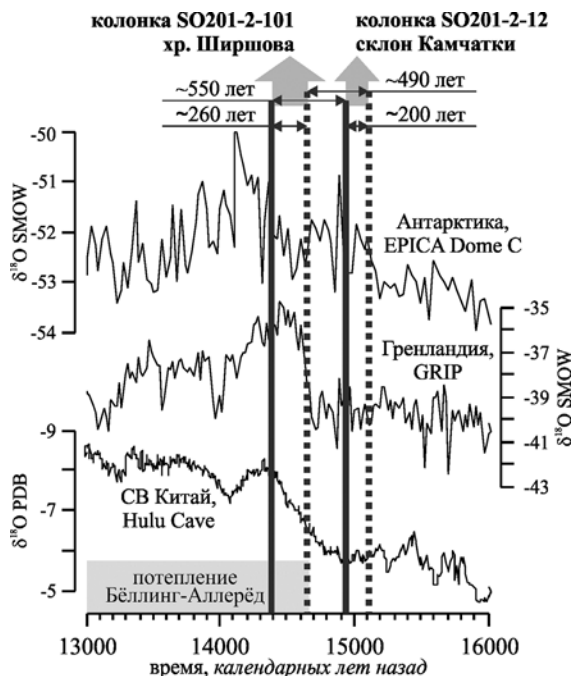


Рисунок. Изменения палеоокеанологии в изученных районах и региональные/глобальные архивы палеоклимата. Представлены изотопно-кислородные кривые по ледовым кернам Антарктики и Гренландии, а также по спелеотемам СВ Китая. Пунктирные вертикальные линии – изменения на поверхности океана (индикатор – диатомеи), сплошные вертикальные линии – изменения у дна (индикатор – бентосные фораминиферы).

Резкое ухудшение обеспеченности кислородом у дна в глубоководной части восточнокамчатского склона (индикатор – бентосные фораминиферы) произошло на 200 лет раньше, чем наступление условий открытого океана у поверхности (индикатор – диатомеи). На более мелководной северной части хр. Ширшова в Беринговом море придонное уменьшение кислорода также опередило, в данном случае на 260 лет, поверхностный приток воды из

открытой Пацифики. Если сопоставлять соответствующие изменения между обоими районами, то и придонный, и поверхностный сигнал о потеплении в ходе терминации I на склоне Камчатки проявились на 490–550 лет раньше аналогичных на хр. Ширшова. При этом если на склоне Камчатки дегляциальное потепление сразу отразилось в поступлении поверхностных вод открытого океана, то на хр. Ширшова сначала развивалась неритическая зона сезонных льдов, а влияние воды из соседней Пацифики проявилось позднее.

Сопоставление наших результатов с известными региональными и глобальными палеоклиматическими сведениями (рис.) показывает, что на восточнокамчатском склоне и поверхностные, и придонные изменения произошли до стандартного начала терминации I. Придонный сигнал мог отразить раннее дегляциальное потепление в Антарктике (EPICA), т.к. донная вода в глубоководной СЗ Пацифике имеет антарктическое происхождение. Более поздний поверхностный сигнал, возможно, связан с первыми признаками потепления, отмеченными в Гренландии (GRIP.), и окончанием похолодания на соседней суше (Hulu Cave).

На хр. Ширшова донная вода, которая фактически является беринговоморской промежуточной из-за батиметрического положения изученной станции, изменилась точно у стандартного начала терминации I (GRIP), но поверхностное изменение к большему влиянию вод открытого океана произошло позднее на максимуме общего регионального потепления (Hulu Cave).

Работа поддержана Программой ПРАН № 23 и грантом РФФИ № 12-05-00979-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. FS Sonne Cruise Report SO201-2. KALMAR Kurile-Kamchatka and ALeutian MARGinal Sea-Island Arc Systems: Geodynamic and Climate Interaction in Space and Time // IFM-GEOMAR Report / Dullo W.-C., Baranov B., van den Bogaard C. (Eds). 2009. № 35. 233 p.
2. Max L. et al. Sea surface temperature variability and sea-ice extent in the subarctic Northwest Pacific during the past 15.000 years // *Paleoceanography*. 2012. V. 27. PA3213. doi:10.1029/2012PA002292.

From micropaleontological data, the initial advance of Termination I in marginal subarctic NW Pacific appears as bottom water change. Sea-surface reaction lags on 200-260 years. There might be regional deglacial diachroneity as both sea-surface and bottom paleoceanographic events at the onset of Termination I on East Kamchatka slope lead those in shallow SW Bering Sea on 490-550 years.

Обрезкова М.С., Колесник А.Н.

(Тихоокеанский океанологический институт им В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: obrezkova@poi.dvo.ru)

Особенности распределения диатомей в поверхностных осадках морей Восточной Арктики России (на основе кластерного анализа)

Obrezkova M.S., Kolesnik A.N.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

Diatom distribution in the East Arctic Seas surface sediments (based on the cluster analysis)

Арктический шельф Евразии является самым обширным шельфом мира, а его изучение является актуальной задачей в связи с влиянием полярных областей Земли на формирование климата планеты. Диатомовые водоросли – одна из приоритетных групп микрофоссилий, широко используемая при стратиграфических и палеогеографических исследованиях, особенно в северных широтах, где известковый наннопланктон и фораминиферы уступают им по обилию и степени сохранности.

Последние десятилетия растет интерес к изучению диатомовых водорослей в поверхностных осадках морей Восточной Арктики [1–8 и др.].

Основной целью данной работы является выявление особенностей распределения диатомовых водорослей в поверхностных осадках морей Восточной Арктики в зависимости от различных природных обстановок.

Материалом для изучения послужили пробы поверхностных осадков моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей из коллекций ТОИ ДВО РАН и других организаций, отобранные в период с 2001 по 2012 г. Донный грунт отбирался дночерпателями типа Van Veen и «Океан», а также боксорером и гидростатической трубкой ГСП-2. Всего было изучено 159 образцов (около 300 препаратов). Обработка образцов проводилась по стандартной методике [9].

В море Лаптевых содержание диатомей в поверхностных осадках неравномерное и, в основном, очень низкое. Относительно высокие содержания (250–800 тыс. экз./г) отмечены на станциях, расположенных в приустьевых участках моря и в бухте Буор-Хая, в зоне максимального воздействия речного стока Лены. Этот район характеризуется повышенным содержанием биогенных элементов в поверхностных водах [10]. Такие же данные по численности диатомей в поверхностных осадках моря Лаптевых были отмечены ранее [2, 4]. По мере удаления от дельты количество диатомей снижается и колеблется от 1 до 100 тыс. экз./г. Диатомеи не обнаружены или отмечены единичными экземплярами в образцах, взятых на берегу из подножья термоабразионных уступов и в донных образцах, отобранных у самого берега. Ранее [1] были отмечены повышенные (до 3.2

млн. экз./г) содержания диатомей на станциях, отобранных к северу от устья р. Яна. В поверхностных осадках моря Лаптевых, изученных авторами, столь высокая численность диатомей не установлена. В Восточно-Сибирском море содержание диатомей варьирует в широких пределах, с тенденцией к увеличению с запада на восток. Похожая картина наблюдается в распределении первичной продукции фитопланктона, установленной и смоделированной по содержанию хлорофилла, измеренного со спутника [10] и в танатоценозах диатомей поверхностного слоя донных осадков [1]. Западная и восточная части моря различаются по характеру пространственного распределения и составу взвеси. В ВСМ два основных поставщика материала – взвешенная фаза речного стока и ледовый комплекс позднелайстоценовых отложений термоабразионного побережья. Последний наиболее распространен в западной части ВСМ, то есть именно здесь формируется основной запас участвующего в осадкообразовании вещества [11]. Таким образом, большое количество терригенного материала, поступающего в осадки моря с речным стоком и вследствие термической и волновой абразии берегов, “разбавляет” биогенную составляющую осадка. Наименьшее содержание диатомей в осадках установлено к северу от устья реки Индигирки, а также вблизи островов Новосибирского архипелага. К востоку от Колымы содержание диатомей последовательно возрастает, максимальная для ВСМ численность установлена между Чаунской губой и проливом Лонга. В Чукотском море наименьшее содержание диатомей приурочено к Берингову проливу, где отмечается максимальная скорость потока, и практически отсутствует современное осадконакопление. В прилегающих северо-западных частях шельфа Чукотского моря происходит интенсивная разгрузка влекомого материала, что приводит к образованию своеобразного обширного «конуса выноса». Наибольшие концентрации диатомей установлены в осадках центральной части моря, куда направлены богатые биогенными элементами высокопродуктивные воды берингоморского шельфа и анадырской водной массы, что согласуется с результатами экспедиционных измерений продукции в Чукотском море [10]. В этом же районе установлены стабильно высокие значения S_{org} , хлорина и аморфного кремнезема [12, 13]. К западу, в центральной части пролива Лонга, в зоне распространения более холодных и плотных вод Восточно-Сибирского моря содержание диатомей снижается. Минимальным содержанием диатомей в поверхностных осадках Чукотского моря характеризуется область от внешнего шельфа к северу с нарастанием глубин и наличием постоянного ледяного покрова.

Высокое видовое богатство диатомей в поверхностных осадках моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей представляет собой большой массив данных. Упрощение, систематизация и анализ сведений были проведены посредством многокомпонентного статистического анализа. Из базы была создана выборка, состоящая из данных, время и

методы получения которых одинаковы. Получилась полная выборка для 301 вида диатомей, определенного в осадке 145 станций моря Лаптевых, восточной части Восточно-Сибирского моря (ВСМ) и Чукотского моря. Западная часть ВСМ не рассматривалась ввиду единичного присутствия диатомей. Для выявления особенностей распространения диатомовых водорослей в поверхностных осадках морей Восточной Арктики был проведен кластерный анализ по объектам (станциям) на основе нескольких параметров (содержание 301 вида) – техника Q. Объединение объектов проведено по методу полной связи (объекты, объединенные в один кластер, наиболее отличны от объектов, объединенных в другой кластер). В качестве меры сходства/различия выбран коэффициент корреляции Пирсона – параметр, позволяющий с определенной вероятностью судить о связи объектов.

Кластерный анализ распределения диатомей в поверхностных осадках показал, что изученные станции формируют две наиболее различные группы: станции моря Лаптевых (кластер А) и станции восточной части ВСМ и Чукотского моря (кластер Б), которые, в свою очередь, делятся на более мелкие.

В море Лаптевых кластер А подразделяется на три группы станций, для каждой из которых характерен определенный комплекс диатомовых водорослей. Кластер А-1 объединяет в себя станции, расположенные на Семеновской отмели (глубина моря 5–8 метров). В комплексе доминируют пресноводные и солоноватоводные бентические диатомеи: *Amphora libyca* (до 38%), *Fallacia forcipata* (до 15%), *Caloneis silicula* (до 13%), *Fallacia pygmaea* (до 11%). Кластер А-2 характеризуется доминированием планктонных диатомей. В свою очередь он подразделяется на 2 группы. Станции, объединенные в кластер А-2-1, расположены в восточной части моря Лаптевых и пр. Дм. Лаптева. Комплекс отличаются доминированием планктонных солоноватоводных – *Thalassiosira hyperborea* (до 82%), *Th. baltica* (до 67%) и морских видов – *Porosira glacialis* (до 25%), *Melosira arctica* (до 11%). Кластер А-2-2 включает станции, расположенные в зоне максимального влияния р. Лена. В комплексе преобладают планктонные пресноводные – *Aulacoseira subarctica* (до 72%), *A. islandica* (до 17%) и солоноватоводные водоросли – *Thalassiosira baltica* (до 20%), *Melosira arctica* (до 16%). Наши данные совпадают с ранее полученными [4, 14], где в море Лаптевых были выделены от трех до пяти экологических зон, зависящих от солености: пресноводную, включающую дельту р. Лена и устье реки, морскую и солоноватоводную, которые могут быть разделены на подзоны.

В восточной части ВСМ и Чукотском море кластер Б делится на 2 группы с подгруппами в каждой из них. Станции, объединенные в кластер Б-1-1, расположены в юго-западной части Чукотского моря. В комплексе доминирует ледово-неритический вид *Thalassiosira nordenskioldii* (до 55%),

являющийся индикатором беринговоморских высокопродуктивных вод в арктических морях, группа криофильных диатомей (*Fragilariopsis oceanica*, *Fr. cylindrus*, *Fossula arctica*) (до 33 %), представители рода *Chaetoceros* (до 31%). Станции кластера Б-1-2 расположены в восточной части ВСМ и северной части Чукотского моря. В комплексе доминируют неритический холодноводный вид *Thalassiosira gravida*, представленный, в основном, спорами (до 53%), представители рода *Chaetoceros* (до 42%), группа криофильных диатомей (до 21 %). Станции кластера Б-2-1 расположены в восточной части Чукотского моря в зоне в зоне распространения аляскинского прибрежного течения. В комплексе резко доминирует тихоокеанский вид *Paralia sulcata* (до 83%), на долю представителей рода *Chaetoceros* приходится до 30%, криофильных диатомей - до 25 %. Станции, объединенные в кластер Б-2-2, занимают центральную часть Чукотского моря. Диатомовый комплекс характеризуется преобладанием представителей рода *Chaetoceros*, индикатора высокой продуктивности поверхностных вод, (до 55%), криофильных диатомей (до 38%), с субдоминированием *Thalassiosira gravida* (до 35%) и *Paralia sulcata* (до 35%).

Таким образом, кластерный анализ позволил выделить в поверхностных осадках изученного региона диатомовые комплексы, соответствующие определенным природным обстановкам, а также сделать предварительные выводы о факторах, их определяющих.

Авторы признательны А.С. Астахову, О.В. Дудареву, А.А. Босину за предоставление материала, Л.В. Осиповой за техническую обработку образцов и приготовление препаратов.

Работа проведена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты №13-III-B-07-053, 12-III-A-07-136), РФФИ (12-05-91167 ГФЕН_а) и гранта Президента РФ № К-3466.2012.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 146 с.
2. Матуль А.Г., Хусид Т.А., Мухина В.В. и др. Современные и позднеголоценовые условия на шельфе юго-восточной части моря Лаптевых по данным микрофоссилий // Океанология. 2007. Т. 47. № 1. С. 90–101.
3. Обрезкова М.С. Диатомеи в поверхностных осадках Чукотского моря // Вестник ДВО РАН. 2012. № 6. С. 42–49.
4. Cremer H. Distribution patterns of diatom surface sediment assemblages in the Laptev Sea (Arctic Ocean) // Marine Micropaleontology. 1999. № 38. P. 39–67.
5. Bauch H.A., Polyakova Ye.I. Late Holocene variations in Arctic shelf hydrology and sea-ice regime: evidence from north of the Lena Delta // Int. J. Earth Sciences. 2000. V. 89. P. 569–577.
6. Polyakova Ye.I. Late Cenozoic evolution of northern Eurasian marginal Seas based on the diatom record // Polarforschung. 2001. № 69. P. 211–220.

7. Tsoy I.B. Diatoms in surface sediments of the Siberian Arctic shelf (Laptev and East-Siberian seas) // Proc. of the Arctic Regional Center. Vladivostok: Dalnauka. 2001.V. 3. P. 245–249.
8. Quillfeld von C.H., Ambrose W.G.Jr., Clough M.L. High number of diatom species in first-year ice from the Chukchi Sea // Polar Biology. 2003. V. 26. № 12. P. 806–818.
9. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т. I. Л.: Наука, 1974. 403 с.
10. Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.
11. Чаркин А.Н. Особенности современного осадконакопления в Восточно-Сибирском море: Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2012. 26 с.
12. Колесник А.Н., Босин А.А., Марьяш А.А. Условия осадконакопления органического вещества в донных осадках шельфа Чукотского моря // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 138–146.
13. Астахов А.С., Ван Рудзян, Крейн К. и др. Литохимическая типизация обстановки полярного осадконакопления (Чукотского моря) методами многокомпонентного статистического анализа // Геохимия. 2013. № 4. С. 303–325.
14. Тимофеев С.Ф. Пелагическая экосистема моря Лаптевых // Биология и океанография Северного морского пути: Баренцево и Карское моря. М.: Наука, 2007. С. 64–73.

Diatom distribution features in the East Arctic Seas surface sediments are presented. Diatom content per gram of dry sediment was analyzed. The highest diatom content was marked in the Chukchi Sea surface sediments. Cluster analysis was used to distinguish several diatom assemblages depending on hydrological conditions.

Овсепян Е.А., Иванова Е.В., Алехина Г.Н.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,
e-mail: eovsepyan@ocean.ru, e_v_ivanova@ocean.ru)

Изменения биопродуктивности поверхностных вод в северной части Тихого океана в течение последнего ледникового цикла

Ovsepyan E.A., Ivanova E.V., Alekhina G.N.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Sea surface bioproductivity changes in the North Pacific during the last glacial cycle

В настоящее время северная часть Тихого океана является одним из самых высокопродуктивных районов Мирового океана, что определяет ее важную роль в углеродном обмене между океаном и атмосферой. Фитопланктон включает растворенный неорганический углерод в состав органического вещества в процессе фотосинтеза, тем самым понижая его содержание в атмосфере. Реминерализация органического вещества приводит к выделению CO_2 в океан и повышению его концентрации в атмосфере. Относительные скорости образования и реминерализации органического вещества в фотическом слое определяют эффективность обмена углеродом между океаном и атмосферой посредством биологического насоса. В настоящее время опубликовано довольно много работ, посвященных реконструкциям биопродуктивности по различным палеоокеанологическим индикаторам в отдельных колонках донных осадков из различных районов Тихого океана. В данной работе представлена первая попытка регионального анализа опубликованных и собственных данных по 52 колонкам из северо-западной части Тихого океана, включая Берингово, Охотское и Японское моря для оценки относительных изменений биопродуктивности за последние 25 тыс. лет путем построения площадных реконструкций. Рассмотрены интервалы максимума последнего оледенения (МПО, 25–20 тыс. лет назад, далее т.л.н.), ранней дегляциации (РД, 20–17.5 т.л.н.), первого события Хайнриха (Х1, 17.5–14.8 т.л.н.), беллинга/аллереда (Б/А, 14.8–12.9 т.л.н.), раннего (РГ, 11.7–9.2 т.л.н.) и позднего (ПГ, 6–0 т.л.н.) голоцена. Указанные интервалы выделены в колонках по оригинальным стратиграфическим шкалам. Для построения карт использована картографическая основа GEBCO [1] и кривая изменений уровня моря из [2]. Для каждого интервала рассмотрены причины выявленных изменений.

Вариации биопродуктивности восстанавливались разными авторами в отдельных колонках по изменениям скоростей аккумуляции и концентрации диатомовых, радиолярий, планктонных и бентосных фораминифер; скоростей аккумуляции и содержания общего органического

углерода, биогенного бария, биогенного опала, процентного содержания индикаторных родов и видов диатомовых водорослей, бентосных фораминифер. Для построения относительной шкалы изменения биопродуктивности мы использовали логарифм отношения среднего значения используемого индикатора для каждого интервала к современному значению этого индикатора в той же колонке. Полученные значения для отдельной колонки делились на максимальную среди всех интервалов величину. Полученные таким образом данные делились на три равных категории (низкую, повышенную и высокую), которые показывают степень изменчивости биопродуктивности по отношению к современной для определенного интервала.

Максимум последнего оледенения. Низкая по сравнению с современной продуктивность в Охотском море, вероятнее всего, была связана с недостатком биогенных элементов в поверхностном слое, обширным ледовым покровом над всей акваторией закрытого бассейна и короткими холодными периодами вегетации фитопланктона в ледниковье. Отмечен ряд факторов, лимитировавших поступление биогенных элементов в Охотское море в это время: (1) снижение темпов поступления взвеси с речным стоком р. Амур в условиях аридизации климата; (2) прекращение притока теплых и соленых вод течения Соя из Японского моря в связи с понижением уровня моря, что в свою очередь, способствовало усилению стратификации; (3) ослабление подъема тихоокеанских глубинных вод в условиях стратификации водной толщи [3]. Кроме того, в условиях усиления атмосферной циркуляции в МПО [4] приносимые с континента в составе аэрозолей биогенные элементы оседали на обширную поверхность морского льда, а не на поверхность воды. В период весеннего таяния разгрузка эолового материала морских льдов и попадание биогенных элементов в фотический слой происходили, вероятно, либо в южных частях бассейна, либо за его пределами, что явилось еще одной причиной низкой продуктивности Охотского моря в ледниковье.

В Японском море низкие значения практически всех индикаторов биопродуктивности также свидетельствуют о минимальной продуктивности в МПО. В условиях понижения уровня Мирового океана Японское море оказывалось практически изолированным от прилегающих бассейнов, что приводило к сокращению водообмена, снижению поступления биогенных элементов в фотический слой и усилению стратификации водной толщи [5].

В Беринговом море низкая продуктивность в оледенении установлена над хребтом Ширшова, плато Умнак, континентальным склоном и северной частью хребта Бауэрс. Ее минимальные значения связаны как с развитием ледового покрова в зимний сезон над указанными геоморфологическими структурами, так и с сокращением притока теплых тихоокеанских вод из открытой северной части Тихого океана [6]. Повышенная продуктивность восстановлена над центральной и южной частями хребта Бауэрс. Согласно

исследованию комплексов диатомовых водорослей в Беринговом море [7], акватория над большей частью хребта была свободна ото льда в МПО. Учитывая интенсификацию поступления эолового материала с суши в северную часть Тихого океана в оледенении [4], повышенная продуктивность в южной части моря закономерна. Таким образом, отсутствие ледового покрова и относительное обилие биогенных элементов в поверхностных водах над хребтом Бауэрс создавали более благоприятные условия для весеннего цветения фитопланктона, чем в соседних покрытых сезонным морским льдом окраинных морях.

Повышенная продуктивность установлена в большинстве колонок из открытой северо-западной области Тихого океана. Она была обусловлена безледными условиями и обилием биогенных элементов наземного происхождения в фотическом слое за счет эолового разноса и массового таяния морских льдов и айсбергов, проникавших через глубоководный Камчатский пролив из западной части Берингова моря в период весеннего таяния [8].

Ранняя дегляциация. Повышение продуктивности поверхностных вод над северной частью хребта Бауэрс, центральной частью хребта Ширшова и плато Умнак, скорее всего, связано с отступанием зимней границы морских льдов на север в условиях постепенного повышения инсоляции. Тем не менее, лед мог покрывать акваторию над указанными структурами менее продолжительное, чем в МПО, время в течение зимнего сезона или дрейфовать над ними в период весеннего таяния.

Первое событие Хайнриха. Причинами повышенной и высокой продуктивности в северо-западной части Тихого океана и Беринговом море могут считаться обилие биогенных элементов в поверхностном слое и дальнейшее отступление на север границы морских льдов в связи с потеплением климата и усиленным проникновением теплых вод Аляскинского течения. Биогенные элементы могли поступать в эти районы несколькими способами: (1) с эоловым материалом в условиях интенсивных западных ветров [4]; (2) с морским льдом в период сезонного таяния; (3) с усилившимся стоком р. Юкон в связи с потеплением и сокращением площади ледников на дренируемых территориях [6]; (4) из тихоокеанских глубинных вод, интенсивно подпитывавшихся в Х1 обогащенными биогенными элементами водами антарктического происхождения, в результате либо диффузного обмена, либо начавшегося глубинного вертикального перемешивания [например, 9].

Беллинг/аллеред. Пики высокой продуктивности в Беринговом и Охотском морях обусловлены продолжающимся общим потеплением климата, обилием биогенных элементов в поверхностном слое и отступанием границы морских льдов. Биогенные элементы, скорее всего, поступали с усилившимся речным стоком Юкона, Анадыри и Амура, а также с пресными водами, образовавшимися в результате таяния ледников.

Вынос материала поверхностными течениями с затопленных шельфов мог способствовать повышению концентрации биогенных элементов в поверхностных водах глубоководных частей окраинных морей. Усиление водообмена с Тихим океаном через открывшиеся в условиях повышения уровня моря проливы, ослабление стратификации и обилие биогенных элементов обусловили высокую продуктивность Берингова и Охотского морей в Б/А. В открытой северо-западной части Тихого океана биогенные элементы могли поступать в поверхностные воды в результате зимнего вертикального перемешивания из холодного подповерхностного слоя. Повышенные значения продуктивности вдоль Цусимского течения отражают более интенсивное, чем в течение ранних интервалов, поступление теплых и соленых вод из Южно-Китайского моря в результате повышения уровня Мирового океана. Однако в областях за пределами основной струи прогретых вод значения продуктивности остаются низкими. Повышенные и высокие значения отмечены на восточных склонах о. Хоккайдо и о. Хонсю, где Цусимское течение проникает из Японского моря в открытую северо-западную область Тихого океана через одноименный пролив.

Ранний голоцен характеризуется высокими значениями продуктивности в окраинных морях, что обусловлено наиболее интенсивным поступлением биогенных элементов в фотический слой в условиях максимальных темпов таяния льда на континентах и минимального развития ледового покрова в течение термического оптимума на территории Берингии [6]. Дальнейшее углубление проливов способствовало возобновлению связи и водообмена Берингова, Охотского и Японского морей с Тихим океаном и нарушению стратификации водной толщи. В Охотском море дополнительный приток теплых и соленых вод осуществлялся течением Соя в результате открытия пролива Лаперуза.

Высокая продуктивность в **позднем голоцене** восстановлена, в основном, по кремневым остаткам фауны и биогенному опалу, т.к. в это время кремневые микрофоссилии доминируют над карбонатными. Это связано с интенсивным поступлением большого количества кремнезема в фотический слой Берингова моря с речным стоком и, возможно, в результате диффузного проникновения из глубинных вод. В Беринговом море появление кремнесодержащих микрофоссилий начинается с Б/А, а в Охотском море – гораздо позже, со среднего голоцена (4–6 т.л.н.) [10], что, возможно, обусловлено различием в темпах поступления кремнезема в эти бассейны. Продуктивность открытой северо-западной части Тихого океана не достигала высоких значений, как в Б/А или РГ. Это, скорее всего, связано с прекращением поставки биогенных элементов, в особенности железа, с эоловым материалом.

Авторы благодарны Г.И. Баренблатту и И.Н. Сухановой за ценные консультации и плодотворные дискуссии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 12-05-31118 мол_а, 12-05-00617_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. The GEBCO One Minute Grid, version 2.0, <http://www.gebco.net>.
2. Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E. et al. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records // *Quaternary Science Reviews*. 2002. V. 21. P. 295–305.
3. Nürnberg D., Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // *Paleoceanography*. 2004. V. 19. PA4011. doi: 10.1029/2004PA001023.
4. COHMAP Members. Climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations // *Science*. 1988. V. 241. P. 1043–1052.
5. Gorbarenko S.A. Stable isotope and lithological evidence of late-glacial and Holocene oceanography of the Northwestern Pacific and its marginal seas // *Quaternary Research*. 1996. V. 46. P. 230–250.
6. Caissie B.E., Brigham-Grette J., Lawrence K.T et al. Last Glacial Maximum to Holocene sea surface conditions at Umnak Plateau, Bering Sea, as inferred from diatom, alkenone, and stable isotope records // *Paleoceanography*. 2010. V. 25. PA1206. doi:10.1029/2008PA001671.
7. Katsuki K., Takahashi K. Diatoms as paleoenvironmental proxies for seasonal productivity, sea-ice and surface circulation in the Bering Sea during the late Quaternary // *Deep-Sea Research II*. 2005. V. 52. P. 2110–2130.
8. St. John K.E.K., Krissek L.A. Regional patterns of Pleistocene ice-rafted debris flux in the North Pacific // *Paleoceanography*. 1999. V. 14. № 5. P. 653–662.
9. Gebhardt H., Sarnthein M., Grootes P.M. et al. Paleonutrient and productivity records from the subarctic North Pacific for Pleistocene glacial terminations I to V // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA4212. doi:10.1029/2007PA001513.
10. Хусид Т.А., Беляева Н.В., Чеховская М.П., Матуль А.Г. Фораминиферы в верхнеплейстоценовых и голоценовых осадках (впадина Дерюгина, Охотское море) // *Океанология*. 2009. Т. 49. № 5. С. 762–772.

We compiled published and our own data on surface bioproductivity inferred from different proxy time series from the northwestern Pacific and its marginal seas. To compare the values of different proxies we developed a relative scale of productivity changes (from low to high) and apply it to map the data for the six selected timespans within the last 25 ka. We consider the causes of reconstructed productivity changes through each timespan.

Овсепян Я.С.¹, Талденкова Е.Е.²

(¹Геологический институт РАН, Москва: e-mail: yaovsepyan@yandex.ru; ²МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва)

Современные комплексы бентосных фораминифер моря Лаптевых и их применение для реконструкции палеоклиматических событий позднего плейстоцена-голоцена

Ovsepyan Ya.S.¹, Taldenkova E.E.²

(¹Geological Institute RAS, Moscow; ²Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Modern benthic foraminifera assemblages from the Laptev Sea and their application for late Pleistocene-Holocene paleoenvironmental reconstructions

Бентосные фораминиферы являются чувствительными индикаторами изменения природных условий и основой для проведения палеореконструкций [1–3]. Исследование поверхностных осадков моря Лаптевых позволяет создать базу данных по распределению фораминифер, привязанную к параметрам среды, по аналогии с соседними морями [4], и применить ее для палеоэкологического анализа седиментологических колонок с шельфа и континентального склона.

Для изучения особенностей распределения фораминифер проанализировано 42 пробы из различных частей моря Лаптевых в интервале глубин от 16 до 270 м. Образцы получены в совместных российско-германских экспедициях TRANSDRIFT I, V, XII, XIV–XVI, также включены данные предыдущего исследования С.-О. Буде [5]. Во фракции >63 мкм подсчитывалось количество как мертвых, так и живых фораминифер, процентное содержание отдельных видов и экологических групп.

С помощью отношения живых (прокрашенных бенгальским розовым) к мертвым фораминиферам в образцах была определена степень сохранности танатоценоза. В большинстве своем представлены живые фораминиферы, их доля в образце может достигать максимума в 90% от общей суммы. Среднее значение прокрашенных агглютинирующих и секреторно-известковых фораминифер составляет 60%. Особенно многочисленны живые фораминиферы в районе дельты реки Лены, где обильно поступает терригенный материал. Большое количество органического вещества создает благоприятную среду для жизни и питания мейобентоса, но при этом могут возникать условия, при которых происходит растворение карбонатов. Фораминиферы из поверхностных образцов напротив дельты Лены представлены в основном агглютинирующими формами (до 87%). Но при сопоставлении этих данных с распределением фораминифер по разрезу

близко расположенной колонки PS51/80 видно значительное сокращение агглютинирующих видов ниже 10 см, что связано с разрушением раковин в процессе раннего диагенеза. Если при сопоставлении современных сообществ с четвертичными учитывать агглютинирующие фораминиферы, то состав комплексов начинает сильно различаться [6, 7]. Поэтому для палеореконструкций используются только секретионно-известковые фораминиферы.

Проведенные ранее исследования в Карском море [4] показали, что основными факторами, влияющими на распределение фораминифер на шельфе высокоарктических морей, являются глубина, характер ледового покрова и интенсивность речного стока, так как именно это определяет количество и состав питательных веществ для мейобентоса. С вышеперечисленными параметрами окружающей среды хорошо коррелируется летняя поверхностная соленость [4]. Зависимость численности отдельных видов фораминифер от летней поверхностной солености показала, что можно выделить аналогичные экологические группы по изменению интенсивности речного влияния и в море Лаптевых.

Нами применяется терминология, приведенная в статье Поляком с соавторами [4] для выделения экологических групп по удаленности от влияния рек: «river-proximal» – комплекс мелководного шельфа, который находится вблизи сильного речного стока; «river-intermediate» – среднего шельфа, имеющий промежуточное положение, со слабым влиянием рек; «river-distal» – далеко от рек, где их влияния практически не наблюдается, на внешнем шельфе и континентальном склоне.

К опресненным районам мелководного шельфа с глубинами менее 40 м тяготеют следующие виды: *Elphidium incertum*, *Elphidium bartletti*, *Haynesina orbiculare*, *Buccella frigida*, *Elphidiella groenlandica*. К этой группе также относится оппортунистический вид *Elphidium clavatum*, встречающийся практически повсеместно, но часто достигающий высокой численности в стрессовых обстановках с ярко выраженной сезонностью в поступлении питательных веществ [7].

К комплексу фораминифер среднего шельфа с глубинами 40-60 м, удаленного от влияния рек, относятся: *Stainforthia loeblichii*, *Nonion labradoricum*, *Elphidium subarcticum*, *Pyrgo williamsoni*, *Eoeponidella pulchella*, *Dentallina* spp., *Quinqueloculina* spp. Эти виды зачастую приурочены к зоне повышенной продуктивности и поступления свежего морского органического вещества у края льдов, в том числе к полыньям, находящимся на границе раздела припая и дрейфующих льдов.

В комплекс внешнего шельфа (глубина более 60 м) и континентального склона включены виды, живущие в условиях нормально-морской солености в зоне дрейфующих льдов, это – *Melonis barleeanus*, *Astrononion gallowayi*, *Cibicides lobatulus*, *Islandiella norcrossi*, *Stainforthia feylingi*. К этой группе также относится *Cassidulina reniforme*, раковины которой в поверхностных

образцах встречается в незначительном количестве, зато в комплексах микрофауны из колонок зачастую являются доминирующими.

Применение кластерного анализа [8] для экологических групп фораминифер позволило выделить 4 группы станций, соответствующих различным районам моря Лаптевых: континентальный склон, внешний шельф (100–40 метров), внутренний шельф (менее 40 метров), опресненные мелководные районы в непосредственной близости от эстуариев рек Лены, Анабара и Оленька.

Аналогичные комплексы отражены в колонках PS51/159 и PS51/138 с внешнего шельфа, где они сменяют друг друга в соответствии с этапами голоценовой трансгрессии моря Лаптевых. В целом виды, которые могут жить в эстуарных областях, вверх по разрезу сменяются морскими [1–3].

Общее количество видов имеет тенденцию возрастать к северу, это связано с отсутствием морских видов на внутреннем шельфе и переносом раковин мелководных форм с помощью ледового разноса [9]. Увеличение видового разнообразия также отражено в колонках, где в интервалах соответствующих среднему и позднему голоцену, наряду с комплексом шельфа и континентального склона присутствует много раковин фораминифер из мелководных областей.

Применение метода стратиграфически ограниченной кластеризации для анализа распределения видов по колонкам [3, 8] подтвердило правильность выделения временных интервалов в позднем плейстоцене и голоцене по изменению процентного соотношения экологических групп.

Исследование проведено при поддержке совместной российско-германской лаборатории по морским и полярным исследованиям им. О.Ю. Шмидта (АНИИ, С.-Петербург), а также гранта РФФИ №11-05-01091.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al. Postglacial to Holocene history of the Laptev Sea continental margins: paleoenvironmental implications of benthic assemblages // Quaternary International. 2008. V. 183. P. 40–60.
2. Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Степанова А.Ю. и др. Изменения палеосреды шельфов морей Лаптевых и Карского в ходе послеледниковой трансгрессии (по ископаемой бентосной фауне) // Система моря Лаптевых и прилегающих арктических морей: современные условия и палеоклимат. М.: МГУ, 2009. С. 78–97.
3. Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A.Yu. et al. Benthic community changes at the North Siberian margin in response to Atlantic water mass variability since last deglacial times // Marine Micropaleontology. 2012. V. 96–97. P. 13–28.
4. Polyak L., Korsun S., Febo L. et al. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced Arctic marine environment // Journal of Foraminiferal Research. 2002. V. 32. №. 3. P. 252–273.
5. Bude S.-O. Artgemeinschaften benthischer Foraminiferen in der Laptev-See, sibirische Arktis: Rezent Verteilungsmuster und Ökologie. Unpubl. M.Sc. Thesis. 1997. Kiel University.

6. Austin W., Sejrup H. Recent shallow water benthic foraminifera from western Norway: Ecology and paleoecological significance // Cushman Foundation Special Publication. 1994. V. 32. P. 103–125.
7. Hald M., Steinsund P.I., Dokken T. et al. Recent and Late Quaternary distribution of *Elphidium excavatum* f. *clavatum* in the Arctic seas // Cushman Foundation Special Publication. V. 32. P. 141–153.
8. Hammer O., Harper D., Ryan P. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis // Palaeontologia Electronica. 2001. V. 4(1). P. 9.
9. Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A. Recent Ostracoda of the Laptev Sea (Arctic Siberia): taxonomic composition and some environmental implications // Marine Micropaleontology. 2003. V. 48. № 1–2. P. 23–48.

Modern benthic foraminifera study from the Laptev Sea surface sediments allows enlarging the existing database on Arctic microfauna distribution. Ecological groups were distinguished in dependence to water depth and river runoff influence that corresponds to the similar trend established in adjacent regions. We apply these results to improve the paleoreconstructions of the late Pleistocene-Holocene based on fossil assemblage distributions in sediment cores from the Laptev Sea shelf and continental slope.

Оськина Н.С.¹, Хусид Т.А.¹, Габлина И.Ф.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, ²Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: oskina@mail.ru)

**Реконструкция палеоокеанологических условий в
Северной Атлантике в районе 20° с.ш. по
фораминиферовым данным**

Oskina N.S.¹, Khusid T.A.¹, Gablina I.F.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Geological Institute RAS, Moscow)

**Reconstruction of palaeoceanological conditions in the North
Atlantic in region 20° N on foraminiferal data**

Исследованы комплексы планктонных и бентосных фораминифер из двух колонок донных осадков, поднятых телевизионным грейфером непосредственно в районе гидротермального рудного поля «Петербургское» (станция 33л159, 19°53' с.ш., 45°52' з.д., глубина 2960 м) и коробчатым пробоотборником в пяти км от гидротермального поля (ст. 33л148, 19°28' с.ш., 45°53' з.д., глубина 2623 м). Обе колонки взяты в 33 рейсе НИС «Профессор Логачев» в 2010 г. В обеих колонках встречены планктонные и бентосные фораминиферы хорошей сохранности, что позволило применить биостратиграфический и палеотемпературный методы для определения возраста осадков и реконструкции палеоокеанологических условий.

Колонка 33л148 вскрыла разрез осадков мощностью 150 см. Осадки представлены бежевыми карбонатными фораминиферо-кокколитовыми илами. В верхней части, в интервалах 9–12 см и 24–27 см наблюдаются птероподовые прослои, глубже 50 см присутствуют микровключения эдафогенного материала черного цвета, у подошвы колонки на глубине 143–150 см отмечен прослой эдафогенного материала.

Мощность осадков колонки 33л159 всего 34 см. В интервале 0–14 см они представлены карбонатными фораминиферо-кокколитовыми и кокколито-фораминиферовыми илами и песками бежевого цвета с редкими черными микровключениями. В верхней части (до 10 см) отмечается детрит птеропод. Ниже 14 см они сменяются металлоносными карбонатными красновато-бурыми осадками, на глубине 22 см – рудоносными бескарбонатными осадками темно-бурого, а глубже 28 см – осадками черного цвета. В подошве колонки (28–34 см) развита разложенная до глинистого состояния и обогащенная сульфидами дресва базальтов [1].

Встречено более 30 видов планктонных фораминифер (до 25 в каждой пробе). Видовой состав комплексов обычен для этих широт, признаков переотложения нет. Количественный показатель планктонных фораминифер (число экземпляров в г сухого осадка) отражает продуктивность планктонных фораминифер и условия осадконакопления. В колонке 33л148 этот показатель менялся в очень широких пределах: от 7300

экз/г сухого осадка на глубине 0–24 см до 204800 экз/г сухого осадка в интервале 127–130 см. В колонке 33л159 он менялся меньше: от 3500 до 18200 экз/г сухого осадка, но на глубине 24 см планктонные фораминиферы исчезают. На основании совместного применения палеотемпературного и биостратиграфического методов в обеих колонках удалось провести стратиграфическое расчленение осадков и определить положение голоцен-плейстоценовой границы — приблизительно на глубине 20 см в обеих колонках. Для определения этой границы использовался уровень последнего присутствия в колонках экваториально-тропических видов *Globorotalia menardii flexuosa* и *Globoquadrina hexagona*, которые в Атлантическом океане вымерли в самом конце плейстоцена [2]. В более длинной колонке 33л148 были выявлены горизонты отложений, сформировавшиеся в течение голоцена, последнего оледенения и последнего межледниковья. В колонке 33л159 удалось выделить только горизонты голоцена и конца плейстоцена. Палеотемпературный анализ комплексов планктонных фораминифер показал, что в течение времени формирования исследованных осадков среднегодовая температура поверхностной воды менялась в пределах нескольких градусов. В районе станции 33л148 она варьировала от 21 до 24,5°C, при современной – 24,5⁰. На станции. 33л159 – температура менялась от 24,5 до 25°C, при современной среднегодовой температуре – 25°C.

Исследование планктонных фораминифер позволило определить возраст осадков и провести их стратиграфическое расчленение. Удалось выделить горизонты голоцена, последнего холодного этапа плейстоцена и последнего межледниковья. Показано, что в голоцене в районе обеих станций существовали тропические условия. В осадках этого времени содержатся богатые по видовому разнообразию комплексы планктонных фораминифер, встречаются также раковины птеропод. Раковины птеропод встречены в колонке 33л148 вплоть до середины последнего оледенения (верхние 70–73 см). Определено, что во время последнего холодного этапа плейстоцена, соответствующего изотопно-кислородным стадиям 2–4, среднегодовая температура поверхностной воды в районе станции 33л148 была на несколько градусов ниже современной, по-видимому, тогда существовали субтропические условия.

Во время теплого этапа последнего межледниковья, соответствующего изотопно-кислородной стадии 5, среднегодовая температура была такая же, как и в настоящее время. Резкое увеличение содержания раковин планктонных фораминифер (более 200 тысяч экз/г сухого осадка) в конце последнего межледниковья, вероятно, объясняется наличием в это время вблизи станции 33л148 фронтальной зоны, характеризующейся повышенной продуктивностью планктона и высокой температурой поверхностных вод, что подтверждается палеотемпературными данными.

Бентосные фораминиферы в суммарном комплексе составляют обычно

десятичные доли процента. Состав бентосных фораминифер типичный для нижнебатиального сообщества Атлантического океана [3]. В длинной колонке 33л148 распространены *Quinqueloculina venusta*, *Q. weaveri*, *Pyrgo murrhina*, *Fontbotia wuellerstorfi*, *Virgulina complanata*, *Globocassidulina subglobosa*, на долю каждого из которых приходится от 5 и до 20, редко до 30%. В нижнем горизонте колонки (104–150 см), соответствующем теплему этапу позднего плейстоцена, встречен *Osangularia culter*, который свидетельствует о некоторой агрессивности придонных вод во время накопления осадков этой части колонки.

В колонке 33л159 обнаружены те же нижнебатиальные виды *Quinqueloculina venusta*, *Q. weaveri*, *Pyrgo murrhina*, *Fontbotia wuellerstorfi*, *Globocassidulina subglobosa*, но наряду с ними активную роль играют абиссальные виды *Epistominella exigua*, *Oridorsalis umbonatus* и *Globocassidulina subglobosa*. В период накопления металлоносных осадков (конец позднего плейстоцена) эти три вида составляют основную часть в ассоциации. Необходимо отметить, что в бентосной ассоциации стадии накопления металлоносных осадков активно развивается *Nuttalides bradyi*, этот вид в настоящее время известен во всех океанах, и его роль всегда возрастает вблизи критической глубины карбонатакопления в агрессивных водах [4–6]. В зоне рудоносных осадков (нижняя часть колонки) ни бентосные, ни планктонные фораминиферы уже не встречаются. Осадок представлен неправильно-изометричными зернами бурого цвета фораминиферовой размерности (гетита, кварца, атакамита, гематита, пирита, сульфидов, меди и других, что, вероятно, связано с растворением карбонатных раковин фораминифер и замещением их рудным веществом [1].

Таким образом, можно сделать вывод, что во время формирования осадков колонки 33л159, особенно ее нижней части, а именно рудоносных осадков, придонные условия характеризовались сильной агрессивностью.

Итак, судя по составу фораминифер и облику их раковин, придонные воды в районе станции 33л148, удаленной от гидротермального поля примерно на 5 км, характеризуются нормальной соленостью и хорошо аэрированы, влияние кислых флюидов в голоцене не обнаруживается. В позднем плейстоцене их влияние проявляется, но очень слабо, на что указывает присутствие специфического бентосного вида, способного обитать в агрессивных придонных водах. Состав бентосных фораминифер в районе станции 33л159, расположенной в зоне влияния гидротермального источника (поле Петербургское) и станции 33л148 в голоцене близки, но в конце плейстоцена отмечены резкие различия – в колонке станции 33л159 развивается ассоциация, устойчивая к воздействию агрессивных вод, что свидетельствует о влиянии флюидов на осадки. Влияние флюидов усиливается вниз по разрезу, что выражается в растворении всех карбонатных раковин и замещению их рудным веществом в нижней части колонки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Габлина И.Ф., Дмитренко О.Б., Оськина Н.С., Хусид Т.А., Попова Е.А. Влияние гидротермальной активности на карбонатные микрофоссилии в донных осадках тропической Атлантики. Океанология (в печати).
2. Бараш М.С., Купцов В.М., Оськина Н.С. Атлантический океан: новые данные по хронологии событий позднего плейстоцена и голоцена // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1987. Т.27. Вып. 3. С. 423–436.
3. Лукашина Н.П. Палеоокеанология Северной Атлантики в позднем мезозое и кайнозое и возникновение современной термогалинной океанской циркуляции по данным изучения фораминифер. М.: Научный мир, 2008. 288 с.
4. Бурмистрова И.И. Современные глубоководные сообщества бентосных фораминифер Атлантического и Индийского океанов // Неоген-четвертичная палеоокеанология. М.: Наука. 1989. С. 38–42.
5. Corliss B.H. Recent benthonic Foraminifera distribution in the southeast Indian Ocean: Inferred bottom water routes and ecological implication // Mar. Geol. 1979. V. 31. P. 115–138.
6. Corliss B.H. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments // Nature. 1983. V. 324. P. 435–438.

The sediments of Holocene, last glacial and last interglacial were identified on the foraminiferal data. The complexes of planktonic, benthic foraminifers have been studied in the two columns of bottom sediments raised in the area of the Petersburg hydrothermal ore field (northern Atlantic region) and beyond were identified. The boundary between Holocene and late Pleistocene sediments in both columns is located at a level of 20 cm. The temperature of surface waters was determined, which marks the change of the tropical conditions in the Holocene to subtropical in the Upper Pleistocene. It was found out that hydrothermal fluids have a significant effect on biogenic carbonate sediments in the ore-forming zone of the Petersburg field (st. 33 l 159), expressed in the dissolution of microfossil shells and their replacement by hydrothermal minerals. In the background sediments, studied in column st.33 l 148 (5 km away from the ore field), the tests of microfossils are well preserved along the entire section. The base of the column shows a low impact of acidic corrosive environment, expressed in disappearance of pteropoda remains, change in the number and species composition of benthic foraminifers, decrease in the total number of planktonic forams.

**Плечова А.А.¹, Портнягин М.В.^{1,2}, Пономарева В.В.³,
Деркачев А.Н.⁴**

(¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Россия; e-mail: aplech@geokhi.ru; ²GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Киль, Германия; ³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия; ⁴Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия)

Петрохимическая характеристика пемз вулканического центра Горелый (Камчатка) как основа для их корреляции с тефрой из колонок северо-западной Пацифики

**Plechova A.A.¹, Portnyagin M.V.^{1,2}, Ponomareva V.V.³,
Derkachev A.N.⁴**

(¹V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; e-mail: aplech@geokhi.ru; ²GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany; ³Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia; ⁴V.I.Ilichev Pacific Oceanological Institute FED RAS, Vladivostok, Russia)

Petrochemical characteristics of the Gorely volcanic center pumices (Kamchatka) as a basis for their correlations with distal tephra from the NW Pacific submarine cores

Корреляция горизонтов тефры между разрезами наземных и морских отложений позволяет датировать и синхронизировать климатические изменения, запечатленные в разных типах отложений [1]. Установление источников пеплов, захороненных в морских осадках, позволяет оценить площади распространения и объемы изверженной тефры и таким образом существенно пополнить глобальную летопись крупнейших эксплозивных извержений.

В колонках северо-западной части Тихого океана обнаружено более ста пятидесяти видимых прослоев тефры [2–4]. К настоящему времени лишь для двух из них предварительно определены вулканы-источники: горизонт тефры, найденный в колонке SO201-2-40 KL на глубине 705–714.5 см был увязан с Карымским вулканическим центром [5], а вулканические стекла, найденные в скважине ODP 883D на глубине 243–259 см, – с вулканическим центром Горелый [6]. Как в том, так и в другом случае оказалось, что состав пирокластических отложений вблизи вулканов-источников изучен недостаточно подробно, что затрудняет корреляции наземных и морских отложений.

В настоящем сообщении мы даем детальную геохимическую и минералогическую характеристику позднеплейстоценовых пемз (тефры и отложений пирокластических потоков) вулканического центра Горелый. Новые данные позволили нам подтвердить ранее высказанное предположе-



Рисунок 1. Предполагаемое распространение тефры вулканического центра Горелый ~39 тыс. лет назад

ние о том, что именно эта тефра залегает в скважине ODP 883D, а также обнаружить ее в колонке SO201-2-40KL и в наземном обнажении Ледовый обрыв на Чукотке (рис. 1). В колонках Берингова моря данный пепел пока не обнаружен, что на данном этапе заставляет предполагать наличие двух близких по времени и составу извержений. Это предположение согласуется со стратиграфией проксимальных отложений.

Корреляции тефры Горелого приобретают особую важность, поскольку в скважине ODP 883D пик ее содержания (глубина 255 см) совпадает с пиком содержания обломочного материала, связываемого с ледовым разномом [3]. Таким образом, тефра вулканического центра Горелый является важным маркером для палеоокеанологических исследований. Возраст горизонта с максимальным содержанием вулканического стекла в скважине ODP 883D был оценен в 39,4 тыс. лет (калиброванных лет до 1950 г. [3]). С учетом того, что поправка на резервуарный эффект для этого района северо-западной Пацифики не известна, возраст извержения на самом деле может быть несколько меньше.

Позднеплейстоценовые пемзы широко распространены вокруг кальдеры Горелого. Большая их часть (т.н. дацитовая пемза) связывалась с посткальдерным этапом развития данного вулканического центра [7]. Пемзы на подножии соседнего с Горелым Мутновского вулкана связывались этими же авторами с извержениями Мутновского.

Мы проанализировали вулканическое стекло в 22 образцах пемз, отобранных как вокруг кальдеры Горелого, так и на подножии вулкана Мутновского. Кроме того, изучен состав минералов-вкрапленников в четырех представительных образцах пемзы.

Интерстициальные стекла, минералы и включения были проанализированы с помощью электронного микронзонда JEOL JXA 8200 (ГЕОМАР, Киль, Германия). Анализ стекол проводился при ускоряющем напряжении 15 кВ, токе 6 нА при размере пучка 5 мкм. Все минералы были проанализированы при ускоряющем напряжении 15 кВ, для Fe-Ti оксидов использовали ток 50 нА и сфокусированный пучок, для плагиоклаза ток 20 нА и сфокусированный пучок, для пироксенов ток 20 нА и сфокусированный до 1 мкм пучок электронов. Для калибровки и мониторинга качества анализов использовались аттестованные образцы вулканических стекол и минералов [8].

Дацитовые пемзы представляют собой хрупкую пористую породу, состоящую из 5–10% минералов-вкрапленников и тонкого белого стекла волосовидной формы. Минеральная ассоциация дацитовых пемз представлена плагиоклазом, клино- и ортопироксеном, магнетитом, ильменитом и апатитом.

Стекло основной массы очень пористое, афировое, по составу находится в узком диапазоне от 68% до 73% SiO_2 , от 3.5 до 4.0% K_2O , и, таким образом, относится к дацитам умеренно-калиевой серии. Состав стекол из подавляющего большинства изученных образцов, отобранных как вокруг кальдеры Горелого, так и на подножии вулкана Мутновского, практически идентичен. Таким образом, все они, скорее всего, являются продуктами одного извержения.

Вкрапленники плагиоклаза в пемзах имеют размер до 8 мм в поперечнике, изометричную, реже слегка удлиненную таблитчатую форму, часто присутствуют в виде обломков или частично резорбированных зерен. Плагиоклаз резко зональный, с чередованием зон осциллярной зональности и широких зон резорбции-залечивания, к которым, как правило, относятся многочисленные расплавные включения (рис. 2А). В зависимости от среза наблюдаются от двух до трех чередований этих зон. Плагиоклазы содержат от 59 до 36 мол.% анортитового компонента, $\text{K}_2\text{O} = 0.36 - 0.88$ мас. %, $\text{FeO} = 0.36 - 0.6$ мас. %.

Клинопироксен в пемзах представлен в виде идиоморфных удлиненных зерен зеленого цвета размером до 5 мм. По составу клинопироксен варьирует в очень узком диапазоне: $\text{Mg\#} = 73\text{--}78$ мол. %, $\text{CaO} = 20.0\text{--}21.0$ мас. %, $\text{TiO}_2 = 0.3\text{--}0.64$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.79\text{--}1.98$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} = 0.35\text{--}0.43$ мас. %. Ортопироксен представлен удлиненными до 3 мм кристаллами зеленовато-бурого цвета, практически не зональными, и имеющими $\text{Mg\#} = 69.4\text{--}73.7$ мол. %, $\text{CaO} = 1.2\text{--}2.2$ мас. %, $\text{TiO}_2 = 0.14\text{--}0.31$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.48\text{--}1.51$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O} = 0.01\text{--}0.05$ мас. %).

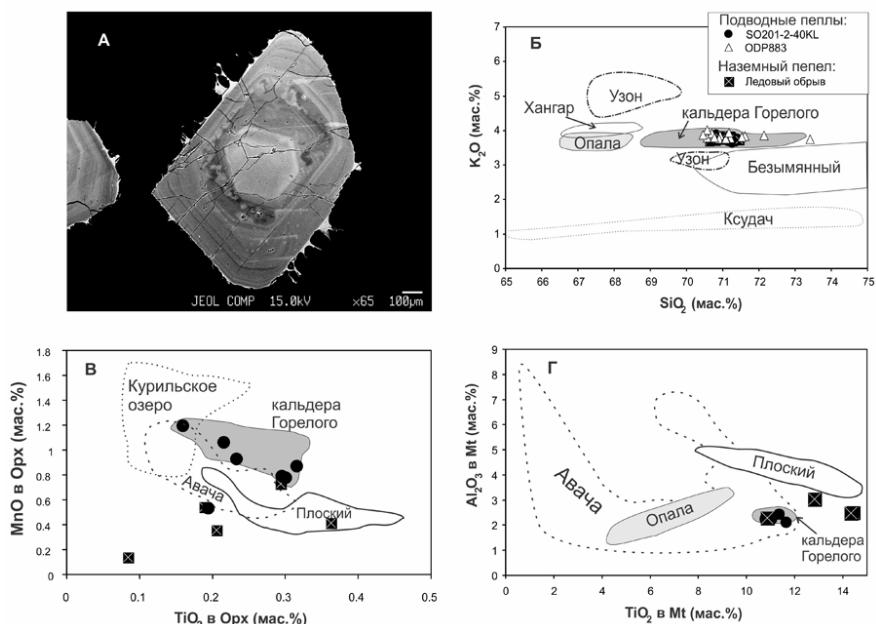


Рисунок 2. Характерные особенности дацитовых пемз вулканического центра Горелый: А – типичная зональность вкрапленников плагиоклаза в отраженных электронах; составы матричных стекол (Б), ортопироксена (В) и магнетита (Г) в проксимальных отложениях вулканов (поля) и дистальных пеплах (точки).

Оксиды железа и титана кристаллизовались в виде изометричных зерен до 1 мм в поперечнике. Состав титаномagnetита: $TiO_2 = 10.3\text{--}11.8$ мас. %, $Al_2O_3 = 2.11\text{--}2.46$ мас. %, $MgO = 2.61\text{--}2.82$ мас. %, $MnO = 0.74\text{--}0.83$ мас. %, состав ильменита: $TiO_2 = 39.2\text{--}41.8$ мас. %, $Al_2O_3 = 0.28\text{--}0.38$ мас. %, $MgO = 3.38\text{--}3.96$ мас. %, $MnO = 0.71\text{--}0.86$ мас. %.

Для корреляции составов темноцветных минералов проксимальных и дистальных отложений определены характеристики, по которым минералы из различных отложений можно с большой долей уверенности отнести к определенному вулкану. Пироксены образуют локальные поля составов на диаграмме $Al_2O_3\text{--}TiO_2$ и на диаграмме $MnO\text{--}TiO_2$ (ортопироксен) (рис. 2В). Для Fe-Ti оксидов индикаторными являются содержания алюминия и титана в магнетите, марганца, алюминия, титана и магния в ильмените (рис. 2Г). Как видно на рисунке, большинство минералов из удаленных пеплов имеет состав, близкий к минералам из проксимальных отложений вулканического центра Горелый. Плагиоклазы в удаленной тefре пока не анализировались. Мы полагаем, что специфическая зональность и особенности химического состава плагиоклазов, выявленные в результате

наших исследований, могут позволить использовать состав этого минерала в качестве еще одного критерия для проведения корреляций.

Работа выполнена при финансовой поддержке российско-германского проекта КАЛЬМАР, РФФИ (проекты №13-05-00911 и №13-05-00346) и российско-германской Лаборатории им. О. Шмидта. Образец тephры из обнажения Ледовый обрыв был любезно предоставлен А.В. Ложкиным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Davies S. M., Abbott P. M., Pearce N. J. G., Wastegård S., Blockley S. P. E. Integrating the INTIMATE records using tephrochronology: rising to the challenge // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 36. P. 11–27.
2. Cao L.Q., Arculus R.J., McKelvey B.C. Geochemistry and petrology of volcanic ashes recovered from Sites 881 through 884: A temporal record of Kamchatka and Kurile volcanism // Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results. 1995. V. 145. P. 345–381.
3. Bigg G.R., Clark C.D., Hughes A.L.C. A last glacial ice sheet on the Pacific Russian coast and catastrophic change arising from coupled ice–volcanic interaction // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 265 (3–4). P. 559–570.
4. Dullo C., Baranov B., Bogaard Cvd. RV Sonne Fahrtbericht / Cruise Report SO201-2: KALMAR (Kurile-Kamchatka and Aleutian Marginal Sea-Island Systems): Geodynamic and Climate Interaction in Space and Time. IFM-GEOMAR Report 35. 2009.
5. Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A. et al. Identification of a widespread Kamchatkan tephra: a middle Pleistocene tie-point between Arctic and Pacific paleoclimatic records // Geophysical Research Letters. 2013. Doi: 10.1002/grl.50645
6. Ponomareva V.V., Portnyagin M.V., Kuvikas O.V. et al. Tephrochronological research in KALMAR project and its implications to the temporal and compositional evolution of volcanism in Kamchatka // Terra Nostra. 2009. V. 1. P. 62–63.
7. Селянгин О.Б., Пономарева В.В. Строение и развитие Гореловского вулканического центра // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 3–23.
8. Jarosewich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference samples for electron microprobe analysis // Geostandards Newsletter. 1980. V. 4. P. 43–47.

We report detailed mineralogical and geochemical characteristics of the late Pleistocene pumice from the Gorely volcanic center (Kamchatka) and correlate this pumice to distal tephra found in two NW Pacific cores and in terrestrial outcrop in Chukotka. Gorely tephra (~39.4 ka BP) is proposed to be an important marker for paleoceanological studies.

**Пономарева В.В.¹, Портнягин М.В.^{2,3}, Деркачев А.Н.⁴,
Глушкова О.Ю.⁵, Гарбе-Шёнберг Д.⁶**

(¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия; e-mail: ponomareva@kscnet.ru; ²GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Киль, Германия; ³Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Россия; ⁴Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия; ⁵Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан, Россия; ⁶Университет г. Киль, Германия)

Датирование оледенения в районе Магадана на основе корреляции вулканического пепла в наземных и морских отложениях

**Ponomareva V.V.¹, Portnyagin M.V.^{2,3}, Derkachev A.N.⁴,
Glushkova O.Yu.⁵, Garbe-Schönberg D.⁶**

(¹Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia; ²GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany; ³V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; ⁴V.I.II'ichev Pacific Oceanological Institute FED RAS, Vladivostok, Russia; ⁵North-East Interdisciplinary Research Institute FED RAS, Magadan, Russia; ⁶Christian-Albrechts-University of Kiel, Kiel, Germany)

Dating of the glacier decay in the Magadan area based on correlation of terrestrial and submarine volcanic ash layers

Точная корреляция между удаленными палеоклиматическими летописями очень важна для исследования пространственных вариаций и механизмов климатических изменений прошлого. Тефра (вулканический пепел) является одним из основных инструментов, позволяющих коррелировать удаленные разрезы с высокой точностью. Во время эксплозивного извержения тефра распространяется над сушей и морями и оседает, покрывая поверхность тонким слоем пепла. Этот горизонт пепла является изохроной, которая позволяет прямо сопоставлять время образования различных осадков. Будучи датированным в одном разрезе, горизонт тефры позволяет перенести эту дату во все другие разрезы, где он был обнаружен.

Наземные отложения северо-восточной Азии, образовавшиеся ранее ~50 тыс. лет назад, за пределами возможностей радиоуглеродного метода, с трудом поддаются датированию. К настоящему времени лишь для немногих ледниковых отложений получены оценки возраста [1, 2], поэтому в пространственно-временном распределении ледниковых отложений до сих пор существует много неясностей [2]. Тефрохронологический метод может оказать большую помощь в оценке возрастов различных отложений. Как правило, каждая тефра имеет индивидуальные геохимические характеристики, позволяющие проводить точную идентификацию и

корреляцию данного горизонта. Вулканические пеплы были обнаружены на территории северо-восточной Азии, но к настоящему времени лишь два из них были охарактеризованы геохимически и использованы для корреляции вмещающих отложений. Тефра КО, связанная с образованием кальдеры Курильского озера ~8.4 тыс. лет назад, была установлена во многих колонках в Охотском море и в наземных отложениях (субаэральных и озерных) на обширной территории от Магадана до верховьев Индигирки [3–5]. Тефра Раучуа была установлена на арктическом побережье Чукотки, в колонках из озера Эльгыгытгын и в морских колонках из Берингова моря и Тихого океана [6].

Грандиозные залежи переотложенного тонкого вулканического пепла мощностью до 30 м описаны в 35–55 км к северу от г. Магадан [3, 7, 8]. Залежи приурочены к моренным отложениям. Предполагается, что залежи сформировались вскоре после выпадения пепла путем сезонного смыва его с поверхности ледника в приледниковые озера. Первоначальная мощность слоя пепла неизвестна, но расчет показывает, что для накопления залежей достаточна первоначальная мощность пепла 1 см [8]. Переотложение пепла происходило в период потепления и деградации ледника [7]. Таким образом, датировав пепел, можно получить представление о времени завершения одного из оледенений в этом районе. Оценки возраста залежей варьируют от 50 тыс. лет (завершение зырянского оледенения – начало каргинского стадиала) [7] до интервала средний плейстоцен–верхний плиоцен [3]. Датирования пеплов или вмещающих их отложений прямыми методами не проводилось.

Нами был изучен состав вулканического стекла из пеплов Уптарской и Красавинской (Стекольной) залежей. Вулканическое стекло составляет до 99.5% пеплового материала [3]. Размер отдельных частиц стекла превышает 100 микрон, а около 50% частиц стекла имеют размер 45–71 микрон. Многие пепловые частицы имеют форму пластинок, в меньшем количестве встречаются пемзовидные частицы и фрагменты перегородок между стенками газовых пузырьков.

Геохимическая характеристика единичных фрагментов вулканического стекла была сделана при помощи электронного микрозонда и масс-спектрометрии индуцировано-связанной плазмы с лазерной абляцией (LA-ICPMS). Содержания главных элементов, серы и хлора анализировались на электронном микрозонде JEOL JXA 8200 (ГЕОМАР, Киль, Германия). Анализ проводился расфокусированным до 5 микрон электронным пучком при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе 6 нА. Для калибровки прибора и мониторинга качества анализов использовались природные аттестованные образцы вулканических стекол и минералов [9]. Содержание микроэлементов было определено с помощью LA-ICPMS в Университете г. Киль (Германия). Детали методики изложены в работе [6].

Вулканическое стекло магаданских залежей имеет гомогенный

высококалийный риолитовый состав (среднее ± 1 стандартное отклонение, выраженные в мас. %: $\text{SiO}_2=76.3\pm 0.3$, $\text{K}_2\text{O}=4.53\pm 0.11$), также характеризующееся низкими содержаниями FeO (0.73 ± 0.09), CaO (0.49 ± 0.02) и особенно MgO (0.06 ± 0.02). Содержания хлора в стеклах – умеренно высокое, 0.09 ± 0.01 мас. %. Нормализованные спектры элементов-примесей демонстрируют умеренную обогащенность стекол легкими РЗЭ ($\text{La/Yb}=12$), глубокие минимумы по содержанию Sr и Eu свидетельствуют об обильной кристаллизации плагиоклаза. Об островодужной природе магм можно судить по значительному обогащению подвижными в зонах субдукции элементами, например, Pb относительно Ce ($\text{Pb}_\text{N}/\text{Ce}_\text{N}\sim 2.6$) и обогащению U относительно Nb ($\text{U}_\text{N}/\text{Nb}_\text{N}\sim 5$). В то же время, характерная для типичных островодужных магм отрицательная аномалия Nb и Ta относительно La в магаданских стеклах отсутствует. Также интересной особенностью этих стекол является обеднение барием относительно Th или Rb (например, $\text{Ba}_\text{N}/\text{Th}_\text{N}\sim 0.24$), тогда как в типичных островодужных магмах Камчатки это отношение ≥ 1 [например, 6].

Идентичные по составу стекла были обнаружены в одном из прослоев тефры, обнаруженном в колонке LV28-42-4 в Охотском море (рис.). Прослой залегают на глубине 736–737 см и представляет собой линзы мощностью 2–3 мм [5]. Несмотря на небольшую мощность прослая пепла, он отличается крупностью фрагментов стекла, размер которых достигает 500 микрон. Форма частиц поразительно напоминает пепел Уптарской и Красавинской залежей. Статистическая проверка подтвердила сходство составов подводного и наземного пепла. Другого пепла подобного состава в колонках Охотского моря обнаружено не было [5]. По возрастной модели колонки LV28-42-4 возраст пепла был оценен в 229 тыс. лет [10].

Идентичный состав вулканического стекла позволяет скоррелировать пепел в районе Магадана с пеплом AL7.4. Эта корреляция позволяет заключить, что пепел в районе Магадана был отложен около 229 тыс. лет назад, и таким образом, предположить, что в это время в районе Магадана завершалось оледенение и начинался межледниковый период. Это предположение согласуется с данными по колонке LV28-42, где рассматриваемый пепел приурочен к началу межледникового периода [10].

Мелекесцев и др. [3] предполагали, что магаданский пепел связан с извержением камчатских вулканов Алней-Чашаконджа или Ичинский. Деркачев с соавторами [5] связывали этот пепел с камчатскими вулканами Хангар или Опала. Действительно, повышенная щелочность вулканического стекла в этом пепле и отсутствие Nb (Ta) отрицательной аномалии в нормализованных спектрах элементов-примесей указывают на его вероятную связь с вулканами тыловой зоны островной дуги. Особенно близкий состав элементов-примесей с магаданским пеплом имеют риолитовые стекла вулкана Хангар. Однако, почти в 5 раз более высокие содержания Ba в стеклах Хангара и, напротив, несколько пониженные

содержания K_2O ставят под сомнение, что этот вулкан был источником магаданского пепла.

Большая крупность частиц пепла в колонке LV28-42 указывает на то, что эта колонка находится ближе к источнику пепла, чем район Магадана. Это наблюдение заставляет искать источник пепла скорее на Южной Камчатке или Северных Курилах, нежели в центральной или северной части Камчатки. Малая мощность тефры в колонке (2–3 мм) говорит о том, что колонка расположена в краевой части зоны пеплопада, в то время как расчетная мощность пепла в районе Магадана (1 см) заставляет предположить, что этот район был близок к оси пеплопада. Эти соображения, однако, противоречат геохимическим данным, указывающим скорее на вулканы Срединного хребта, поэтому вопрос об источнике магаданского пепла остается дискуссионным.

Один из вариантов зоны пеплопада показан на рисунке. Вполне возможно, что данный пепел может быть обнаружен и далее на север и/или запад от Магадана, а также в других колонках в Охотском море и сыграть роль маркера для корреляции наземных и морских отложений.



Рисунок. Расположение точек отбора (белые кружки) и один из предположительных ареалов распространения «магаданского» пепла

Работа выполнена при финансовой поддержке российско-германского проекта КАЛЬМАР, РФФИ (проект №13-05-00346) и российско-германской Лаборатории им. О. Шмидта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Brigham-Grette J., Hopkins D.M., Ivanov V.F. et al. Last Interglacial (isotope stage 5) glacial and sea-level history of coastal Chukotka Peninsula and St. Lawrence Island, Western Beringia // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. P. 419–436.
2. Glushkova O. Yu. Late Pleistocene Glaciations in North-East Asia // *Quaternary glaciations – extent and chronology. Developments in Quaternary Sciences*. 2011. V. 15. P. 865–875.
3. Мелекесцев И.В., Глушкова О.Ю., Кирьянов В.Ю. и др. Происхождение и возраст Магаданских вулканических пеплов // *Доклады АН СССР*. 1991. Т. 317. № 5. С. 1187–1192.
4. Ponomareva V.V., Kyle P.R., Melekestsev I.V. et al. The 7600 (14C) year BP Kurile Lake caldera-forming eruption, Kamchatka, Russia: stratigraphy and field relationships // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2004. V. 136. P. 199–222.
5. Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Gorbarenko S.A. et al. Characteristics and ages of tephra layers in the central Okhotsk Sea over the last 350 kyr // *Deep-Sea Research*. 2012. Part II. V. 61–64. P. 179–192.
6. Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A. et al. Identification of a widespread Kamchatkan tephra: a middle Pleistocene tie-point between Arctic and Pacific paleoclimatic records // *Geophysical Research Letters*. 2013. doi: 10.1002/grl.50645
7. Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю., Савва Н.Е. Пеплы камчатских вулканов в районе Магадана // *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. 2010. № 1. С. 81–88.
8. Фирсов Л.В. Состав и условия отложения вулканического пепла окрестностей г. Магадана // *Бюллетень вулканологических станций*. 1966. № 41. С. 50–58.
9. Jarosewich E.J., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference samples for electron microprobe analysis // *Geostandards Newsletter*. 1980. V. 4. P. 43–47.
10. Nürnberg D., Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // *Paleoceanography*. 2004. V. 19. PA4011.

We report the geochemical correlation of a mid-Pleistocene tephra layer between terrestrial outcrops in the Magadan area (NE Asia) and a core in the Okhotsk Sea. The age of the tephra was estimated at 229 ka based on the age-depth model for the core. The correlation suggests the same age for the glacial deposits associated with the tephra in the Magadan area.

Пушина З.В.¹, Гогорев Р.М.²

(¹«Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана» им. И.С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, musatova@mail.ru; ²Ботанический институт им. В. Л. Комарова РАН, г. Санкт-Петербург)

**Состав и биостратиграфическое значение
позднекайнозойских морских бентосных комплексов
диатомей в Антарктиде**

Pushina Z.V.¹, Gogorev R.M.²

(¹"All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean named after academician Igor Gramberg", Saint-Petersburg; ²Komarov Botanical Institute, RAS, Saint-Petersburg)

**Composition and biostratigraphy of the Late Cenozoic marine
benthic diatom assemblages of Antarctica**

Позднекайнозойская история Антарктиды, этапы развития антарктического покровного оледенения отражены в многочисленных свободных ото льда наземных отложениях краевой зоны материка. Если планктонная диатомовая флора кайнозоя Антарктики, которая с эоцена преобладает в биоценозах Южного океана, достаточно хорошо изучена (главным образом, по материалам глубоководного бурения), то сублиторальные бентосные сообщества диатомей обнаружены в осадках крайне фрагментарно [1–7].

Разделение Южной Америки и Антарктического полуострова, начавшееся в палеогене, и формирование Антарктического Циркумполярного течения определили формирование позднекайнозойской эндемичной диатомовой флоры Южного океана, возникновение новых диатомовых планктонных и бентосных родов и видов.

В гляциально-морских осадочных толщах массива Фишер (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида) обнаружены богатые неогеновые диатомовые комплексы, характеризующиеся хорошей сохранностью панцирей, что позволяет вместе с достаточным количеством створок заключить, что диатомовые водоросли накапливались *in situ* [4, 6]. Среднемиоценовый возраст планктонного комплекса диатомей из нижней части обнажения 52700–52702 (массив Фишер) определяется доминированием планктонных диатомей *Denticulopsis simonsenii* Yanagisawa et Akiba (14.2–4.5 млн лет назад) и *Actinocyclus ingens* Ratray (16.4–0.62 млн лет назад), которые являются видами-индексами среднего миоцена в зональных стратиграфических шкалах, построенных по материалам глубоководного бурения [8–13]. Средне-позднемиоценовый (11.45–7.5 млн лет назад) [14] возраст осадков, содержащих уникальные комплексы бентосных диатомей, установлен в результате датирования

раковин моллюсков из этих же горизонтов стронциевым методом определения абсолютного возраста.

В диатомовых комплексах, в которых установлено 45 видов бентосных диатомей (до 83% от общего состава комплекса), преобладают виды нового рода *Saeptifera* Gogorev et Pushina [15] (= "*Rhabdonema*" spp. [6], включающего пять видов *S. turbinata* Gogorev et Pushina, *S. lateriportulata* Gogorev et Pushina, *S. ovalis* Gogorev et Pushina, *S. rhapsoneiformis* Gogorev et Pushina и *S. triangularis* Gogorev et Pushina; новые виды *Podosira antarctica* Gogorev et Pushina (= *Hyalodiscus obsoletus* Sheshukova [4]), *Ellerbeckia fisheriensis* Gogorev et Pushina, *Trigonium antarcticum*, Gogorev et Pushina, а также *Melosira* sp., *Fragilaria* s.l. spp., *Biddulphia punctata* Greville, *Grammatophora* spp., *Pinnularia quadratarea* (Schmidt) Cleve, *Rhabdonema* sp., *Trachyneis aspera* Ehrenberg (Cleve), представители родов *Cocconeis* (9 видов), *Nitzschia* (3 вида), *Diploneis* (2 вида), *Achnanthes* (2 вида), *Amphora* (2 вида) и другие. В этих комплексах также обнаружено 20 планктонных видов *Actinocyclus* cf. *karstenii* Van Heurck, *Denticulopsis simonsenii* Yanagisawa et Akiba и другие. Диатомовые комплексы отражают мелководные фьордовые условия осадконакопления с незначительным проникновением океанических вод.

Распространение видов рода *Saeptifera* и *Melosira* sp. ограничивается палеофьордами гор Принс-Чарльз. Вероятно, эти диатомеи вымерли в неогене, поскольку мы имеем данные о единичной находке только *S. ovalis* (= *Rhapsoneis* sp. [16]) также в средне-позднемиоценовых осадках на массиве Фишер. Возможно, к вымершим следует отнести и большинство видов *Fragilaria* s.l. spp. ("*Synedra*" spp. [6]), которые нуждаются еще в таксономическом описании. Их распространение не ограничивается местонахождением в районе гор Принс-Чарльз, обломки панцирей этих видов обнаружены в позднемиоценовых осадках (*Nitzschia* sp. A [3]) и в плиоценовых осадках (*Synedra*? sp. [2]), вскрытых бурением в долине Taylor (сухие долины Мак-Мёрдо).

В осадках морского происхождения плиоценового возраста установленные в диатомовых комплексах бентосные диатомеи не всегда являются доминирующими. Только в оазисе Вестфольд в нижней части обнажения мощностью 7 м в районе Marine Plain (Восточная Антарктида) [3] в раннеплиоценовых осадках установлены диатомовые ассоциации, включающие преимущественно бентосные виды: *Isthmia* sp., *Trigonium arcticum* (Brightwell) Cleve, *Melosira* spp., *Cocconeis* spp. и др. В районе Stornes Peninsula в оазисе Ларсеманн (Восточная Антарктида) в раннеплиоценовых осадках были обнаружены немногочисленные бентосные диатомовые *Podosira* sp., *Cocconeis* spp., *Diploneis* sp., *Hyalodiscus* sp. и др. [17]. В Западной Антарктиде бентосные диатомовые обнаружены в плиоценовых осадках, вскрытых бурением в долине Taylor в районе сухих долин Мак-Мёрдо (DVDP 10 и 11) [3]: *Biddulphia punctata*

Greville, *Cocconeis fasciolata* (Ehrenberg) Brown, *Hyalodiscus zonulatus* и др. и в отложениях острова Кокберн [3]: *Odontella weissflogii* (Janisch) Grunow, *Cocconeis schuettii* Van Heurck, виды рода *Melosira* и др.

Диатомовые комплексы из наземных плейстоценовых отложений Антарктиды известны крайне фрагментарно, как правило, из керновых осадков, полученных в результате бурения, а также из наземных отложений морского генезиса. В оазисе Ларсеманн [7, 18] в одном из кернов, пробуренных на перемычке между озерами Reid и Scandrett в осадках, которые накапливались около 27.2 тыс. лет назад, были обнаружены створки и обломки створок морских диатомей (30 видов): *Podosira antarctica*, споры *Chaetoceros* sp. и другие, а также единичные створки пресноводного бентосного вида *Gomphonema* aff. *parvulum* (Kützing) Kützing. Диатомовая флора отражает прибрежные условия стабильного гидрологического режима морских заливов и фьордов, аналогичных для современных условий прибрежной Антарктики.

В осадках береговых террас оазиса Вестфолд были установлены богатые диатомовые комплексы диатомей, в которых преобладают бентосные диатомовые водоросли (52 вида). В отложениях обнажения, расположенного южнее озера Крукид, на высоте 120 м обнаружены морские диатомеи *in situ*. В составе диатомовой ассоциации установлен вымерший, вероятно, в плиоцене-плейстоцене и описанный из средне-позднемиоценовых отложений массива Фишера бентосный вид – *Saeptifera triangularis*. Севернее озера Крукид в обнажении на уровне 22 м обнаружен комплекс диатомей, в котором бентосные диатомовые составляют 87.9% (*Navicula perminuta* Grunow, *Synedropsis recta* Hasle, Medlin et Syversten); им сопутствуют неритические (15.8%), с преобладанием *Chaetoceros* sp., ледово-морские (6.3%), представленные *Fragilariopsis curta* (Van Heurck) Hustedt и др. и океанические (2.6%), представленные *F. kerguelensis* (O'Meara) Hustedt. Возможно, отложения формировались во время MIS3 30–24 тыс. лет назад в условиях палеофьорда (морские прибрежные (сублиторальные) условия, относительно холодноводные, со спокойным гидрологическим режимом).

На полуострове Файлдс (остров Кинг-Джордж, Южные Шетландские острова, Западная Антарктика) в морских отложениях на высотах 16–34 м над уровнем моря выявлены морские комплексы диатомей *in situ*, которые богаты в видовом отношении. В соответствии с результатами радиоуглеродного датирования, эти отложения накапливались примерно между 48000 и 19000 лет назад [7, 18]. В диатомовых комплексах бентосные диатомеи (63 вида) преобладают над планктонными (до 75.7%); доминируют бентосные виды *Synedropsis recta* Hasle, Medlin et Syversten, *Odontella litigiosa* (Van Heurck) Hoban, *Cocconeis fasciolata* (Ehrenberg) Brown, *Pseudogomphonema kamtschaticum* (Grunow) Medlin, им сопутствуют неритические планктонные диатомеи *Chaetoceros* sp., *Thalassiosira*

antarctica Comber, неритические ледово-морские диатомеи *Porosira glacialis* (Grunow) Jørgensen. Ледовые и температурные условия обитания морской флоры в этот период в районе острова Кинг-Джордж в позднем плейстоцене могли быть благоприятнее современных.

Таким образом, комплексы морских бентосных диатомовых водорослей в наземных осадках Антарктиды восстанавливают палеоэкологические условия осадконакопления позднего кайнозоя на побережье, в антарктических оазисах, а также во внутренних районах, удаленных от океана в современное время.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бардин В.И., Белевич А.М. К изучению раннеледниковых отложений в горах Принс-Чарльз // Антарктика, доклады комиссии. Вып. 24. М.: Наука, 1985. С. 76–81.
2. Brady H.T. The dating and interpretation of diatom zones in Dry Valley Drilling Project Holes 10 and 11 Taylor Valley, South Victoria Land, Antarctica // Mem. Nat. Inst. Polar Res. 1979. V. 13. P. 150–163.
3. Harwood, D.M. Diatom biostratigraphy and palaeoecology with a Cenozoic history of Antarctic ice sheets // Ph.D. dissertation. 1986. Ohio State Univ. Columbus. 592 pp.
4. Layba A.A., Pushina Z.V. Cenozoic glacial-marine sediments from the Fisher Massif (Prince Charles Mountains) // The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. 1997. P. 977–984.
5. Harwood, D.M., McMinn, A., Quilty P.Q. Diatom biostratigraphy and age of the Pliocene Sørsdal Formation, Vestfold Hills, East Antarctica // Antarctic Science. 2000. V. 12 (4). P. 443–462.
6. Пушина З.В., Гогорев Р.М., Бирюков А.С. и др. Биостратиграфия неогеновых отложений массива Фишер (горы Принс-Чарльз) по данным диатомового анализа // Научные результаты российских геолого-геофизических исследований в Антарктиде. Сб. статей. Вып. 3. Санкт-Петербург, 2011. С. 76–88.
7. Пушина З.В., Веркулич С.Р., Демидов Н.Э. Диатомовые водоросли в отложениях оазисов Ларсеманн, Ширмахера и острова Кинг-Джордж (Антарктида) как показатели палеообстановок во время последнего интерстадиала (MIS 3) // Материалы XIII Международной конференции альгологов «Диатомовые водоросли: современное состояние и перспективы исследований». 24–29 августа 2013 г. Борок, Россия. С. 73–74.
8. Schrader H.-J. Cenozoic planktonic diatom biostratigraphy of the Southern Pacific Ocean // Init. Repts. DSDP / Hollister C.D., Craddock C. et al. (eds.) Washington (U.S.Govt. Printing Office). 1976. V. 35. P. 605–672.
9. Ciesielski P.F. The Neogene and Quaternary diatom biostratigraphy of subantarctic sediments, Deep Sea Drilling Project Leg 71 // Init. Repts. DSDP / W.J. Ludwig, V.A. Krasheninnikov et al. (eds.) Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1983. V. 71 (Pt. 2). P. 635–665.
10. Baldauf J.G., Barron J.A. Diatom biostratigraphy: Kerguelen Plateau and Prydz Bay regions of the Southern Ocean // Proc. ODP, Sci.Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program) / Barron J., Larsen B., et al. (eds.) 1991. V. 119. P. 547–598.
11. Harwood D.M., Maruyama T. Middle Eocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Southern Ocean sediments from the Kerguelen Plateau, Leg 120 // Proceed. ODP. Sci.

Results / Wise S.M., Schlich R. et al. (eds). 1992. V. 120. P. 683–733.

12. Censarek B., Gersonde R. Data Report: Relative abundance and stratigraphic ranges of selected diatoms from Miocene sections at ODP Sites 689, 690, 1088 and 1092 (Atlantic sector of the Southern Ocean) // Proc. ODP. Sci. Results / R. Gersonde, D.A. Hodell & B. Plum (eds.). 2003. V. 177. P. 1–14.

13. Scherer R.P., Gladenkov A.Yu., Barron J.A. Methods and applications of Cenozoic marine diatom biostratigraphy // Pond Scum to Carbon Sink: Geological and Environmental Applications of Diatoms. Paleontological Society, Geological Society of America Special Publication / S. Starrat (ed.). 2007. 37 pp.

14. Jadwiszczak P., Krajewski K.P., Pushina Z. et al. The first record of fossil penguins from East Antarctica // Antarctic Science. 2013. V. 25(3). P. 397–408.

15. Горюев Р.М., Пушина З.В. Новый род бесшовных пеннатных диатомовых из морских отложений массива Фишер (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида) // Материалы XIII Международной конференции альгологов «Диатомовые водоросли: современное состояние и перспективы исследований». 24–29 августа 2013 г. Борок, Россия. С. 35–36.

16. Whitehead J.M., Harwood D.M., McKelvey B.C. et al. Diatom biostratigraphy of the Cenozoic glaciomarine Pagodroma Group, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica // Australian J. Earth Sci. 2004. V. 51. P. 521–547.

17. McMinn A., Harwood D.M. Biostratigraphy and palaeoecology of early Pliocene diatom assemblages from the Larsemann Hills, Eastern Antarctica // Antarctic Science. 1995. V. 71. P. 115–116.

18. Веркулич С.Р., Пушина З.В., Демидов Н.Э. Условия интерстадиала (MIS 3) и особенности оледенения последнего ледникового максимума в краевой зоне Антарктиды // Природные риски: анализ, оценка, картографирование. Материалы международной научной конференции. Москва, 22–23 мая 2013 г. М.: Изд. МГУ, 2013 С. 53–57.

This study uses fossil marine diatom evidence to trace the development of the Late Cenozoic benthic diatom flora of Antarctica. The investigation of the marine benthic diatom flora provides the definition of the age and palaeoecology in the inlands and the coastal parts of Antarctica.

Пшенёва О.Ю., Артемова А.В.

(ТОИ ДВО РАН, Владивосток, e-mail: psheneva@poi.dvo.ru)

Отражение глобальных тысячелетних изменений климата в вариациях среды Охотского моря по записям бентосных фораминифер в голоцене - позднем плейстоцене

Psheneva O. Yu., Artemova A.V.

(POI FEB RAS, Vladivostok, Russia)

Reflection of global millennial climate changes in the Okhotsk Sea environmental variations in the records of the benthic foraminifera in the Holocene – Late Pleistocene

Известно, что четвертичный период характеризовался не только орбитальными, соответствующими морским изотопно-кислородным стадиям (МИС), но и тысячелетними изменениями климата. Дансгор – Ошгер (ДО) циклы с резким потеплением интерстадиалов (ДОИ) сменяемых похолоданием стадиалов (ДОС) впервые обнаружены в керне льда Гренландии и являются быстрыми изменениями климата, как и холодные Гейнрих (Н) события, коррелируемые с наиболее холодными ДОС [1].

При изучении донных морских осадков центральной части Охотского моря из колонки PC07R были выявлены изменения среды моря, соответствующие орбитальным и быстрым (синхронным ДО циклам и Гейнрих эквивалентным событиям (ГЭС)) климатическим изменениям [2]. Установлено, что осадки верхней части колонки PC07R охватывают 130 тысяч календарных лет (т.к.л), что соответствует МИС1-5 [2].

Записи комплексов бентосных фораминифер (БФ) использовались для палеореконструкции среды центральной части Охотского моря и сопоставлялись с глобальными климатическими изменениями. Обилие БФ (число в 1 г сухого осадка), спектр видов и видовое богатство определялось во фракции осадка крупнее 63 мкм. Рассчитывалась скорость аккумуляции БФ (САБФ, $\text{экз./}(\text{см}^2 \cdot \text{т.л.})$ (рис.). Для оценки изменения палеопродуктивности Охотского моря использовались опубликованные данные содержания хлорина. Дополнительно привлекались данные диатомового анализа, в частности общего числа диатомей в осадке (ЧД).

На орбитальной шкале в течение МИС 5 записи САБФ и ВБ демонстрируют максимальные значения во время МИС5е и повышенные в теплой МИС 5а, что совпадает с максимальным числом диатомей и соответствует росту продуктивности в это время [2]. Последовательное появление характерных видов биофации БФ в течение периода МИС5е *A.weddellensis* - *I. Norcrossii* - *V. Sadonica*- *C. delicata* - *B.spinescense* - *U. akitaensis* - *U. auberiana* указывают на увеличение поверхностной продуктивности и на изменчивость потока органики на дно.

Фитодетритовые виды (такие как *A. weddellensis*), согласно [3], выделяются в качестве индикаторов преимущественно сезонных импульсов продуктивности, а мобильные инфаунальные виды (такие как *Uvigerina*), напротив, устойчивой первичной продуктивности. Увеличение *I. norcrossi* можно использовать, согласно [4], как индикатор средневысокого или сезонного органического потока, вызванного поступлением фитодетрита после вспышки цветения диатомей. Виды *U. akitaensis* и *U. auberiana*, доминирующие в комплексах БФ Охотского моря, могут быть ассоциированы с высоким и низким органическим потоком [5]. Увеличение сезонной продуктивности в результате потепления в регионе подтверждается значительным ростом числа диатомей в осадке во время МИС 5е и МИС 5а.

Скорости аккумуляции БФ и видовое богатство уменьшались во время холодных подстадий МИС5d, 5b и на границе МИС5/4. При этом увеличивался вклад *A. weddellensis*. На тысячелетней шкале во время холодных ГЭС 20–25 Охотского моря [2], записи БФ показывают резкое и сильное уменьшение скоростей аккумуляции и видового богатства, что происходило синхронно спадам продуктивности моря во время климатических похолоданий (рис.). Увеличение САБФ и ВБ наблюдалось во время потеплений интерстадиалов ДОИ20, 21, 23 (рис.), однако, в ДОИ22, 24, 25 увеличение САБФ и индексов продуктивности было незначительным.

В период 74–14 т.к.л. (МИС4-2) значения САБФ и ВБ резко снижаются на границах МИС 5/4 и 3/2. В записях БФ наблюдаются относительно невысокие величины САБФ во время относительно теплой МИС3 и более высокие значения в МИС 4 и 2 за счет преобладания вида *A. weddellensis* в условиях сезонности продуктивности.

Эти данные, наряду с низкими значениями содержания хлорина и минимальными значениями ЧД позволяют говорить о суровых климатических условиях среды Охотского моря во время последнего оледенения с преимущественно круглогодичным покровом морских льдов и очень низкой продуктивностью.

Для выявленных в Охотском море ГЭС (Н7-Н1) характерно обвальное снижение до минимальных значений скорости аккумуляции и видового богатства БФ, видимо вызванных изменением среды Охотского моря из-за сильных похолоданий. Во время потеплений ДОИ при увеличении продуктивности моря наблюдался незначительный рост скорости аккумуляции БФ в осадке, за исключением ДОИ18 и 2, когда САБФ резко возрастало, что отражает динамику потепления климата во время этих событий.

В начале МИС1 14.7 т.к.л. назад быстрое увеличение САБФ и ВБ совпадает с увеличением содержанием хлорина. Это указывает на потепление после заключительной стадии последнего оледенения, которое

происходило почти синхронно потеплению северного полушария бёллинг-аллерод (БА), и сопровождалось усилением продуктивности вод. Последующее похолодание климата с 12.7 по 11.6 т.к.л. назад, одновременное похолоданию поздний дриас (Н0), отразилось в записях БФ резким уменьшением значений САБФ и перестройкой ассоциации, что говорит о спаде продуктивности в это время и подтверждается резким уменьшением содержания хлорина.

Потепление пребореала с более значительным ростом продуктивности после похолодания позднего дриаса произошло около 11.5 т.к.л. назад. Доминантным видом является *C.delicata*, присутствие которого в осадках периода дегляциации может указывать на стабильную поставку на дно органического вещества вследствие потепления и возможного поступления тихоокеанских вод в район исследования. Этот вид сохраняется в современной ассоциации сформировавшейся примерно в последние 5 т.к.л. в качестве аксессуарного при доминировании *A. weddellensis*. Формирование типичных диатомовых илов (с 4.6 т.к.л), явилось следствием продолжающегося потепления, изменения гидрологии, усиления поступления питательных веществ и бурного развития диатомовой флоры, что в свою очередь повлияло на комплекс БФ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00296а), Национального фонда естественных наук Китая (проекты № 40710069004, № 41076038) и Государственного океанографического управления Китая № 908-01-BC24.

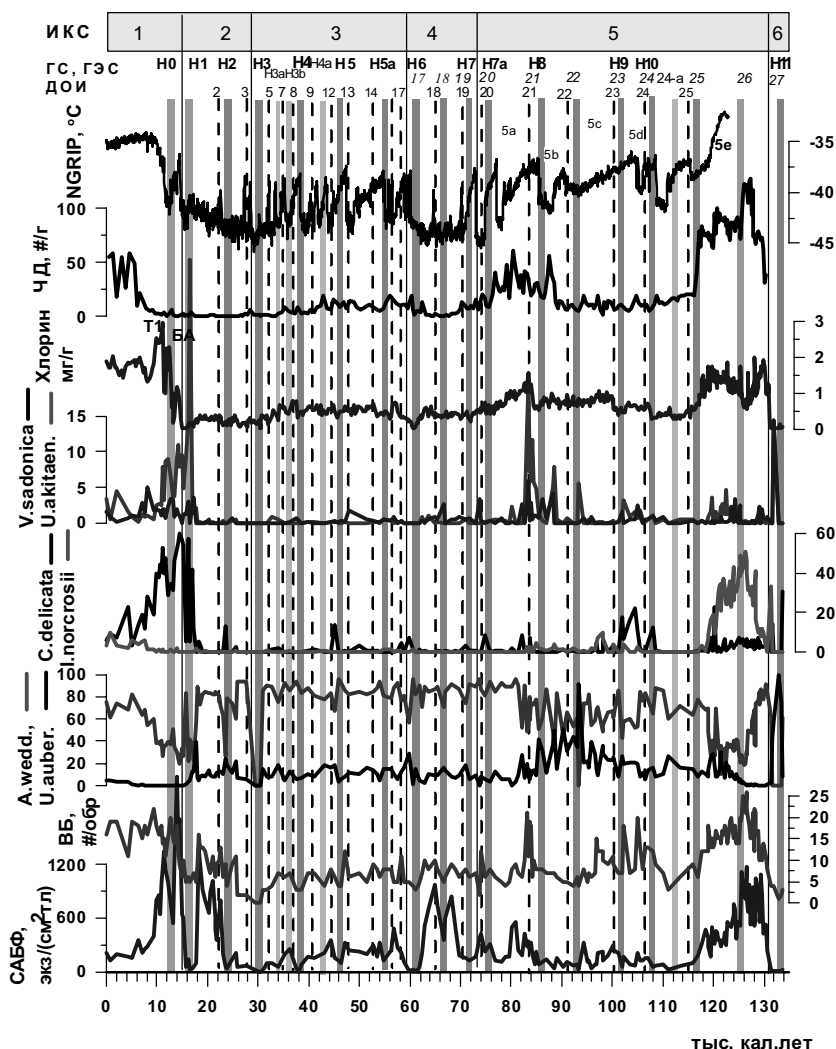


Рисунок. Сравнение изменений во времени $\delta^{18}\text{O}$ ледовой колонки NGRIP [3], содержания хлорина (мкг/г), числа дитомей на 1 грамм сухого осадка (#/г), относительного содержания основных доминантных видов БФ (%), видового богатства (ББ, экз./образец), скорости аккумуляции общего числа БФ (САБФ, экз./ $\text{см}^2 \cdot \text{т}$) в колонке PC07-R, используя возрастную модель, согласно [2]. Вертикальными серыми полосами показаны похолодания ГЭС, прерывистыми линиями – потепления ДОИ, непрерывными линиями – границы МИС, согласно [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Wolff E.W., Chappellaz J., Blunier T. et al. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 2828–2838.
2. Gorbarenko S.A., Harada N., Malakhov M.I. et al. Responses of the Okhotsk Sea environment and sedimentology to global climate changes at the orbital and millennial scale during the last 350 kyr // *Deep-Sea Research II*. 2012. V. 61–64. P. 73–84.
3. Thomas E., Zachos J.C., Bralower T.J. Deep-sea environments on a warm earth: latest Paleocene–Early Eocene // *Warm Climates in Earth History* / Huber, B.T., MacLeod, K.G., Wing, S.L. (Eds.). 2000. P. 132–160.
4. Wollenburg J.E. et al. High-resolution palaeoproductivity fluctuations during the past 24 kyr as indicated by benthic foraminifera in the marginal Arctic Ocean // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. V. 204. P. 209–238.
5. Бубенщикова Н.В., Нюрнберг Д., Горбаренко С. А и др. Изменения зоны кислородного минимума Охотского моря за последние 50 тысяч лет по бентосным фораминиферам и биогеохимическим данным // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 1. С. 1–15.
6. Sen Gupta B.K., Machain-Castillo M.L. Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats // *Marine Micropaleontology*. 1993. V 20. P. 3–4.

High-resolution benthic foraminiferal (BF) proxy records from the sediment core PC07R were used for paleoreconstruction of the central Okhotsk Sea environments and its correlations with the global climate changes identified in the NGISP $\delta^{18}\text{O}$ from Greenland over the last 130 kyr.

**Разжигаева Н.Г.¹, Ганзей Л.А.¹, Гребенникова Т.А.¹,
Иванова Е.Д.¹, Кайстренко В.М.², Харламов А.А.³**

(¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, e-mail: ladyar@tig.dvo.ru, ²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, e-mail: victor@imgg.ru, ³Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова, Москва, e-mail: harl51@mail.ru)

Особенности осадконакопления в периферийной зоне Тохоку цунами 2011 г. (Южные Курилы)

**Razzhigayeva N.G.¹, Ganzey L.A.¹, Grebennikova T.A.¹,
Ivanova E.D.¹, Kaistrenko V.M.², Harlamov A.A.³**

(¹Pacific Institute of Geography, FEB Russian Academy of Sciences, Vladivostok, ²Institute of Marine Geology and Geophysics, Yuzhno-Sakhalinsk, ³Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Sedimentation features within peripheral zone of Tohoku tsunami 2011 yr. (South Kurils)

Изучение особенностей осадконакопления во время прохождения современных крупных цунами имеет большое значение для выделения цунамигенных фаций в геологических разрезах и оценки масштаба и частоты проявления этих событий в прошлом. Последним крупным цунами в Тихом океане было Тохоку цунами 11 марта 2011 г., произошедшее в результате сильного землетрясения (М 9.0), эпицентр которого располагался у восточного побережья о. Хонсю. Цунами имело трансокеанический характер, основная энергия волн была направлена в сторону северо-востока о. Хонсю и Тихого океана. Курильские острова оказались в краевой части распространения цунами. Обследование проявления Тохоку цунами на Южных Курилах, проведенное через полгода после землетрясения, показало, что на побережье изученных островов заплеск был не более 3–4 м, максимальные заплески (около 5 м) были замерены на северо-востоке о. Зеленый и о. Шикотан в районе м. Край Света [1, 2]. Изучение седиментологического эффекта такого события представляет большой интерес для палеореконструкций и межрегиональных корреляций мегацунами. Целью работы является анализ факторов, контролирующих особенности осадконакопления при прохождении цунами на участках побережья, имеющих разное строение и ориентацию по отношению к фронту цунами, а также анализ сохранности осадков. Проявление Тохоку цунами изучалось в тех же бухтах, где проводились работы по изучению осадков Шикотанского цунами 1994 г., палеоцунами и осадков экстремальных штормов 2006–2007 гг. [3].

Изучение осадков Тохоку цунами проводилось на о-вах Кунашир, Шикотан, Зеленый, Юрий, Танфильева. Получены данные как по осадкам, отобраным сразу после события со льда, через полгода и через полтора

года одновременно с замерах высоты заплеска и описанием зон затопления.

Одним из факторов, влияющих на формирование цунамигенных осадков, было наличие ледового покрова в закрытых бухтах и припая. Волны цунами взломали лед, что вызвало даже при небольших величинах заплеска эрозию дна на мелководье и разрушение торфяников на низменных участках побережья. Проведенные исследования показали, что осадконакопление при цунами на разных участках побережья имело существенные различия, обусловленные особенностями прохождения волны в бухтах различной конфигурации с разным геоморфологическим строением зоны затопления и подводного берегового склона.

На Южных Курилах Тохоку цунами привело к накоплению осадков разнообразного состава. Обычно при величинах заплеска менее 5 м цунами не оставляет покровных осадков. Это справедливо для большинства бухт на Южных Курилах, где следы цунами маркируются только мусором, деревяшками, травой и пр. В геологических разрезах подобные следы обнаружить практически невозможно. Хорошо выраженные покровы осадков были образованы при небольших величинах заплеска цунами (менее 3 м) только в закрытых бухтах о. Шикотан. Именно в этих бухтах до цунами был мощный ледовый покров, нахождение льдин в воде усилило эродирующую способность волны, особенно на участках, где волны имели даже небольшие препятствия. Сдвинутый льдинами материал и послужил источником накопления покрова илов в бух. Крабовая и Отрадная. На тихоокеанском побережье во время прохождения цунами льда не было. Наличие стратифицированных разрезов осадков цунами в бух. Малая Церковная указывает на прохождение нескольких волн цунами. Осаждение алевритистых песков, вероятно, было связано с продолжительным стоянием воды и выпадением материала, как из придонного слоя, так и из суспензии, когда волна достигла максимума и потеряла свою энергию. Во всех случаях осадки лежат на прошлогодней траве без видимых следов размыва. В отличие от Японии, где в течение полугода после прохождения цунами наблюдалась активное переотложение цунамигенного материала, на Курилах эти процессы не были активными. Осадки цунами, лежащие на поверхности торфяников влажные, перевевания и размыва не происходило. Осадки повсеместно активно зарастают травой. На о. Кунашир цунами почти не оставило осадков, маломощный слой песка, который был на льдинах в бух. Южно-Курильская, обнаружить через полгода не удалось. На юге Малой Курильской гряды осадки цунами встречены на о. Зеленом и Танфильева.

Гранулометрические характеристики песков хорошо выдержаны, при продвижении вглубь суши увеличивается примесь алеврита при сохранении размерности модальных фракций, средний размер зерен меняется мало (рис.). В алевритовых покровах при продвижении вглубь суши также

сохранятся размер моды, соотношение других фракций по профилю перераспределяется без четких закономерностей. Иногда в глубь суши увеличивается примесь крупного алеврита или мелкозернистого песка и кривые становятся бимодальными, иногда количество пелитовых фракций растет вблизи уреза воды. По-видимому, это связано с переносом материала на льдинах, что усложнило картину осаждения из суспензии. Интересно отметить, что мода 20-30 мкм хорошо выдержана в цунамигенных илах из разных бухт, что говорит об общих закономерностях осаждения материала из суспензии.

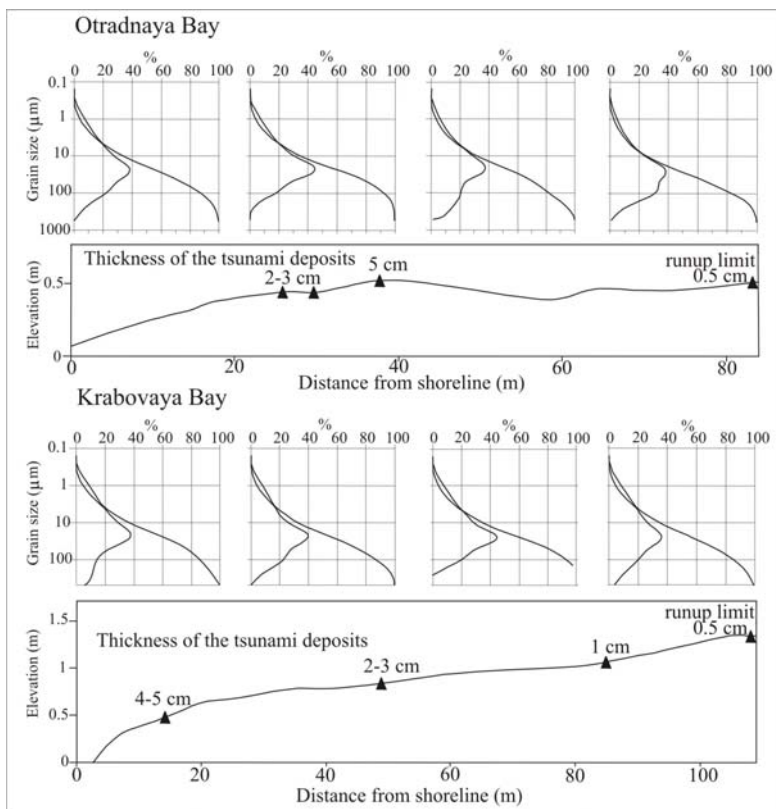


Рисунок. Гранулометрические кривые распределения цунамигенных илов на побережье закрытых бухт о. Шикотан по профилям

Гранулометрический состав осадков Тохoku цунами во многом унаследован от источников материала. В открытых бухтах цунами откладывало хорошо сортированные пески, близкие по структуре к осадкам

пляжа, осушки и верхней части берегового склона, которые и являлись их источником. Алевропелиты откладывались волной цунами в закрытых бухтах, где их источником являлись донные илы и материал, эродированный из континентальных отложений. Одномодальные гранулометрические кривые распределения свидетельствуют о переотложении материала из одного источника, би- и полимодальные кривые характерны для осадков цунами, имеющих несколько источников материала. Причем, в закрытых бухтах основным источником илистой фракции в осадках Тохоку цунами являлись переотложенные морские осадки, что обычно не характерно для осадков цунами на побережьях другого геоморфологического строения, где тонкая фракция обычно имеет континентальный источник.

В осадках обнаружены богатые диатомовые комплексы, представленные смесью морских и пресноводных диатомей разной экологии. Среди морских диатомей (135 видов) преобладают сублиторальные бентосные формы, что свидетельствует о поступлении материала с подводного берегового склона. Створки диатомей хорошей сохранности, в отличие от осадков цунами с высокими заплесками, где обычно встречаются фрагменты диатомей. Обращает внимание наличие крупных створок (более 30 мкм) таких видов, как *Cocconeis scutellum*, *Odontella aurita*. Часто встречаются диатомеи в колониях, что свидетельствует о слабой турбулентности потока. Возможно, именно нахождение диатомей в колониях способствовало массовому осаждению створок, в том числе видов с мелкими створками. В стратифицированных осадках в более грубых прослоях преобладают морские бентосные виды, в более мелкозернистых увеличивается доля планктонных видов. Установлено различие в составе глубоководных видов, отличающихся температурным режимом обитания. В осадках цунами, отобранных на тихоокеанской стороне о. Шикотан, на фоне преобладания холодноводных видов часто встречаются южно-бореальные, в осадках со стороны Южно-Курильского пролива тепловодные виды почти отсутствуют. Возможно, волна цунами при подходе и огибании острова захватывала разные водные массы.

Видовой состав бентосных фораминифер в осадках показывает, что цунами захватывало материал с верхней части берегового склона. Встречены только сублиторальные виды, многие из которых живут в волноприбойной зоне или на маршах. Количество и разнообразие видов бентосных фораминифер, изученных из осадков цунами закрытых бухт о. Шикотан, намного ниже по сравнению с о. Кунашир. Отличается и видовой состав фораминифер. Хорошая сохранность раковин говорит об их недалеком переносе в условиях слабого турбулентного потока.

Палиноспектры включают пыльцу и споры локальной островной растительности, аллохтонную пыльцу, перенесенную волной цунами и ветром с сопредельных территорий и переотложенные таксоны из

верхнеголоценовых отложений, эродированных цунами. Проведено повторное обследование на предмет сохранности осадков цунами.

Сравнение гранулометрического состава осадков Тохоку цунами и цунами 1994 г. показывает, что в осадках цунами 1994 г. больше крупных фракций, как правило, они полимодальные [4]. Вероятно, это связано с тем, что цунами 1994 г. было более сильным и вызвало большую эрозию, материал поставлялся с большей территории из разных источников, в том числе перерабатывался склоновый материал.

Величина заплеска цунами была близка к заплеску экстремальных штормов 2006–2007 гг., в отдельных бухтах проникновение цунами было даже меньше. Несмотря на близкие величины заплеска, седиментологический эффект цунами коренным образом отличался от проявления сильных штормов. Осадки цунами более тонкозернистые, содержат примесь алеврита и пелита.

Изучение последствий Тохоку цунами на побережье Южных Курил имеет методическое значение для палеореконструкций катастрофических событий и их проявления в краевой области распространения волн. При изучении разрезов на побережье закрытых бухт следует обращать внимание на тонкие слои алевропелитовых илов, обогащенных органикой, переслаивающихся с торфом, которые могут иметь цунамигенное происхождение.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Президиума РАН 12-И-П4-06 и РФФИ 11-05-00497.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кайстренко В.М., Шевченко Г.В., Ивельская Т.Н. Проявление цунами Тохоку цунами 11 марта 2011 года на Российском тихоокеанском побережье // Вопросы инженерной сейсмологии. 2011. Т. 38. № 1. С. 41–64.
2. Kaistrenko V., Razjigaeva N., Kharlamov A., Shishkin A. Manifestation of the 2011 Great Tohoku tsunami on the Kuril Island coast: Tsunami with Ice // Pure and Appl. Geophysics. 2013. V. 170. № 6–8. P. 1103–1114.
3. Ганзей Л.А., Разжигаета Н.Г., Харламов А.А., Ивельская Т.Н. Экстремальные шторма 2006–2007 гг. на о. Шикотан: воздействие на прибрежный рельеф и осадки // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 458–467.
4. Разжигаета Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А. и др. Осадки цунами Шикотанского землетрясения 1994 г. // Океанология. 2007. Т. 47. № 4. С. 622–630.

That study described the data on the deposits, which were collected from land ice immediately after the event, and in 2011–2012. We found that the characteristics of tsunami deposition varied significantly, essentially depending on local coastal topography. The continuous mud deposits were formed only on the coasts of closed bays. One of the factors controlling the formation of the mud covers, even for the coasts of insignificant runup heights, was the presence of ice.

Романова А.В.

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: sandra_ru@bk.ru)

**Палеоокеанология и особенности формирования осадков
Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене по
данным фораминиферового анализа**

Romanova A.V.

(Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok)

**Paleoceanography and sedimentation of the Sea of Okhotsk
during the Late Pleistocene to Holocene based on planktonic
foraminiferas**

Планктонные фораминиферы являются весьма многочисленной и разнообразной группой морских пелагических простейших, которые повсеместно распространены по всему Мировому океану, в том числе и в Охотском море. Раковины фораминифер имеют известковый скелет, который позволяет им хорошо сохраняться в океанических осадках. Колебания климатических и гидрологических параметров среды проявляются в изменениях экологической структуры сообществ планктонных фораминифер. В Охотском море ассоциации фораминифер имеют ряд особенностей, которые создают определенные трудности для интерпретации микропалеонтологических летописей. Низкое видовое разнообразие, постоянное доминирование *Neoglobobulimina pachyderma* sin (Ehrenberg), а так же незначительное участие других относительно тепловодных таксонов усложняет выделение «теплых» и «холодных» комплексов фораминифер. Еще одной проблемой, которую необходимо учитывать при интерпретации данных фораминиферового анализа, является растворение раковин. Вероятно, значительное растворение раковин фораминифер происходит непосредственно на дне моря. Это связано в первую очередь с большим содержанием в осадках органики (остатки преимущественно кремнистого микропланктона), что создает кислую среду, способствующую растворению раковин фораминифер. В случае повышенного растворения карбонатов состав танатоценозов планктонных фораминифер может содержать искаженную информацию о прижизненных условиях, поэтому необходимо привлекать сравнительные данные по изучению современных и древних сообществ фораминифер, а также результаты других стратиграфических и палеоокеанологических методов.

Планктонные фораминиферы были изучены из современных и плейстоцен-голоценовых осадков Охотского моря. Изучение планктонных фораминифер в пробах поверхностных отложений, отобранных по всей площади моря, позволило детально проследить смену танатоценозов этих организмов и выявить закономерности их распределения по дну моря. Всего

было обнаружено 7 видов и разновидностей фораминифер: *N. pachyderma* sin, *Neogloboquadrina pachyderma* dex (Ehrenberg), *Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Globigerina quinqueloba* Natland, *Globigerina glutinata* (Egger), *Globigerinita uvula* (Ehrenberg), *Globorotalia scitula* (Brady). Изученная фауна фораминифер по таксономическому составу близка фауне северо-западной части Тихого океана. Отличительной особенностью является отсутствие в планктоне Охотского моря субтропического вида *Orbulina universa* d'Orbigny. Установлены различия и в соотношении видов в сообществах. Если для Тихого океана характерны бидоминантные сообщества, в которых преобладают *G. quinqueloba* и *N. pachyderma* sin, то для Охотского моря – монодоминантные, где безраздельно господствует *N. pachyderma* sin, при этом обилие *G. quinqueloba* почти на порядок меньше. Вероятно, эти различия связаны с региональными особенностями Охотского моря, высокой сезонностью температур Охотского моря (от -1.2 до 14.5°C), менее глубоким расположением дихотермального промежуточного слоя – 50–150 м (в океане – 75–250 м), длительным периодом сезонного ледостава и высокой продуктивностью вод. Известно, что относительно высокие значения *N. pachyderma* sin, *G. bulloides* и *G. quinqueloba* наблюдаются в районах с высоким содержанием фитопланктона. Присутствие видов *G. glutinata*, *G. uvula*, *G. scitula*, обусловлено влиянием более теплых вод Тихого океана, поступающих через Курильские проливы.

Концентрация раковин фораминифер в осадках возрастает с севера к центральной части моря вблизи возвышенности Института океанологии и постепенно снижается по направлению к Курильским островам. Планктонные фораминиферы практически отсутствуют на северной материковой отмели и склоне севернее 55° с.ш., что отмечалось и другими исследователями [1]. Единичными экземплярами здесь представлена лишь *N. pachyderma* sin (0.1 экз./г). Низкое содержание раковин в осадке (до 10 экз./г осадка) характерно для всей шельфовой области, что обусловлено, прежде всего, поступлением холодных распресненных вод из шельфовой зоны, препятствующих активному развитию фораминифер, а так же большим объемом терригенного материала, снижающего концентрацию раковин в осадках. Низкие показатели фораминиферового числа также установлены для некоторых станций, расположенных в центральной части моря и южной части профиля. Максимальная концентрация планктонных фораминифер характерна для акваторий вблизи $50\text{--}48^{\circ}$ с.ш. в районе возвышенности Академии Наук СССР, где значения фораминиферового числа достигают 3538 экз./г осадка.

Информация о распределении фораминифер в поверхностных осадках была использована нами как инструмент для расшифровки палеоэкологических сигналов в осадках колоннок на основе актуалистического подхода. Выявленные изменения экологической структуры ископаемых сообществ фораминифер, концентрации раковин в

осадках, степени их растворения и сопоставление полученных данных с результатами других анализов позволило установить основные этапы осадконакопления в Охотском море в позднем плейстоцене и голоцене, отличающиеся палеоокеанологическими условиями. Для выделения стратиграфических подразделений, соответствующих крупным палеогеографическим событиям плейстоцена и голоцена, привлекались данные других видов анализов: абсолютного датирования, изотопно-кислородного, геохимических, микропалеонтологических [2, 3]. Это позволило с высокой степенью достоверности установить в колонках пять комплексов фораминифер, соответствующих морским изотопным стадиям (МИС) 1–5. Вместе с тем были выявлены колебания количества и распределения видов, их соотношения в интервалах осадков, охарактеризованных комплексами, что послужило основанием для выделения палеосообществ фораминифер, фиксирующих кратковременные флуктуации основных параметров среды. Таким образом, выделенные комплексы несут больше стратиграфическую нагрузку, а палеосообщества – экологическую.

Для осадков, сформировавшихся в подстадию 5с, характерно относительно невысокие значения фораминиферового числа, что, вероятно, может являться доказательством относительно высокой скорости осадконакопления. При этом участие в палеосообществах таких таксонов фораминифер как *G. glutinata*, *G. quinqueloba*, *N. pachyderma* dex может свидетельствовать об относительно теплых условиях. Снижение значений фораминиферового числа и доли тепловодных видов, доминирование (до 75%) холодноводной *N. pachyderma* sin в осадках, соответствующих подстадии 5b, скорее всего, свидетельствуют о еще более низкой продуктивности фораминифер и холодных условиях по сравнению с подстадией 5с. Вместе с тем, не исключено, что раковины относительно тепловодных таксонов подстадии 5b могли быть принесены теплыми течениями из более южных районов. Данное предположение подтверждается присутствием в диатомовых палеосообществах видов, не характерных для данного района. Осадки подстадии 5а характеризуются самыми высокими значениями фораминиферового числа для МИС 5 и присутствием тепловодных видов. Повышенные концентрации *G. quinqueloba* служат индикатором усиления гидродинамической активности. По-видимому, температура поверхностных вод была несколько выше, по сравнению с температурой формирования осадков предыдущего интервала, но, все еще не достигала современной в Охотском море.

Экологическая структура комплекса, соответствующего МИС 4, близкая структуре танатоценозов северной части центрального района Охотского моря, свидетельствует о формировании отложений в условиях, отличающихся от современных и соответствующих эпохе похолодания. О снижении продуктивности морской экосистемы и низких температурах

свидетельствуют и незначительные показатели CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$. Интересно отметить присутствие в осадках МИС 4 раковин *G. scitula*. Возможно, увеличение численности данного вида в отдельных интервалах осадков свидетельствует о кратковременных периодах, в которые происходила активизация перемешивания вод в глубинных слоях.

Для осадков, сформировавшихся в самом начале МИС 3, отмечается увеличение показателей фораминиферового числа. В них также встречены тепловодные таксоны, и увеличивается обилие *G. bulloides*, что может указывать на наступление более благоприятных условий для развития планктонных фораминифер. Выше по разрезу фиксируется тенденция постепенного снижения температур. В осадках, соответствующих поздним этапам МИС 3, встречено всего два вида: *N. pachyderma* sin и *G. bulloides*, причем частота встречаемости первого в некоторых палеосообществах достигает 100%. Фауна фораминифер, характерная для отложений МИС 2, даже в периоды увеличения их продуктивности имела более холодноводный облик по сравнению с предыдущим комплексом. Условия формирования комплекса были значительно суровее. Зафиксированные изменения концентраций фораминифер в отложениях, соответствующих МИС 1, колеблются от нескольких десятков в отложениях, соответствующих относительно похолоданиям, до нескольких тысяч экземпляров в осадках теплых периодов. Именно по резкому увеличению концентрации в осадках раковин фораминифер легко устанавливается граница между ледниковыми отложениями и осадками дегляциации [4]. Наблюдается заметное увеличение концентраций CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$.

Исследования поддержаны грантом № "13-05-90705-мол_рф_нр".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляева Н.В., Бурмистрова И.И. Планктонные фораминиферы в осадках Охотского моря // Океанология. 2003. Т. 43. № 2. С. 219–227.
2. Плетнев С.П., Черепанова М.В., Иванова Е.Д. и др. Биостратиграфическое расчленение верхнечетвертичных отложений Охотского моря на юге возвышенности Института Океанологии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 106–120.
3. Gorbarenko S.A., Southon J.R., Keigwin L.D. et al. Late Pleistocene Holocene oceanographic variability in the Okhotsk Sea: geochemical, lithological and paleontological evidence // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2004. V. 209. P. 281–301.
4. Чеховская М.П., Басов И.А., Горбаренко С.А. Позднечетвертичные планктонные фораминиферы северо-восточного окончания Курильской котловины (Охотское море, ст. В34-98) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 99–112.

This research explores the response of planktonic foraminifera to main paleoclimatic events in Okhotsk region and attempt to reveal the special characteristics of this proxy for interpreting the paleodata. We established certain foraminifera patterns and defined criteria that correspond to different paleoceanographic situations.

Рыбьякова Ю.В.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: rybiakova@poi.dvo.ru)

Палинологические исследования донных отложений Японского моря

Rybiakova Yu.V.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

Pollen researches of sea ground sediments of the Japan Sea

В настоящее время весьма актуальна задача исследования палеоклимата и палеосреды, в связи с быстрыми изменениями климата и необходимостью делать прогнозы. Поэтому, очень важны детальные палеоклиматические исследования ненарушенных осадочных пород. Особый интерес представляет изучение морских донных отложений, поскольку керны глубоководных осадков содержат информацию в более длительном возрастном диапазоне, по сравнению с континентальными отложениями. Кроме того, морские осадочные толщи защищены слоем воды в несколько километров. Они менее подвержены процессам метаморфизма, чем континентальные отложения, несмотря на активные процессы, протекающие на дне моря.

Палинологический или спорово-пыльцевой анализ (СПА) прочно зарекомендовал себя и успешно используется при изучении глубоководных кернов. Анализ предполагает определение и регистрацию ископаемых пыльцы и спор в образцах осадочных пород. Объектами анализа являются в первую очередь пыльца покрытосеменных и голосеменных растений, а также споры растений. Особенность данного метода состоит в хорошей сохранности пыльцевых зерен и спор, они почти не разрушаются, устойчивы при химическом воздействии. Пыльца и споры попадают на дно моря не только за счёт воздушного разноса, но и вместе с речным стоком. Кроме того, они хорошо транспортируются морскими течениями на различные, подчас весьма значительные расстояния [1]. Поэтому результаты СПА характеризуют существовавшую некогда растительность более или менее обширного региона.

Объектом изучения являются два керна донных морских отложений Японского моря. Точка отбора керна LV 32-33 расположена на севере Японского моря (46°28.808 с.ш., 139°0.294 в.д.) (рис. 1). Подъем со дна осуществляли с помощью гравитационной трубки. Пробоподготовка 120 проб для СПА проводилась по стандартной методике В.П. Гричука [2].

Для оценки изменений климатических условий в регионе рассчитаны два коэффициента: Кр и Т. В результате СПА определено 6 палинозон (рис. 2), в некоторых выделяются подзоны: 1. 0-60 см *Pinus s/g Haploxylon – Quercus*; 2. 60–195см *Quercus – Picea* sect. *Eupiceae*; 3. 195-220 см *Duschekia – Quercus*; 4. 220–470 см *Duschekia - Betula* sect. *Albae - Picea* sect. *Omorica*; 5.

470–550 см *Duschekia*; 6a. 550–620 см *Duschekia* – *Abies* – *Betula*; 6b. 620–670 см *Duschekia* – *Betula* sect. *Albae*; 6c. 670–780 см *Duschekia* – *Abies* – *Betula*; 6d. 780–820 см *Duschekia* – *Betula* sect. *Albae*.

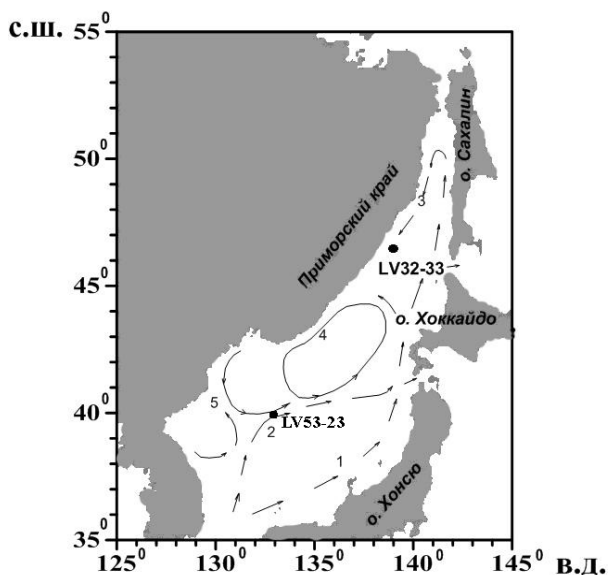


Рисунок 1. Расположение изученных кернов и схема поверхностных течений Японского моря: 1 – Цусимское, 2 – Восточно-Корейское, 3 – Шренка, 4 – Приморское, 5 – Северо-Корейское [3]

Таким образом, последовательная смена палинозон и подзон показывает, что, растительность из ольхового стланика и берез сменялись на хвойно-широколиственные и полидоминантные широколиственные леса.

Появление пыльцы дуба и последующее его долевое увеличение связано, вероятно, с потеплением в начале голоцена. Позднее сформировалась тайга с участием широколиственных пород. Коэффициенты отражают общую тенденцию климатических изменений.

Керн донных морских отложений LV 53-23-1 был отобран в центральной части моря, на подводной возвышенности Ямато (40°011'с.ш., 134°018'в.д.) (рис. 1). Пробоподготовка для СПА выполнена аналогично. По результатам СПА 137 образцов осадков были определены следующие 12 палинозон (рис. 3): 1. 0–25 см *Pinus* s/g *Diploxylon* – *Quercus*; 2. 25–45 см *Quercus* – *Pinus* s/g *Diploxylon*; 3. 45–90 см *Picea* sect. *Eupicea* – *Abies*; 4. 90–130 см *Picea* sect. *Eupicea* – *Pinus* s/g *Haploxylon*; 5. 130–190 см *Picea* sect. *Eupicea* – *Duschekia* – *Quercus*; 6. 190–225 см *Picea* sect. *Eupicea* – *Quercus*; 7. 225–280 см *Picea* sect. *Eupicea* – *Picea* sect. *Omorica*; 8. 280–365 см *Picea* sect. *Eupicea*

Cupressaceae; 9. 365–405 см *Picea sect. Eupicea* – *Quercus*; 10. 405–565 см *Picea sect. Eupicea* *Quercus* – *Pinus s/g Diploxylon*; 11. 565–610 см *Picea sect. Eupicea* – *Dusckekia*; 12. 670–750 см *Picea sect. Eupicea* – *Quercus* – *Cupressaceae*.

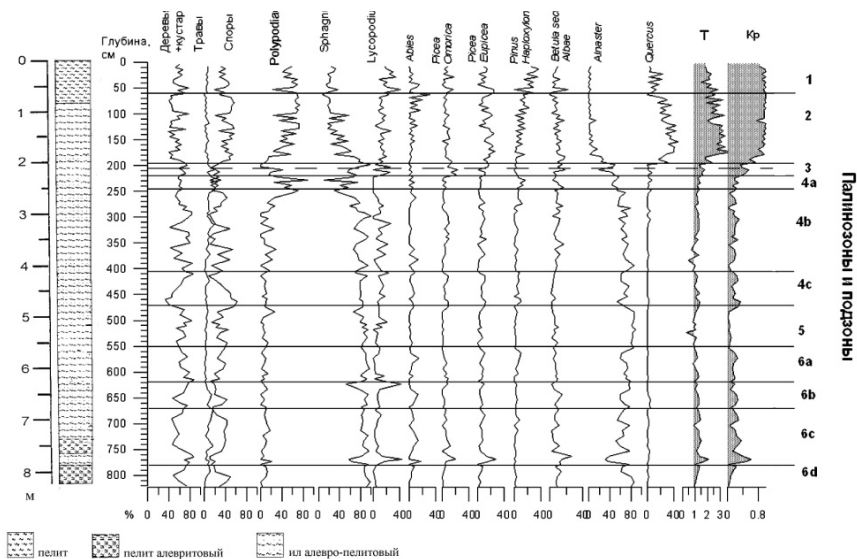


Рисунок 2. Результаты СПА керна LV32-33: общий состав пыльцы и спор (%), содержание отдельных видов пыльцы в группе древесных таксонов (%), палинологические коэффициенты: Кр, Т.

Таким образом, основными элементами растительности были *Picea sect. Eupicea*, *Pinus s/g Diploxylon*, *Quercus*, *Dusckekia*. В палиноспектрах данного керна отмечается присутствие пыльцы тсуги, что, скорее всего, объясняется географическим положением точки, которая относительно близка к северо-восточному Китаю, если сравнивать с расположением первого керна.

Работа выполнена при поддержке грантов МК-3466.2012.5, 13-05-00296, 12-05-31339.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сладков А.Н. Введение в спорово-пыльцевой анализ. М.: Наука, 1967. 270 с.
2. Чернова Г.М. Спорово-пыльцевой анализ отложений плейстоцена-голоцена. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2004. 128 с.
3. Яричин В.Г. Состояние изученности циркуляции вод Японского моря // Тр. ДВНИГМИ. 1980. Вып. 80. С. 46–61.

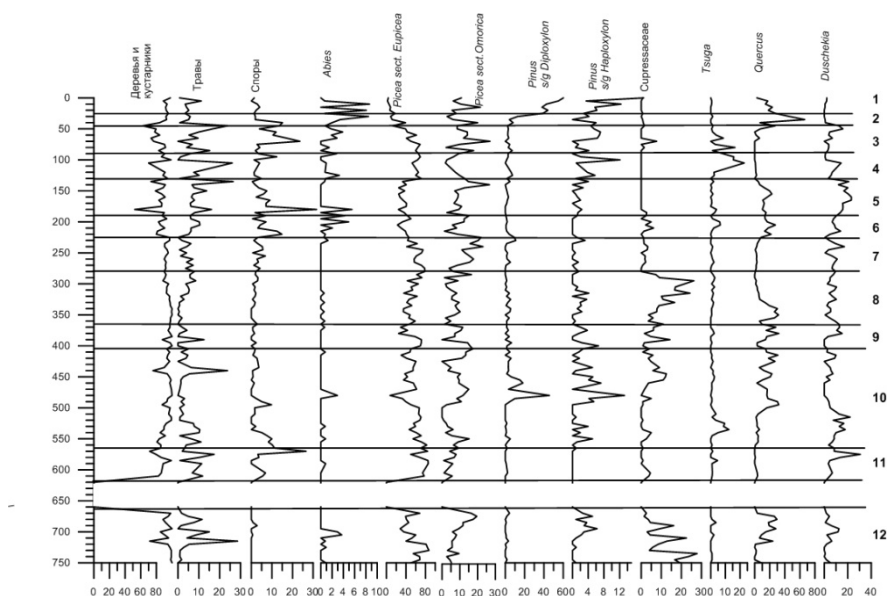


Рисунок 3. Результаты СПА керна LV53-23-1: общий состав пыльцы и спор (%), содержание отдельных видов пыльцы в группе древесных таксонов (%), палинозоны (1–12)

Pollen analysis is successfully enough used at studying of deep-water cores. The analysis assumes definition and registration of minerals of pollen and dispute in samples of sedimentary breeds and allows reconstructing stage-by-stage development of vegetation in the past and changes of climate.

Сапелко Т.В.¹, Анисимов М.А.^{2,3}, Носевич Е.С.²

(¹Институт озераведения РАН, г. Санкт-Петербург, tsapelko@mail.ru; ²СПбГУ, г. Санкт-Петербург, ³АНИИ, г. Санкт-Петербург)

Палинология голоценовых озерно-болотных отложений баренцевоморского побережья Кольского полуострова

Sapelko T.V.¹, Anisimov M.A.^{2,3}, Nosevich E.S.²

(¹Institute of Limnology, Russian Academy of Sciences, St.Petersburg; ²SPbGU, St.Petersburg, ³AARI, St.Petersburg)

Palynology of Holocene lakes-peat sediments of Barents Sea coastal basins on Kola Peninsula

Северо-западная часть Кольского полуострова освободилась от ледникового покрова в аллереде – позднем дриасе. В пребореальном и бореальном периодах происходили существенные изменения уровня Баренцева моря. Компенсационное изостатическое поднятие территории привело в периферических частях Кольского полуострова к отчленению морских заливов и превращению их в лагунные озера, широко распространенные на побережье Баренцева моря, в донных отложениях которых зафиксирована постепенная смена озерно-ледниковых отложений морскими и далее озерными осадками [1]. На основании изучения озер северного побережья Кольского полуострова, расположенных на разных высотных отметках относительно уровня моря, проводились реконструкции изменения уровня Баренцева моря в голоцене [2–4].

Изменения климата, тектоника и соответственно динамика береговых линий морей после отступления ледника, прежде всего, отразились на растительном покрове.

Выполненный обзор имеющихся палинологических данных по донным отложениям озер побережья Баренцева моря позволяет провести реконструкцию динамики растительного покрова в периоды активного влияния трансгрессивно-регрессивных фаз Баренцева моря.

Растительность позднего дриаса северной части Кольского полуострова представляла собой тундровые ландшафты с карликовой березкой и ивой. Подобные ландшафты реконструированы для озера КРЗ [4]. Индикаторами наиболее холодных периодов здесь является снижение процентного содержания *Salix* и увеличение процента *Artemisia*. Это указывает на неблагоприятные условия для развития кустарниковой растительности и снижение средних температур воздуха. Переход от позднего плейстоцена к голоцену зафиксирован и в других озерах, таких как озеро Потерянный зуб [5] и озеро Ярышное. [6]. В это время уровень всех озер был максимальным. В конце позднего дриаса и начале пребореала отмечается реакция растительности на потепление климата, проявившаяся в пиках процентного содержания карликовой березки, *Ericaceae* и *Poaceae*.

Потепление повлияло на распространение более богатой кустарниковой и травянистой тундровой растительности. Дальнейшее развитие растительности в пребореальном периоде связано с распространением березы. Сравнение палинологических данных трех озер показывает, что наиболее широкие пространства береза заняла в это время вокруг самого южного, наиболее удаленного от побережья Баренцева моря, озере Потерянный зуб. Сосна начинает здесь распространяться позднее в бореальном периоде около 9500–8000 кал. л.н. в районе всех рассматриваемых озер. В атлантическом периоде отмечается максимум распространения древесных пород.

Процесс торфообразования на севере Кольского полуострова начался с бореального периода. Палинологических данных по торфяникам значительно меньше [7–9], чем по озерам, однако, именно эти работы адекватно отражают изменения побережья Баренцева моря во второй половине голоцена.

Несмотря на имеющиеся многочисленные палинологические исследования рассматриваемого региона последние этапы голоцена изучены довольно плохо. Однако в последнее время в связи с повышенным интересом к изучению флуктуаций климата, вопросы изменения природной среды последних тысячелетий являются весьма актуальными для исследователей. Наши новые исследования на побережье Баренцева моря посвящены изменению растительного покрова последних этапов голоцена. На основе изучения торфяника в районе поселка Териберка проведена реконструкция растительности на протяжении 3500 лет. Полученные данные сопоставлены с результатами палинологических исследований острова Большой Олений в Кольском заливе Баренцева моря [10–11]. На острове отобраны образцы из небольшого озера, расположенного рядом могильника, исследованного археологами, и торфяника. Для адекватной реконструкции растительности прошлого, изучены поверхностные пробы. На два микрорегиона вокруг торфяника в районе Териберки и на полуострове Средний составлены геоботанические карты, очерчивающие ареалы основных растительных сообществ современной тундровой зоны и выявляющие основные закономерности их размещения.

Растительные сообщества имеют достаточно выраженную привязку к элементам рельефа. Березовые криволесья, достигающие 5 м в высоту, приурочены к межскальным понижениям и тыловым швам террас, более защищенных от ветра и имеющих большую мощность мелкозема. Типично тундровые ассоциации с обилием лишайников и карликовой березой занимают открытые пространства седловин и вершин увалов. На этих же позициях в понижениях, аккумулирующих обильную влагу, формируются висячие болота. К небольшим озерам, распространенным на изучаемой территории, приурочены эвтрофные болота. К ним же были отнесены обширные заболачивающиеся участки понижений на морских террасах.

Торфонакопление здесь обусловлено обильным питанием от поверхностного стока – временных водотоков, и небольших ручьев, не имеющих еще глубокого выработанного русла. Нередко такие ручьи берут начало из мелких озер на более высоких террасах, и текут по небольшим углублениям, питая более крупные ручьи, имеющие каньонообразные русла. Мезозвтрофное болото было отмечено на террасе сравнительно крупного озера.

В суббореальный период все полученные результаты палинологического анализа указывают на распространение лесотундровой растительности с преобладанием березы. Климатические условия были в это время здесь относительно теплые и влажные. В субатлантический период произошло снижение термофильной растительности. Климат становится холоднее. В настоящее время все изученные микрорегионы расположены в тундровой зоне примерно в 10 км за пределами современной границы леса хвойных северных. Северная граница *Pinus* проходит [в десятках километров к югу [12]. Бореальные виды представлены на западе Кольского полуострова, где южный тип тундры переходит в лесотундру. В результате можно сделать вывод, что современные ландшафты (представленные на выполненных картах) начали формироваться с начала субатлантического периода в результате похолодания в лесотундровой зоне на рубеже суббореального и субатлантического периодов.

Авторы выражают благодарность за поддержку в проведении исследований В.Я Шумкину, Е.М. Колпакову, А. И. Мурашкину и Л.А. Панкратовой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 13-05-01039-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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. 2001. V. 31. P. 155–177.
2. Snyder J.A., Forman S.L., Mode W.N., Tarasov G.A. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // Boreas. 1997. V. 26. P. 329–346.
3. Møller J.J., Yevzerov V.Y., Kolka V.V., Corner G.D. Holocene raised-beach ridges and sea-ice-pushed boulders on the Kola Peninsula, northwest Russia: indicators of climatic change // The Holocene. 2002. V. 12 (2). P. 169–176.
4. Kremenetski K.V., MacDonald G.M., Gervais B.R. et al. Holocene vegetation history and climate change on the northern Kola Peninsula, Russia: a case study from a small tundra lake // Quaternary International. 2004. V. 122. P. 57–68.
5. Gervais B.R., MacDonald G.M., Snyder J.A., Kremenetski K.V. *Pinus sylvestris* treeline development and movement on the Kola Peninsula of Russia: pollen and stomate evidence // Journal of Ecology. 2002. V. 90. P. 627–638.
6. Snyder J.A., MacDonald G.M., Forman S.L. et al. Postglacial climate and vegetation history, north-central Kola Peninsula, Russia: pollen and diatom records from Lake

Yarnyshnoe-3 // *Boreas*. 2000. V. 29. P. 261–271.

7. Кременецкий К.В., Ващалова Т.В., Горячкин С.В. и др. Динамика растительности и торфонакопления на западе Кольского полуострова в голоцене // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. отд. биол. 1997. Т. 102. Вып. 3. С. 39–45.

8. Янковская В. Результаты палинологического анализа изучения пальсы (Швеция, Россия) // Проблемы современной палинологии. Материалы XIII Российской палинологической конференции. Т. 1. Сыктывкар, 2011. С. 108–110.

9. Sapelko T., Nosevich E. Holocene palaeoenvironmental changes on the North Kola Peninsula: formation of modern landscapes // Abstracts of Past Gateways. First International conference and workshop. St.-Petersburg, May 13–17, 2013. P. 65.

10. Шумкин В.Я, Сапелко Т.В., Лудикова А.В., Мурашкин А.И. Комплексное исследование могильника на Большом Оленьем острове в Кольском заливе Баренцева моря // Материалы конференции по изучению четвертичного периода, Сыктывкар, 2005. С. 470–471.

11. Sapelko T., Nosevich E.S., Anisimov M. Vegetation history during Middle-Late Holocene on the North Kola Peninsula // Arctic Palaeoclimate and its Extremes (APEX), 6th international conference and workshop: Abstract volume. Oulanka, Finland, 2012.

12. Gervais B.R., MacDonald G.M. Tree-ring and summer-temperature response to volcanic aerosol forcing at the northern tree-line, Kola Peninsula, Russia // *The Holocene*. 2001. V. 11 (4). P. 499–505.

Lake sediments and bog deposition are the best sources for palaeoreconstruction. The vegetation is a function of climate, tectonic and coastline movements. As a result, the vegetation history shows landscape changes in studying region during Holocene.

Сафарова С.А.

(Москва, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, s.safarova@mail.ru)

**Исследования строения и развития Японского
глубоководного желоба (методом спорово-пыльцевого
анализа)**

Safarova S.A.

(Moscow, P.P. Shirshov Institute Oceanology RAS, s/safarova@mail.ru)

**Studies of the structure and development of the Japan deep-sea
trench (spore-pollen analysis method)**

Исследованы образцы 435 и 436 (координаты 39°44,09 с.ш., 143°47,59 в.д., и 39°55,96 с.ш., 145°33,47 в.д.). Отложения представлены зеленовато-серыми глинисто-диатомовыми илами. Спорово-пыльцевые спектры разных горизонтов на протяжении мощной толщи осадков довольно близки по составу преобладающих видов; вероятно, на склоне желоба происходило перемешивание осаждающегося материала. Отмечается ярко выраженное преобладание во всех образцах пыльцы хвойных пород, поэтому по палинологическим данным можно установить только достаточно длительные климатические фазы, используя в качестве индикатора пыльцу отдельных, редко встречающихся видов. В данном случае к ним относятся виды родов *Tsuga*, *Juglans*, *Corulus* и другие, свидетельствующие о более теплом климате в ту или иную эпоху. В результате анализа образцов установлены два периода, когда теплолюбивые элементы почти исчезали из спектра. Периоды увеличения в спорово-пыльцевых спектрах осадков содержания пыльцы более устойчивых к холоду и засушливости видов растений мы рассматриваем как отражение холодных ледниковых эпох. Находящийся между ними горизонт с большим участием теплолюбивых видов относим к межледниковью, причем климат этого межледниковья был чуть теплее современного. Изученные разрезы скважин 435 и 436 относятся к позднему плейстоцену. Наши данные согласуются с материалами исследований диатомовых водорослей и радиолярий, проведенных по этим же кернам. Известно, что в период последнего оледенения территория Сахалина и Японских островов, а также их шельфы представляли собой полуостров Ниппониду, почти полностью отделивший Японское море от океана, так что лишь с юга открывался узкий Корейский пролив. Судя по спорово-пыльцевым данным, на этой территории существовала темнохвойная тайга и лишь на крайнем юге сохранились смешанные и широколиственные леса. Сравнивая наши данные с материалами по акватории Японского моря [1], можно заметить, что в спорово-пыльцевых спектрах донных отложений последнего было больше недревесной пыльцы, чем в районе Японского желоба, что свидетельствует о преобладании степных и местами лесотундровых ландшафтов на прилегающих к

Японскому морю территориях Манжурии и Приморья. Это подтверждает, что время оледенения отличалось холодным засушливым климатом и соответствующей ему ксерофитной растительностью на континентах. Тем не менее, то, что около половины спектра в отложениях Японского моря и до 3/4 в Японском желобе составляла пыльца древесных растений, доказывает, что лесные сообщества не исчезали совсем, а на территории Ниппониды они даже господствовали благодаря увлажняющему воздействию океана. Лесные формации переместились к юго-восточной окраине азиатского материка, оставляя место в центральных частях континента степным, полупустынным и пустынным формациям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коренева Е.В. Споры и пыльца из донных отложений западной части Тихого океана. М.: Наука, 1964. 88 с.

Based on polynologic data, a study was made of the structure and development of the Japan deep-sea trench. The sediments under study belong to Late Pleistocene.

Свальнов В.Н., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; E-mail: senidol@yandex.ru)

Процессы четвертичной седиментации и формирование биостратиграфических ассоциаций в котловинах Юго-Восточной Атлантики

Sval'nov V.N., Dmitrenko O.B., Kazarina G.Kh.

(P. P. Shirshov Institute of Oceanology RAN, Moscow; E-mail: senidol@yandex.ru)

Quaternary sedimentation and formation of biostratigraphic associations processes in basins of the South-Eastern Atlantic

В юго-восточной части Атлантики образцы были собраны в 29-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (2009 г.): в юго-западном районе Ангольской котловины (колонка 2182 длиной 215 см, гл. 4990 см; 23°30.52' ю.ш., 04°17.19' з.д.); на севере Капской котловины – колонки 2189, 2190, 2194 и дночерпательные монолиты 2194-1, 2195 (35°20.56' ю.ш., 03°01.70' – 08°10.91' в.д.). Мощность вскрытых разрезов на глубинах 4708–5200 м составляла 5–475 см. Формирование пелагических океанских осадков во многом зависит от циркуляции вод и рельефа дна. В данном случае наибольший интерес представляют котловины и хребты с проходами в них для придонных вод, поскольку специфика осадкообразования и становления комплексов микрофоссилий (известкового наннопланктона, диатомей) в названных котловинах обусловлена их положением относительно Срединного Южно-Атлантического и Китового хребтов, глубинных проходов, а также циркуляцией придонных вод. Холодные антарктические придонные воды (АндВ) богаты растворенным углекислым газом, но обеднены карбонат-ионами, поэтому они агрессивны по отношению к карбонату кальция. Такие воды текут на север через Аргентинскую котловину и через бреши в возвышенности Риу-Гранди (каналы Вима и Хантер) проникают в Бразильскую котловину. К востоку от Южно-Атлантического хребта эти воды идут в Капскую котловину, а путь в Ангольскую котловину им преграждает ограничивающий ее с юга Китовый хребет. Из Бразильской котловины АндВ двигаются на восток через зону разлома Романш в срединном хребте, вызывая усиление растворения на своем пути. Имеющийся в зоне этого разлома порог на глубине 4300 м препятствует прохождению самых глубинных и холодных вод. Поэтому в Ангольскую котловину поступают придонные воды на 0.5° С теплее аналогичных вод Бразильской котловины, т.е. истинные антарктические холодные воды не проникают в Ангольскую котловину. Такой ситуации оказалось достаточно, чтобы компенсационная глубина карбоната-накопления (КГл) в последней находилась гораздо ниже (5400 м и более), чем в котловинах Бразильской и северной части Аргентинской (4800 м), а также в Капской (5100 м) [Ellis, Moore, 1973]. Положение КГл во многом

объясняет различия в литологических характеристиках и комплексах микрофоссилий в указанных котловинах.

Исследованные осадки получены в районе развития субантарктической конвергенции – южного полярного фронта (ЮПФ). Известно, что для наннопланктона и диатомей, населяющих исключительно поверхностные воды, ЮПФ является почти непреодолимым барьером. Он ограничивает с севера распространение холодолюбивой флоры диатомей, определяя ее эндемичность и максимальную для Мирового океана численность в поверхностном слое осадков. К северу от ЮПФ количество диатомей в осадках резко сокращается [Жузе и др., 1969; Казарина, Мухина, 1989]. Распространенная здесь ассоциация диатомей совмещает в себе элементы субарктической и тропической флор. Кроме того, фронт служит южной границей распространения теплолюбивой флоры наннопланктона.

В Капской котловине станции находятся в умеренной зоне на глубинах 4708-5200 м. Здесь усиливается влияние ЮПФ, диатомовые встречаются местами. Другие различия двух котловин определяются составом осадков, уровнем КГЛ, а также положением их относительно Китового хребта, препятствующего проникновению в Ангольскую котловину истинных холодных АнДВ, способных интенсивно растворять наннофоссилии [Свальнов и др., 2012]. На станциях Капской котловины вскрыты окисленные миопелагические глины с горизонтами железо-марганцевых конкреций, иногда с маломощными слоями карбонатных, известковисто-глинистых и глинисто-известковых илов.

Результаты изучения микрофоссилий показали существенную разницу в разрезах котловин. Колонка 2182 длиной 215 см расположена в Ангольской котловине на глубине 4990 м и представлена окисленными пестроцветными карбонатными осадками [Свальнов и др., 2012], содержащими наиболее представительный кокколитовый материал (рис. 1). Вид *Emiliania huxleyi* присутствует в интервале 0–25 см, определяя верхнюю кокколитовую зону [Gartner, 1977]. Ниже (гор. 25-115 см) следуют нерасчлененные зоны *Gephyrocapsa oceanica* (0.27-0.44 млн лет) + *Pseudoemiliania lacunosa* (0.44-0.92 млн лет), виды-индексы которых присутствуют совместно. Более ранние зоны этой схемы (*small Gephyrocapsa* и *Helicosphaera sellii*) в разрезе не выявлены. Возможно, соответствующие им осадки размывы и переотложены в вышележащие горизонты.

Глубже 115 см в разрезе постоянно присутствует вид-индекс нижней зоны раннего плейстоцена (1.51-1.65 млн лет) *Calcidiscus macintyreii*. Структура комплексов кокколитов предполагает более тепловодные условия во время образования верхней части разреза и наиболее холодоводную среду во время формирования гор. 170-175 см, что, вероятно, связано с усилением в это время подтока холодных вод, воздействием апвеллингов (канарская часть), и приближением ЮПФ. Интервалы с повышенным (0-56, 100-150 см) и пониженным (57-100, 150-

165см) содержанием кокколитов указывают на пульсацию ЮПФ и вариации условий существования наннофлоры.

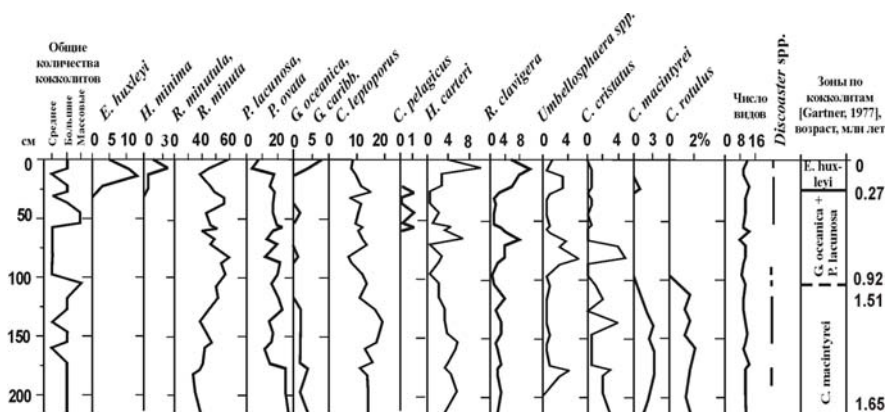


Рисунок 1. Распределение наннофоссилий в колонке 2182

В Капской котловине станции расположены в умеренной биogeографической зоне в худших для наннопланктона условиях. Располагаясь юго-восточнее, они в большей мере, чем ст. 2182, подвержены влиянию Бенгельского течения и одноименного апвеллинга. В четвертичное время к этому району неоднократно приближался ЮПФ, смещение его к северу в Атлантике составляло 6° широты [Ciesielski, Weaver, 1983]. Циркумполярное течение мощно подпитывало Бенгельское течение, расширяя и отодвигая на запад его трассу в раннем плейстоцене [Оськина, Дмитренко, 2011], что резко сказывалось на составе и численности остатков кокколитофорид в этом районе.

Осадки Капской котловины принадлежат верхнему плейстоцену, зоне *Gephyrocapsa oceanica*. Поскольку в них отсутствуют *Emiliania huxleyi*, *Pseudoemiliania lacunosa*, а также вид *Calcidiscus macintyreii* (индикатор нижнего плейстоцена), это ограничивает возраст отложений пределами 0.27–0.44 млн. лет [Gartner, 1977]. В колонках выделено 2 тепловодных интервала и 3 более холодноводных, отражающих пульсацию ЮПФ. Важным моментом является наличие субтропических видов, а также соотношение *Calcidiscus leptoporus* и холодноводного *Coccolithus pelagicus*. Численность последнего возрастает с севера на юг и с запада на восток в связи с поступлением более холодных вод Бенгельского течения, поставляющего этот вид из субполярных областей (рис. 2). Он почти не встречен в колонке 2182, его мало (1–2%) в разрезе ст. 2189.

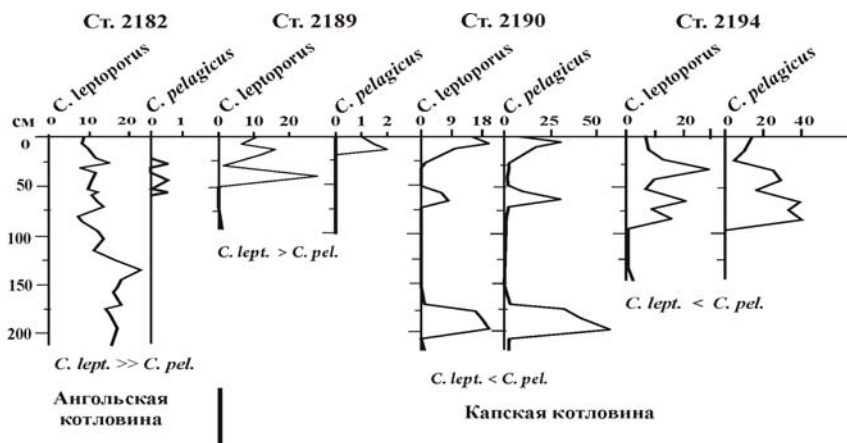


Рисунок 2. Соотношение численности кокколитов видов *Coccolithus pelagicus* и *Calcidiscus leptoporus* в Ангольской и Капской котловинах

Численность его резко возрастает в колонке 2190 и далее на восток (ст. 2194, 2194-1, 2195), образуя скопления до 40% и более.

Значительные количества диатомей обнаружены только в осадках колонки 2190 Капской котловины (рис. 3). Вниз по разрезу отмечаются существенные колебания процентного соотношения субантарктическо-антарктических и субтропическо-тропических видов, отражающие подвижки в положении ЮПФ во времени. Вместе с ныне живущими видами в ряде проб встречены вымершие биостратиграфически ценные виды, которые имеют как тропическую (*Nitzschia reinholdii*), так и антарктическую (*Hemidiscus karstenii*) природу. Находка первого (обр. 5 см колонки 2190) позволяет предположить отсутствие в данном разрезе отложений верхнего плейстоцена. Наличие по всей колонке единичных створок *Fragilariopsis doliolus*, вида-индекса одноименной четвертичной зоны по схеме Д.Баррона, и отсутствие *Nitzschia fossilis* определяют возраст отложений данного разреза в интервале не старше 0.7 и не моложе 0.3 млн. лет.

Состав диатомей свидетельствует о том, что за время накопления изученных осадков положение ЮПФ в данном районе дважды существенно менялось, смещаясь к северу (слои 2 и 4, см. рис. 3). В интервалах разреза 50–150 см и ниже 235 см смешанная субтропическо-субантарктическая флора замещалась субантарктическо-антарктической с небольшой долей субтропических элементов. При этом в более ранний временной эпизод (слой 4) перемещение ЮПФ к северу было выражено ярче.

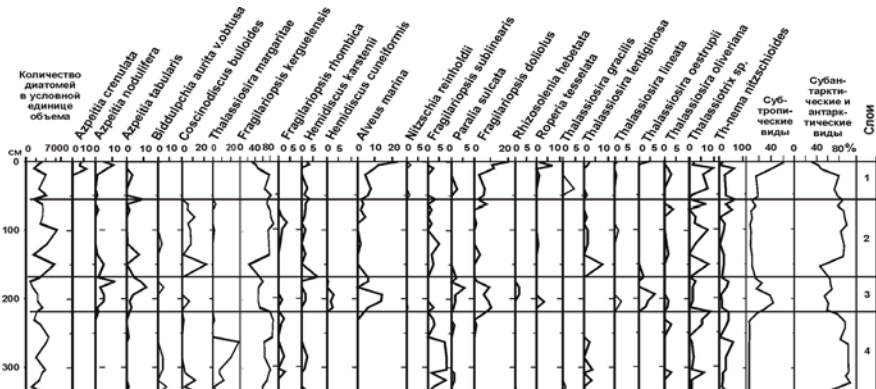


Рисунок 3. Распределение диатомей в колонке 2190

Исследования осадков Ангольской и Капской котловин Южной Атлантики показали, что на состав и распространение донных отложений и формирование комплексов микрофоссилий влияют температуры водной толщи, глубина карбонатной компенсации, а также расположение крупных морфоструктур — донных хребтов и проходов в них, определяющих движение водных масс и перемещение Южного полярного фронта.

Studies of the Angola and Cape basins sediments in the Southern Atlantic showed that the their structure and distribution, and formation of fossil assemblages are influenced by of water temperatures, depth of carbonate compensation, and also ground ridges, passes to them, and movement of the Southern polar front.

Смирнова М.А., Казарина Г.Х., Матуль А.Г.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва,
e-mail: Smirnova.ocean@gmail.com)

Палеоклиматические изменения в северо-западной части субарктической Пацифики за последние 20 тыс. лет по данным изучения диатомей

Smirnova M.A., Kazarina G.Kh., Matul A.G.

(P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Paleoclimate changes during the last 20ky in the northwestern subarctic Pacific based on diatom study

Для восстановления палеоклиматических изменений в северо-западной части Тихого океана за последние 20 тыс. лет изучались ископаемые диатомеи в осадках двух колонок международного проекта KALMAR, полученных в достаточно удаленных друг от друга районах – Беринговом море на севере хребта Ширшова (SO201-2-101KL) и на континентальном склоне Восточной Камчатки (SO201-2-12KL).

Значительная длина вскрытых колонками разрезов, полученных в районах высоких скоростей осадконакопления и детальный отбор проб, позволили получить стратиграфические и палеоокеанологические данные высокой степени разрешения на шкале нескольких десятков или первых сотен лет. Согласно возрастной модели, разработанной немецкими учеными и основанной на радиоуглеродных АМС-датировках абсолютного возраста, колонка SO201-2-12-KL охватывает последние 20 тысяч лет, а изученный интервал (верхние 200 см) колонки SO201-2-101KL – последние 25 тысяч лет [1].

В разрезах определены общая численность, видовой состав, биогеографические группировки диатомей, отвечающие определенным типам биотопов – неритические, открытоокеанические, ледовые, продуктивные [2–4] и по их процентному соотношению восстановлены параметры палеосреды. Удалось выделить, охарактеризовать и сопоставить региональные особенности проявления следующих палеоклиматических событий: конец последнего оледенения, потепление беллинг-аллеред, похолодание поздний дриас, а также флуктуации климата в голоцене.

В конце последнего оледенения в районе континентального склона Восточной Камчатки по данным изучения диатомей фиксируется четкая вертикальная стратификация воды. Комплексы, отвечающие данному временному интервалу, характеризуются очень низким количественным содержанием диатомей. Вместе с тем, видовой состав и структура ассоциаций, в которой доминирует *Thalassiosira latimarginata*, отвечают дихотермальной структуре водной толщи, формирование которой в СП по данным [4] происходило во время максимума последнего оледенения.

Берингово море в районе хребта Ширшова в это время, по-видимому, было полностью блокировано льдом, о чем свидетельствует полное отсутствие диатомей в соответствующих по возрасту осадках.

Во время межстадиала беллинг-аллеред в прикамчатском районе существовали открытоокеанические условия, для которых характерно преобладание в составе диатомей *Neodenticula seminae* (до 90%) и *Coscinodiscus marginatus* (до 15%) – видов, типичных для открытых глубоководных районов Северной Пацифики. В Беринговом море на хр. Ширшова во время потепления так же отмечается увеличение общей численности диатомей, однако, зафиксированы существенные отличия видового состава по сравнению со склоном Восточной Камчатки: доминирование ледовых и неритических продуктивных видов *Chaetoceros spp.* Такая видовая композиция может указывать на активное сезонное таяние льда и на благоприятные условия для повышения биопродуктивности в маргинальной ледовой зоне Берингова моря, в мелководных районах его северо-западной части.

В период похолодания поздний дриас в прикамчатском районе наблюдается резкое уменьшение общей численности диатомей, а так же существенные изменения соотношения наиболее массовых и контрастных по своей природе видов: *Fragillariopsis oceanica* – индикатора ледовых условий и *Neodenticula seminae* – индикатора открытоокеанических условий. Доминирующими постепенно становятся ледовые и арктобореальные виды. Все это указывает на активное формирование сезонного льда.

В начале голоцена, отложения которого представлены только в разрезе SO201-2-12KL, вероятно существовали контрастные сезонные условия. Наличие в осадках данного временного интервала небольшого количества ледовых видов говорит о том, что сезонное таяние льдов возможно в какой-то мере еще сохранялось, а присутствие тепловодной *Thalassiosira oestrupii* характеризует достаточно теплые условия летнего сезона.

Относительная удаленность друг от друга изученных разрезов позволила выявить специфику флористического отклика на климатические события различного масштаба, произошедшие за последние 20 тыс. лет в различных районах Северо-Западной Пацифики.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-00979-а и Программы фундаментальных исследований РАН № 23.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Max L., et al. Sea surface temperature variability and sea-ice extent in the subarctic Northwest Pacific during the past 15.000 years // *Paleoceanography*. 2012. V. 27, PA3213, doi:10.1029/2012PA002292.
2. Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана // Изд-во АН СССР, 1962. 260 с.

3. Kazarina G.Kh., Yushina I.G. Diatoms in recent and Holocene sediments of the North Pacific and the Bering Sea // *Berichte zur Polarforschung*. 1999. V. 306. P. 134–148.
4. Sancetta C. Effect of Pleistocene glaciation upon oceanographic characteristics of the North Pacific Ocean and Bering Sea // *Marine Geology*. 1985. V. 62. P. 55–68.

Diatom study of sediment cores from two regions of subarctic NW Pacific allowed to restore paleoenvironments during the last 20 ky and to reveal specifics of a microfloral response to climatic events on different time scales.

Субетто Д.А.^{1,2}, Андроников А.В.³

(¹Институт водных проблем Севера Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск;

²Российский государственный педагогический университет им. А.И.Герцена, г. Санкт-Петербург, e-mail: subetto@mail.ru; ³Lunar and Planetary Laboratory, University of Arizona, Tucson, USA)

Катастрофические природные события на рубеже плейстоцена и голоцена: результаты палеолимнологических исследований

Subetto D.A.^{1,2}, Andronikov A.V.³

(¹North water problems institute of Karelian RC RAS, Petrozavodsk; ²A. Herzen State Pedagogical University, St. Petersburg; ³Lunar and Planetary Laboratory, University of Arizona, Tucson, USA)

Catastrophic events on the Late Pleistocene–Holocene transition: some results of paleolimnological studies

Донные отложения озер являются подробными геологическими архивами, в которых сохранена информация о прошлых седиментационных и природно-климатических обстановках регионального и планетарного масштаба с разрешением от тысячелетий и столетий до года. В настоящее время активно ведутся палеолимнологические исследования на различных озерах на всех континентах. Большое внимание в этих исследованиях уделяется проблеме климатической изменчивости, особенно на рубеже позднего плейстоцена и голоцена. Активно ведутся научные исследования по корреляции природно-климатических событий, по созданию высокоразрешающих летописей природно-климатических изменений, основанных на детальном, послойном изучении разрезов озерных отложений с использованием современных методов исследований [1].

Смена климата от холодных, сухих условий позднего плейстоцена к тёплым и влажным условиям голоцена около 11500 лет назад привела к таянию ледниковых покровов, к изменениям в растительном покрове, в почвообразование и в гидрографической сети. Весь комплекс палеогеографических изменений привел к смене характера осадконакопления в озерах от преимущественно минерогенного к органогенному. Серые, минерогенные, глинистые отложения сменяются вверх по разрезу бурыми, зеленовато-коричневыми, органогенными осадками – илами или сапропелями. Этот переход был настолько резок, что во многих разрезах озерных отложений наблюдается четкая граница смены позденеледниковых отложений отложениями голоцена.

В истории развития современных озер гляциальной зоны выделяются два основных этапа осадконакопления – этап холодоводных, олиготрофных бассейнов и тепловодных с повышенной трофностью водоемов. Первый этап характеризует природно-климатические условия озерного

осадконакопления позднего плейстоцена, второй – условия голоцена. Формирование и развитие озер происходило в различных природно-климатических условиях, что находило отражение в смене характера процессов озерного седиментогенеза и их интенсивности и, следовательно, в строении донных отложений. В условиях холодного, арктического климата, господствовавшего на обширных территориях Северного полушария на протяжении позднего плейстоцена и, возможно, в начале голоцена, в озерах накапливались мощные глинистые отложения с низким содержанием органического вещества (менее 1–2%). Это свидетельствует о низкой продуктивности водных и наземных экосистем и о преобладании терригенного сноса с водосборных площадей над автохтонным образованием органического вещества. Этот этап озерного седиментогенеза можно назвать минерогенным этапом. В реликтовых озёрах, заливаемых в прошлом крупными приледниковыми бассейнами происходило накопление глинистого материала и формирование озерно-ледниковых ленточных, а позже гомогенных глин, образовавшихся в условиях трансформации от озерно-ледниковых обстановок осадконакопления к озерным условиям. Приледниковые озера подвергались сильной терригенной нагрузке, поэтому доля органического вещества в донных отложениях как аллохтонного, так и автохтонного происхождения ничтожно мала.

На рубеже позднего плейстоцена и голоцена около 11500 лет назад происходит резкая смена климатических условий от холодных и сухих к более теплым и влажным. Это повлекло за собой разрушение и таяние ледника последнего оледенения, перестройку ландшафтной структуры водосборов, изменение морфометрических характеристик озер, и, как следствие, смену ледниково-озерного седиментогенеза озёрными условиями седиментации. Ленточные глины замещаются вверх по разрезу гомогенными глинами, а они в свою очередь – илами (сапропелями). Переход от холодных, арктических условий позднего плейстоцена к теплым и влажным голоцена в Северном полушарии привел к серьёзным палеогеографическим изменениям. В растительном покрове произошла смена тундро-степных ценозов лесными сообществами и переход от азональности к зональности в распределении растительности, формируется устойчивый почвенный покров, усиливаются процессы деградации зоны вечной мерзлоты. Катастрофический спуск Балтийского ледникового озера на 25 м за короткий интервал времени, в связи с освобождением новых порогов стока в Центральной Швеции, привел к изменению порога стока и снижению уровня озер и полному исчезновению приледниковых бассейнов, а также к быстрой деградации ледника. Весь комплекс палеогеографических изменений привел к смене характера осадконакопления в озерах севера Европейской части России. Серые, минерогенные, глинистые отложения сменяются вверх по разрезу бурыми, зеленовато-коричневыми, органогенными осадками – илами или сапропелями. Минерогенный этап

седиментогенеза сменился органогенным этапом. Этот переход был настолько резок, что во многих разрезах озерных отложений можно наблюдать ясную, четкую границу смены позденледниковых отложений, отложениями голоцена. Тип донных отложений сменяется от серых глин позденледникового возраста к темно-коричневым сапропелям голоцена. Все это свидетельствует о катастрофических природно-климатических изменениях. Возраст этой границы составляет около 10000 лет и свидетельствует о запоздалой реакции наземных и водных экосистем на резкое потепление около 11500 лет назад [2].

Резкое изменение климата в позднем плейстоцене (позднеледниковое похолодание) связывают с резким ослаблением термогалинной циркуляции в результате массового поступления пресной воды в северную Атлантику из крупных приледниковых бассейнов Северной Америки и Европы. Есть и другая гипотеза, связывающая позднеледниковое похолодание с метеоритным ударом [3]. Согласно этой гипотезе, незадолго до начала похолодания около 12900 лет назад, крупный болид (диаметром до 4 км) взорвался над Лаврентийским ледниковым щитом Северной Америки. Последствия этого катастрофического события могли привести к резкому изменению климата. Если метеорит взорвался над Северной Америкой. Преобладающие движения воздушных масс с запада на восток могло перемещать микрочастицы, образовавшиеся при взрыве, достаточно далеко, в частности, в Западную и Восточную Европу [4]. Ряд исследований показал, что в позднеплейстоценовых осадках Западной Европы присутствует материал, который может быть связан с метеоритным ударом [5]. Микрочастицы, переносимые воздушным путем, могут накапливаться и сохраняться в осадках, образующихся в небольших водоемах. Была выдвинута идея, используя современные геохимические методы исследований (масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой), проверить наличие геохимических аномалий в озерных отложениях северо-востока Европы, могущих быть связанными с метеоритным ударом. Многие озера северо-запада России образовались около 14–15 тыс. к.л.н. [2], т.е., непрерывное осадконакопление началось в них еще до времени предполагаемого метеоритного удара, и геохимические следы такого события могут сохраниться в озерных осадках. Для того, чтобы выявить геохимические признаки метеоритного удара, проанализировали позднеплейстоценовые осадки из наиболее глубокой части оз. Медведевского (60°14' с.ш., 29°54' в.д., 102.2 м над у.м.), расположенного на Центральной возвышенности Карельского перешейка [6]. Вскрытая мощность донных отложений составила 3.5 м и они представлены позденледниковыми серыми песками и глинами и голоценовыми темно-коричневыми органогенными илами. Ранее исследование этого разреза позволило найти в нем тонкий прослой вулканического пепла Ведде, датированного 12.0 тыс. к.л.н. [7, 8]. Наличие метеоритного компонента

может быть определено на основании изменений в концентрациях таких элементов-маркеров, как Ni, Cr, Cu и элементов платиновой группы, которые в метеоритах присутствует в гораздо более высоких концентрациях, чем в земных осадках [9, 10]. Наиболее явным индикатором возможного присутствия внеземного компонента являются повышенные концентрации элементов платиновой группы [9], содержание которых в метеоритном веществе на несколько порядков выше, чем в земной коре (450 мг/т против <0.1 мг/т, соответственно) [10]. В исследованиях, связанных с определением наличия внеземного материала, возрастание концентраций Ir является важным индикатором присутствия метеоритного вещества в земных породах/осадках [9]. Геохимические исследования донных отложений оз. Медведевского показали, что содержание и особенности распределения микроэлементов в разрезе позднелейстоценовых осадков указывают на присутствие здесь материала из источников, нетипичных для озерных отложений региона. Можно предположить, что осадки оз. Медведевского содержат микрочастицы, образовавшиеся в результате метеоритного удара, произошедшего ок. 12900 к.л.н. Поскольку обогащение осадков оз. Медведевского маркирующими микроэлементами очень незначительно, то можно предположить, что территория СЗ России, вероятно, является наиболее удаленным восточным регионом распространения переносимого воздушным путем материала, образовавшегося в результате позднелейстоценового метеоритного удара.

Работа выполняется при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 13-05-01039, 13-05-41457)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. Санкт-Петербург: Издательство РГПУ им. А.И.Герцена, 2009. 339 с.
2. Subetto D. A., Wohlfarth B., Davydova N. N. et. al. // Boreas. 2002. V. 31. P. 1–19.
3. Firestone R.B., West A., Kennett J.P. et. al. // Proceed. Natl. Acad. Sci. 2007 V. 104. P. 16016–16021.
4. Bunch T.E., Wittke J.H., West A. et al. // Eos Transactions. 2008. № 89. Abst. PP13C-1476.
5. Israde-Alcantara I., Bischoff J.L., Dominiguez-Vasques G. et al. // Proceed. Natl. Acad. Sci. 2012. V. 109. P. 738–747.
6. Андроников А.В., Субетто Д.А., Lauretta D.S. и др. Поиск следов метеоритного удара: особенности распределения микроэлементов в позднелейстоценовых осадках оз. Медведевского (Карельский перешеек, Россия) // Доклады Академии Наук. Серия «Геохимия». 2013 (в печати).
7. Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А. // Изв. Рос. Геогр. Общ-ва. 2004. Т. 134. С. 79–82.
8. Wastegard S., Wohlfarth B., Subetto D.A., Sapelko T.V. // Journal of Quaternary Science 2000. V. 15. P. 581–586.
9. Sawlowicz Z. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1993. V. 104. P. 253–270.

The Late Pleistocene climate oscillation known as Younger Dryas (YD) cooling event is connected predominantly to a sharp decrease of thermohaline circulation in the Atlantic Ocean affecting the salinity in the areas where north Atlantic deep water is formed. Recently, a hypothesis was proposed relating the YD cooling to an extraterrestrial bolide impact. This hypothesis suggested that just before the onset of the YD cooling, 12.9 ka BP, a large bolide (up to 4 km in the diameter) exploded over the North American Laurentide Ice Sheet. The consequences of such a catastrophic event might have led to an abrupt climate change. Several studies showed that in the Late Pleistocene sediments of Western Europe is present material that could be related to meteorite impact. Many lakes of NW Russia are known to exist as long as from 14–15 ka BP, i.e., continuing sedimentations started there before time of the suggested meteorite impact. Therefore, geochemical fingerprints of such an event could be preserved in such lakes' sediments. In a search for fingerprints of the extraterrestrial impact the Late Pleistocene sediments of Lake Medvedevskoye (60°14'N, 29°54'E, 102.2 m a.s.l., the Karelian Isthmus of NW Russia) have been studied. Concentration and distribution of trace elements across the sequence of the Late Pleistocene sediments from the lake Medvedevskoye display features consistent with the addition of materials other than those from a common source for the lake sediments of the region. We suggest that sediments of Lake Medvedevskoye carry microparticles related to the extraterrestrial event that occurred at ca. 12.9 ka.

Улановская Т.Е.¹, Калинин В.В.¹, Зеленщиков Г.В.²

¹ЗАО «ВолгоградНИПИнефть», Волгоград, e-mail: info@volgogradnilineft.com;

²ОАО «Южгеология», Ростов-на-Дону)

Климатическая цикличность и её влияние на эволюцию биоты (по материалам бурения в Чёрном, Азовском и Каспийском морях и на сопредельной суше)

Ulanovskaya T.E.¹, Kalinin V.V.¹, Zelenschikov G.V.²

¹CJSC «VolgogradNIPIneft», Volgograd; ²JSC «Uzhgeologia», Rostov-on-Don)

Climatic cyclicity and its influence on the evolution of the biota (on materials of drilling in the Black, Azov and Caspian Seas and the adjacent land)

Осадочные толщи земной коры в любом реальном разрезе легко разбиваются (по литологическим и палеонтологическим признакам) на секвенции – они же циклиты. Природу докембрийских циклитов расшифровать трудно: среда и биота в отдалённом от современности отрезке времени были принципиально иными и к тому же картина в целом по этому интервалу разреза затушёвана метаморфизмом пород. Циклиты фанерозоя более доступны пониманию и описывались С.Л. Афанасьевым, Л.Н. Ботвинкиной, Ю.А. Жемчужниковым, Ю.Н. Карогодиным, А.П. Лисицыным, Н.Б. Вассовичем, М.Г. Бергером, В.А. Зубаковым, В.П. Юрковцом и др. Авторы изучали циклиты фанерозоя в разных регионах – Средней Азии, Казахстане, Южной Сибири, но наиболее подробно – на южной окраине Восточной Европы, включая российский, украинский и казахстанский секторы Чёрного, Азовского и Каспийского морей. Была подтверждена справедливость мнения о том, что циклическое строение разрезов – это производная глобальных колебаний климата, т.е. чередований во времени двух **типов климатических режимов Земли** с условными названиями **оранжерейный** и **ледниковый**. Циклит – это овеществлённый результат осадконакопления в течение одного полного цикла колебаний климата и сопутствовавших им эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Сложная многопорядковая иерархия циклитов не поддаётся строгой систематизации, а их подразделение на гигантские, крупные, средние и мелкие или на магна-, мега-, макро-, мезо- и микроциклиты условно. Циклиты самых низких порядков в этом иерархическом ряду, формировавшиеся в короткие интервалы времени (которые могут равняться даже одному году и одним суткам), в разрезах, как правило, не улавливаются. Формирование одного из циклитов очень высокого порядка началось в конце раннего мела и пока ещё не завершено.

Основным предметом исследований авторов были достаточно мелкие циклиты, которые при их выделении в конкретных разрезах оценивались как элементарные. Местные и региональные стратиграфические схемы, не

подогнанные под систему таких циклитов, неудобны в практическом применении и поэтому обречены на недолговечность. Далее речь пойдёт именно о таких мелких циклитах, которые отделены один от другого резкими границами, обязательно несогласными, соответствующими перерывам разной длительности – от колоссальных до диастем.

Десятки тысяч скважин, пробуренных в акваториях Чёрного, Азовского и Каспийского морей и на сопредельной суше, прошли (частично или полностью) мезозойско-кайнозойские отложения в стратиграфическом интервале от триаса до квартера. В нижней толще интервала (до кровли нижнего миоцена) преобладают **морские фации**, бассейном осадконакопления для которых был древний океан Тетис. Проявление цикличности в этой толще ясное, мощность циклитов варьируется от ничтожно малой до нескольких десятков метров, их структура двучленная. Нижняя часть циклита – это отложения фазы оранжерейного климатического режима (с её потеплением климата, высоким содержанием углекислого газа в атмосфере и высокими температурами в полярных широтах – **тёплый полуциклит**), верхняя часть циклита накапливалась в фазу ледникового климатического режима (с её похолоданием климата, низким содержанием углекислого газа в атмосфере и оледенением на полюсах – **холодный полуциклит**). Каждому из двух полуциклитов присущ свой набор разновидностей пород.

Из окаменелостей в отложениях распространены в основном беспозвоночные (простейшие, губки, кораллы, мшанки, моллюски, иглокожие, брахиоподы, остракоды, черви и др.), водоросли, споры и пыльца, иногда обильны остатки хордовых (главным образом рыб).

Развитие биоты подчинялось колебаниям климата. Прослеживая путь жизни по разрезам тысяч скважин, знакомясь с комплексами окаменелостей в сотнях тысяч образцов пород, авторы отчётливо различали сосуществовавшие в геологическом прошлом две непохожие биоты, которые не имели общих видов и стремились к обособлению одна от другой и во времени, и в пространстве. Бассейн осадконакопления был местом обитания обеих биот, но они осваивались в нём поочерёдно, в противофазе одна с другой. Эти конкурировавшие между собой «за место под солнцем» **биоты** получили название **прогрессивной** и **консервативной**.

Прогрессивная биота использовала для своего пышного расцвета комфортную среду оранжерейных климатических режимов – с обилием в бассейне осадконакопления тепла, нормальной солёностью его вод, их высокой насыщенностью кислородом. Она представлена высокоорганизованными формами, количественно и таксономически богата, быстро эволюционировала. Полное обновление своего видового состава прогрессивная биота претерпевала за короткий интервал времени, измеряемый небольшим числом состоявшихся циклов. Века каждого вида прогрессивной биоты были недолги. Приблизительно в середине тёплых

полуциклитов, которая соответствует максимуму климатических оптимумов, комплексы прогрессивной биоты особенно массовы и характеризуются наибольшим биоразнообразием. Кальцитовые (или находящиеся в виде кальцитовых ядер) скелеты организмов нередко являются здесь породообразующими. Оранжевые климатические режимы в целом оставляют впечатление биологического подъёма на Земле.

С наступлением ледниковых климатических режимов в бассейне осадконакопления возникали экстремальные условия, приемлемые только для консервативной биоты. Она состояла из примитивных форм, количественно и таксономически была значительно беднее прогрессивной биоты, обладала замедленным темпом эволюции. Чтобы её видовой состав полностью обновился, должно было пройти длительное время и состояться большое число циклов. Видам консервативной биоты свойственно долгожительство, иногда даже феноменальное. Важнейший строительный материал скелетов – кремнезём. Расцвет консервативной биоты в фазы ледниковых климатических режимов всегда был лишь относительным и происходил на фоне общего биологического упадка на Земле. В разрезах холодных полуциклитов, в направлении снизу вверх, комплексы консервативной биоты неуклонно обедняются – признак продолжающегося угасания жизни. Но усугублявшаяся суровость среды в конце концов и эту биоту вынуждала к капитуляции. Холодные полуциклиты венчают немые слои и пачки – образования максимумов климатических пессимумов. Холод, оледенения, обмеление дна, опреснение и углекислотное заражение вод бассейна осадконакопления составляли тот букет неблагоприятных факторов, который делал вымирание консервативной биоты неизбежным.

Имеются все основания предполагать, что каждая из биот в «не своём» климатическом режиме совсем не исчезала с лица Земли, а лишь сокращала свой ареал, в связи с чем оказывалась за пределами изучавшегося бассейна осадконакопления, вне поля зрения авторов. Прогрессивная биота, захватывая жизненное пространство бассейна в фазы оранжевых климатических режимов, вытесняла консервативную биоту на полюса и большие глубины Мирового океана. В фазы ледниковых климатических режимов она, «не по своей воле» освобождая бассейн осадконакопления, отступала к экватору и там переносила невзгоду в ожидании начала очередного цикла. Смешивание двух биот и совместное присутствие их представителей в одной породе наблюдается только в интервалах перехода тёплых полуциклитов в холодные (отложения «поворотов» по В.А. Зубакову). В отвечающее переходным интервалам время прогрессивная биота ускоренно покидала бассейн осадконакопления, а консервативная с той же скоростью его заселяла. Об этом свидетельствует последовательное изменение количественного соотношения долей двух биот по вертикали разреза. На границе же между циклитами переходного интервала не бывает. Каждое возвращение в бассейн прогрессивной биоты в начале нового цикла выглядит внезапным.

Цикличностью регулировалась и ротация обеих биот. Видовой состав той и другой в новом циклите то больше, то меньше обновлён по сравнению с циклитом предыдущим: в их комплексах появляются виды, ниже по разрезу неизвестные. Величина скачка в обновлении видового состава прогрессивной биоты, фиксируемого в подошве любого тёплого полуциклита, пропорциональна масштабу предшествующего биотического кризиса. Из числа видов прогрессивной биоты, оставлявших бассейн осадконакопления после пика климатического оптимума, одни могли вернуться в него в следующем цикле, другие навсегда сходили с биологической сцены. В консервативной биоте впервые появляющиеся виды – редкость.

Самой информативной палеонтологической группой, которая в основном и позволила сделать вышеизложенные выводы о реакции прогрессивной и консервативной биот на колебания климата, являются **фораминиферы**. Это благодарный объект исследований с множеством достоинств: они распространены повсеместно (исключая немую терминальную часть циклитов), имеют хорошую сохранность (по сравнению даже с радиоляриями) и мелкие размеры (макрофауна против них проигрывает, так как попадает в керн редко и, как правило, в виде фрагментов), доступны для изучения простыми методами. Распределение фораминифер по всей толще – бросающаяся в глаза неукоснительного, без каких-либо сбоев, функционирования могучей машины климатической цикличности, которая определяла лицо всего осадкообразовательного процесса. От слоя к слою в разрезах меняется частота встречаемости фораминифер и количественное соотношение в их сообществах 4-х экологических типов группы: планктона, секреторного бентоса, высокоорганизованного агглютинирующего бентоса и примитивного агглютинирующего бентоса. В стартующих в максимумы климатических оптимумов богатейших сообществах фораминифер нет только примитивного агглютинирующего бентоса. Доминирует в них планктон. Далее в разрезах циклитов в направлении по восходящей с сообществами фораминифер происходят следующие перемены: они приобретают примитивный агглютинирующий бентос, но при этом теряют вначале планктон, затем секреторный бентос, а в дальнейшем и высокоорганизованный агглютинирующий бентос. Уцелевший примитивный агглютинирующий бентос как бы замахивается на расцвет, но и численно, и по биоразнообразию он получается весьма бледным. Пройдя состояние слабой вспышки в развитии и эти сообщества фораминифер берут курс на убыль и на финише, ближе к кровле циклита, сходят на нет. Подобная цепь событий повторялась в каждом цикле. По мере обеднения сообществ вверх по разрезу наиболее устойчивым и поэтому выживавшим дольше других часто оказывался один и тот же набор родов и даже видов (оппортунистов). Это обстоятельство делало много холодных полуциклитов

подряд неотличимыми по своей палеонтологической характеристике (рекуррентные фауны).

Циклиты крайне редко бывают симметричными, с парой полуциклитов одинаковой мощности. Обычно же дело приходится иметь с асимметричными циклитами, урезанными то снизу, то сверху за счёт частичного или полного выпадения из разреза одного из полуциклитов. Например, верхний мел Каспийского моря (со всеми его ярусами от сеномана до маастрихта) – это пакет из одних только тёплых полуциклитов. Майкопскую серию (верхний олигоцен – нижний миоцен) повсюду на рассматриваемом пространстве слагают, напротив, холодные полуциклиты. Тёплые же полуциклиты, притом укороченные или даже с эфемерной мощностью, присоединяются к циклитам снизу лишь иногда. Источником ценной информации о полных циклитах являются 4-е яруса палеогена Предкавказья и низовьев Дона – танета, ипра, лютета и бартона. Большинство принадлежащих им циклитов чётко распадается на два полноценных полуциклита с резко контрастирующими по своим признакам биотами.

Прогрессивная биота тёплых полуциклитов в течение времени от начала танета и до конца бартона успела поменяться несколько раз, о чём можно судить хотя бы по названию (заполняющих стратиграфический объём 4-х ярусов) зон по планктонным фораминиферам: *Globorotalia pseudomenardii*, *Acarinina subsphaerica*, *A. acarinata*, *Globorotalia subbotinae*, *G. marginodentata*, *G. aragonensis*, *Acarinina bullbrookii*, *A. rotundimarginata*, *Globigerinatheka subconglobata*, *G. index*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerina turkmenica*. В кульминационные мгновения развития прогрессивной биоты плотность расселения мириад её фораминифер была невероятно высокой, в их сообществах насчитывается до нескольких сотен видов огромного множества родов (семейства *Haplophragmoididae*, *Textulariidae*, *Ataxophragmiidae*, *Miliolidae*, *Lagenidae*, *Polymorphinidae*, *Discorbidae*, *Siphoninidae*, *Pseudoparrellidae*, *Epistominidae*, *Ceratobuliminidae*, *Asterigerinidae*, *Anomalinidae*, *Nonionidae*, *Chilostomellidae*, *Buliminidae*, *Bolivinitidae*, *Heterohelicidae*, *Globigerinidae*, *Globorotaliidae*, *Hantkeninidae*, «крупные» фораминиферы). Фораминиферовая же составляющая консервативной биоты прошла через холодные полуциклиты 4-х ярусов транзитом, почти не подвергаясь изменениям или иногда слабо меняясь в основном на уровне видов и подвидов. Имели место кратковременные всплески в развитии сообществ этих фораминифер, но плотность их расселения всё же не достигала слишком высоких значений, а биоразнообразие было не более чем скромным. Типичные и характерные роды в составе сообществ – *Rhizammina*, *Rhabdammina*, *Hyperammina*, *Psammospaera*, *Saccammina*, *Proteonina*, *Reophax*, *Recurvoides*, *Ammobaculites*, *Ammomarginulina*, *Pseudocyclammina*; наиболее часто встречающиеся виды – *Rhizammina indivisa* Brady, *Proteonina* ex gr. *diffflugiformis* (Brady),

Reophax suzakensis N. Byk., *Ammobaculites midwayensis* Plumm., *Pseudocyclamina discaminaeformis* Subb.

Граница между мезозоем и кайнозоем (в сводной последовательности) совпадает с границей между двумя циклитами – последним меловым и первым палеогеновым. Она привлекает к себе повышенное внимание по причине сопряжённости с ней пресловутого «великого мелового вымирания» и выбивается из ряда похожих на неё стратиграфических границ только размахом биотического кризиса конца мезозоя. Последний был обусловлен необычайной мощностью соответствующего климатического пессимума. Циклиты приобретали черты своеобразия, если формировались в какой-либо специфической обстановке. Например, в бескарбонатной флишоидной толще таврической серии и её аналогов (триас – низы юры, Чёрное и Азовское моря, Крым, Предкавказье) цикличность плохо различима, а органические остатки чрезвычайно редки или совершенно отсутствуют. Она накопилась в глубоководном море, ниже уровня карбонатной компенсации. Агрессивная по отношению к карбонатам среда препятствовала интенсивному распространению жизни и способствовала разрушению кальцитовых скелетов. Это оставило след в облике циклитов.

Описанная картина климатической цикличности приложима только к толщам морского происхождения. Но в неё потребуются вносить поправки, если в толщах появлялся, а тем более будут господствовать, **неморские фации**. Таких толщ, которые объединяют (находящиеся в них в разных пропорциях) морские, переходные и континентальные фации, а также фации морей с аномальной солёностью, на рассматриваемом пространстве много. Они участвуют в строении разреза отдельных участков или распространены везде, как например, толща отложений опреснённых морей Восточного Паратетиса и его реликтов интервала средний миоцен – квартал. Поведение неморской биоты (в том числе наземной фауны и флоры – атрибута континентальных фаций) тоже зависело от колебаний климата.

Корреляции между трансгрессиями и оранжерейными климатическими режимами, а также регрессиями и ледниковыми климатическими режимами не существует. В процесс цикличности вмешивалась **тектоника**, которая в значительной степени и управляла трансгрессиями и регрессиями. Важность знаний о циклическом строении осадочных толщ в геологии невозможно переоценить. Качественную **стратиграфическую схему** не создать, если не опираться на каркас из циклитов, как на некую твердь.

The body of Mesozoic-Cenozoic marine deposits is built of cyclites. In a vertical row of cyclites may be observed an alternation between the two different biotes – progressive and conservative. It reflects the climatic fluctuation in the geological past. Frame of cyclites should serve as the basis for the stratigraphic charts.

Фидаев Д.Т., Емельянов Е.М.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, fidaev@atlas.baltnet.ru)

Состав и строение нижнеголоценовых осадков Северной и Юго-Восточной Балтики (Балтийское море)

Fidaev D.T., Emelyanov E.M.

(Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Kaliningrad)

Composition and structure of lower Holocene sediments of North and South-East Baltic (Baltic Sea)

С целью палеогеографических реконструкций обобщены имеющие в базе данных Атлантического отделения ИО РАН (г. Калининград) аналитические данные по 200 колонкам донных осадков Балтийского моря. Колонки осадков длиной от 1.5 до 15 м были отобраны в 1970–1990 гг. сотрудниками лаборатории геологии Атлантики под руководством Е.М. Емельянова.

Десятки колонок были стратифицированы при помощи диатомового и палинологического методов, остальные по данным литостратиграфического метода [1, 2].

В данном докладе авторы приводят лишь часть полученных материалов – сведения о распространенности и мощности гомогенных и гидротроилитовых глин, накопившихся в раннем голоцене (рис. 1), залегающих на ленточных глинах верхнеплейстоценового возраста (Балтийского ледникового озера).

Нижнеголоценовые глины, относящиеся к стадиям Иольдиевого моря и Анцилового озера, образованы в пребореальном (10–9.2 тыс. л.н.) и бореальном (9.2–7.8 тыс. л.н.) климатическом условиях [1, 3, 4]. Во впадинах нижняя граница осадков выражена тонкими прослоями алевритов или песков, а по бортам впадин базальными горизонтами песков.

Морские иольдиевые осадки представлены тонкодисперсными глинами серого, палево-серого и коричневого цветов, гомогенной и пятнистой текстуры, обусловленные гидротроилитовыми пигментами. Содержание пелитовой фракции (< 0.01 мм) во впадинах достигает 80–90%, уменьшаясь к окраинам впадин до 65–75%. Глины содержат 5–15% CaCO_3 , что отличает их от бескарбонатных залегающих стратиграфически выше, озерных анциловых глин. Граница между морскими иольдиевыми и озерными анциловыми глинами фиксируется появлением стратифицированного горизонта гидротроилитовых глин, мощностью 10–20 см.

Озерные анциловые осадки представлены гомогенными глинами серого и голубовато-серого цветов с двумя-тремя горизонтами (10–30 см) черных глин с гидротроилитом. В гранулометрическом составе глин, содержание пелитовой фракции заметно меньше (обычно 60–70%), чем в

иольдиевых глинах, а содержание $\text{CaCO}_3 < 1.0\%$, реже 2–3%.

Осадкообразование в иольдиевом море и анциловом озере происходило как в прибрежных участках, так и во впадинах [1, 5], но более или менее детальному описанию подверглись лишь осадки впадин современного моря [1, 6, 7, 8].

Связано это с тем, что ударные геологические трубки, используемые для отбора колонок, не пробивали толщи прибрежных, обычно песчано-алевритовых осадков.

Карта распределения нижнеголоценовых осадков и их мощностей (рис. 2) составлена нами в контурах современного Балтийского моря, так как к настоящему времени береговая линия иольдиевой и анциловой стадий реконструирована лишь приблизительно [9].

Мощности нижнеголоценовых глин колеблется от нулевых значений (на обнажающихся моренных холмах и банках) до 6–7 м в Гданьском заливе вблизи устья р. Вислы. Обычно они составляют 2–3 м. Основная масса глин локализована во впадинах на глубинах 80–250 м. Наиболее мощные и полные разрезы глин сосредоточены в Гданьской (более 6 м), северной части Готландской (более 4 м), северной части Северобалтийской (до 4 м) впадин. На склонах впадин, подводных банках и в мелководных районах моря глины размываются, что приводит к уменьшению их мощностей, либо до полного их отсутствия. На таких участках выходы иольдиево-анциловых глин покрыты тонким слоем (0.5–5 см) реликтовых песчано-гравийных осадков.

Нижнеголоценовые гомогенные и гидротроилитовые глины представляют единый литологический комплекс, так как существенные изменения обстановки осадконакопления, кроме кратковременных застойных условий, когда накапливались гидротроилитовые горизонты, они наблюдаются либо только в подошве иольдиевых (базальные горизонты), либо только в кровле анциловых осадков. Данный литологический комплекс во впадинах перекрыт морскими литориновыми илами, а на береговых мелководьях песками и алевритами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море // Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
2. Emelyanov E.M. Baltic Sea: Geology, geochemistry, paleoceanography, pollution. Kaliningrad: Yantarny skaz, 1995. 120 pp.
3. Кессел Х.Я., Давыдова Н.И., Блажчишин А.И. Пыльца и диатомовые из колонок глубоководных впадин Балтики // Изв. АН Эстонской ССР. Сер. химия, геология. 1973. № 4. С. 345–353.
4. Yuspina L.F., Savukuniene N. Polen grains, spores and diatoms // Geology of the Gdansk basin. Baltic Sea. Kaliningrad: Yantarny skaz, 2002. P. 118–134.

5. Емельянов Е.М., Романова Е.А. Палеогеографические карты Балтийского моря (по временным срезам от 10500 до 7000 лет назад). // Геология океанов и морей. Тезисы докладов 9 Всес. школы морской геологии. М. 1990. Т. 1. С. 45.
6. Блажчишин А.И., Лукашев В.К. Литолого-стратиграфические комплексы позднечетвертичных отложений. // Осадкообразование в Балтийском море / Ред. А.П. Лисицин, Е.М. Емельянов. М.: Наука, 1981. С. 232–246.
7. Емельянов Е.М., Бустрем К., Тримонис Э.С. и др. Стратиграфия и состав опорной колонки из Готландской впадины (Балтийское море) // Океанология. 1995. Т. 35. № 1. С. 108–114.
8. Свиридов Н.И., Емельянов Е.М. Фациально-литологические комплексы четвертичных отложений Центральной и Юго-Восточной Балтики // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 3. С. 246–267.
9. Bjorck S. A review of history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP // Quaternary International. Copenhagen, 1995. V. 27. P. 19–40.

According to good stratified cores up to 7–15 m compiled the 34 lithological profile and map of the yoldia and ancylus clays and their thickness. Were compiled of their thickness (4–6 m) is located in the southern part of Gdansk, the northern part of Gotland and north-eastern part North Baltic deeps.

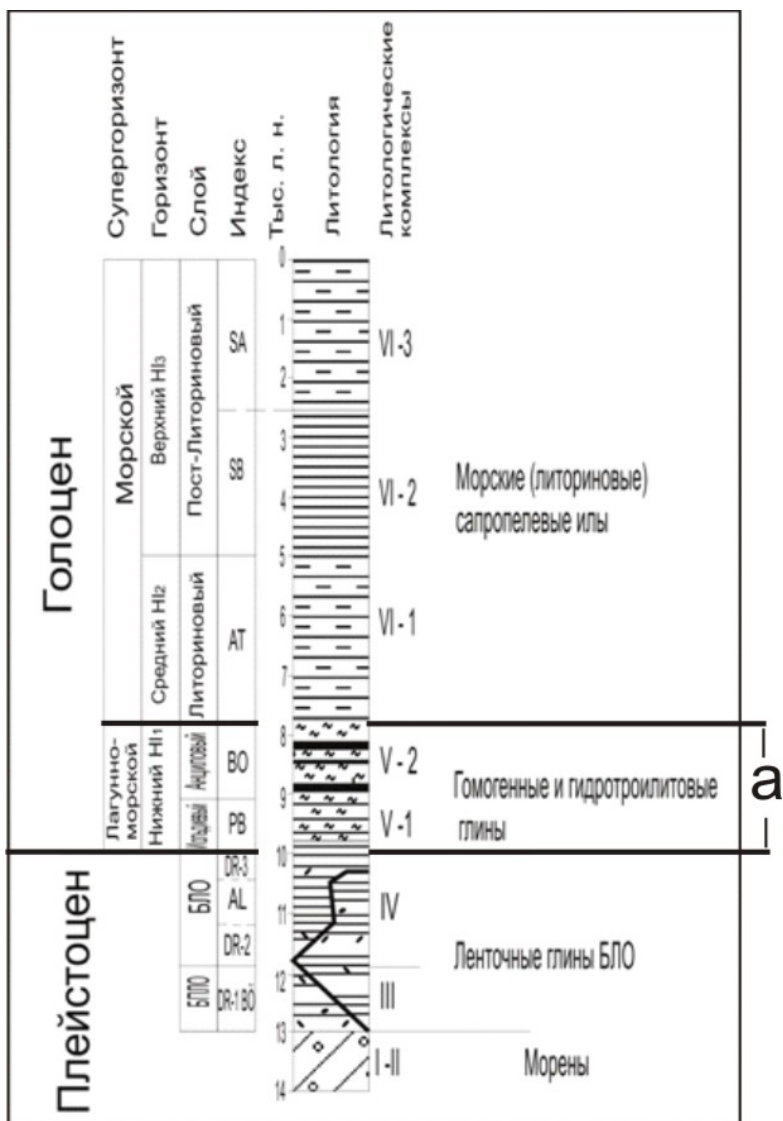


Рисунок 1 Принципиальная схема стратиграфии и литологических комплексов верхнечетвертичных осадков Балтийского моря [2].

а – жирными линиями показано положение литологического комплекса иольдиевых и анциловых глин, рассматриваемых в данном докладе.

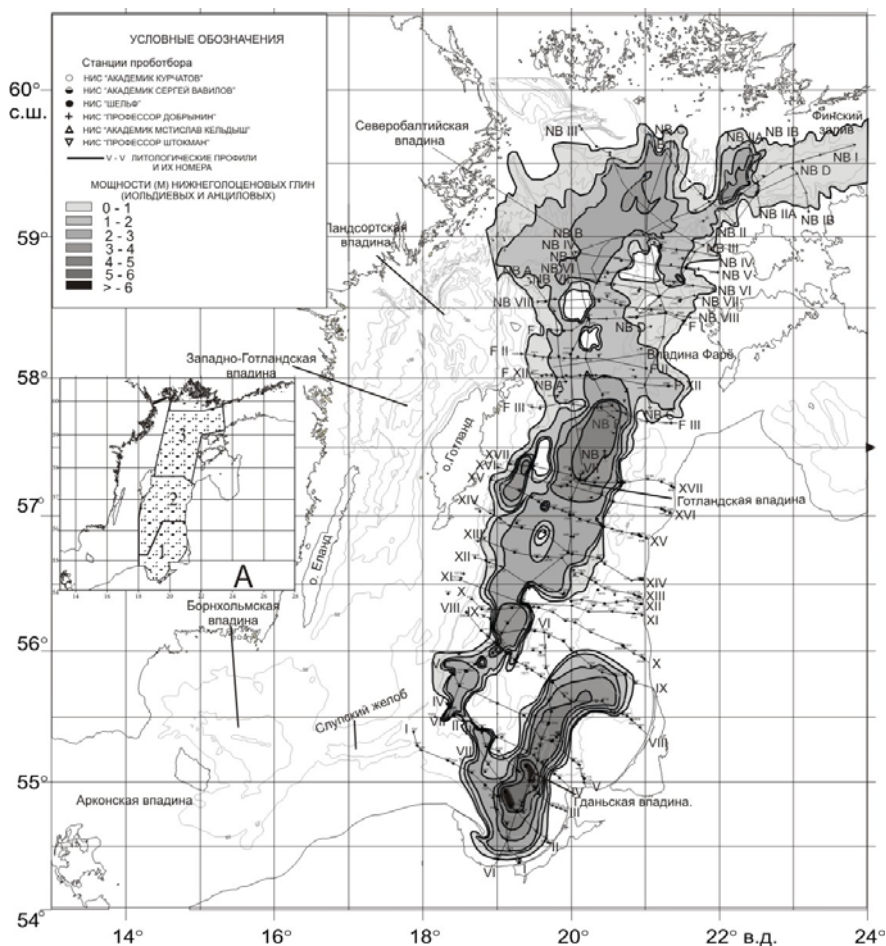


Рисунок 2 Распределение нижнеголоценовых осадков и их мощностей в Северной и Юго-Восточной Балтике.

А – положение изученного района в Балтийском море. 1 – 3 изученные районы: 1 – Гданьская впадина; 2 – Готландская впадина; 3 – Северобалтийская впадина.

Харин Г.С., Ерошенко Д.В.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, e-mail: kharin@atlas.baltmet.ru)

Геологическая история Ян-Майенского микроконтинента и Ян-Майенской горячей точки (Полярная Атлантика)

Kharin G.S., Eroshenko D.V.

(Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad)

Geologic history of the Jan Mayen Microcontinent and Jan Mayen Hot Spot

Ян-Майенский микроконтинент (ЯММ) многие исследователи отождествляют с Ян-Майенским хребтом, геоморфологически хорошо выраженным в Норвежско-Гренландском бассейне (НГБ) и связующим в виде подводного моста 2 вулканических острова – Исландию и Ян-Майен (рис. 1). Однако границы и площадь ЯММ, определенные по геофизическим данным, далеко выходят за пределы хребта, а состав его горных пород преимущественно осадочный [1]. Ян-Майенская горячая точка отождествляется с действующим вулканом Беренберг, расположенном на острове Ян-Майен. Возраст вулкана около 90 тыс. лет, а острова – 500 тыс. лет [2].

Вместе с тем, наличие прослоев пирокластики в палеогеновых осадках ЯММ и НГБ свидетельствует о том, что эксплозивный вулканизм начался гораздо раньше, 60-50 млн. лет. Мы поставили цель проследить геологическую историю ЯММ, время возникновения и этапы вулканизма и магматизма, связанные с ним. В работе использованы многочисленные публикации и оригинальные данные, полученные в советских геолого-геофизических экспедициях. Использованы материалы глубоководного бурения (рис. 1). Большое значение мы придаем анализу пространственно-временного распределения прослоев пирокластики и изучению их состава. Данные по прослоям в разрезах осадочного чехла НГБ, использовались нами при составлении диаграмм распределения пирокластики в скважинах на разных морфоструктурах НГБ (рис. 2). Можно видеть, что щелочно-базальтоидная пирокластика, характерная для современных эксплозий Ян-Майенской горячей точки, извергалась и прежде. Наиболее древние ее накопления отмечены в раннем эоцене плато Воринг и Лофотенской котловины. Субщелочные туфобрекчии и миндалекаменные базальты вскрыты в южной части хребта Ян-Майен скважинами 350. Их К-Аг возраст определен в пределах 50–33 млн. лет. В вышележащих осадках эоцена отмечено большое количество прослоев пирокластики. Многочисленные прослои пирокластики в эоценовых и олигоценовых осадках встречаются на Фареро-Исландском пороге (ФИП), хребте Аегир, плато Воринг,

Лофотенской и Гренландской котловинах в скв. 336, 338, 643, 345 (рис. 2). Связывать эти прослои с эксплозиями вулканов Исландии нельзя, т.к. сам остров и его вулканы появились значительно позже – в миоцене. Возникает вопрос, где находилась вулканическая область, откуда поступала в эоцене и олигоцене пирокластика? Данные НСП, ГСЗ (рис. 1, разрезы ДЕ, ЛК), гидромагнитной съемки, результаты драгировок и глубоководного бурения и анализа данных о размещении прослоев пирокластики дают возможность предполагать, что такой областью были западные, северо-западные и юго-западные окраины ЯММ.

Выше отмечалось, что его площадь превышает площадь хребта Ян-Майен. Если площадь хребта подсчитана нами по данным [3] около 6 тыс. кв. км, то площадь микроконтинента, определенная в пределах спокойного (нерегулярного) магнитного поля [4, 5] и повышенной мощности земной коры [6], равна около 100 тыс. кв. км. Следует отметить, что в названных районах драгировки уступов доставляли субщелочные базальтоиды, а скв. 350 вскрыла туфобрекчии и базальты. На профилях НСП видно, что скв. 350 заложена на склоне подводной горы-вулкана. Ряд таких гор прослеживается по данным НСП западнее хребта Ян-Майен в пределах одноименной впадины (рис. 1, вставка (а)). На вулканическую активность данных районов в эоцен–олигоценное время указывает наличие базальтовых силлов на ЯММ. Их возраст, вероятно, синхронен вулканизмам скв. 350. Трахибазальты неогенового возраста (5–6 млн. лет) выявлены при драгировках склонов о. Ян-Майен. В СВ Гренландии в районах Трэйл Ø, Хоул-Хоуп, Волластон Форланд выявлено 2 цикла магматизма с возрастом: 1 – 60–52 млн лет, 2 – 41–31 млн лет [7].

Первые признаки отделения Ян-Майенского блока от СВ Гренландии появились в первую магматическую фазу, тогда же начался спрединг хребтов Мона, Аегир и Колбенсей. Об этом свидетельствует детальный анализ магнитометрических данных, выполненный Е.Г. Мирлином [5]. Отход блока Ян-Майен от Гренландии вызвал растяжение земной коры и уменьшение ее мощности. На западной окраине плиты образовалась Ян-Майенская котловина и появились вулканы. Отошедший блок постепенно превратился в самостоятельную плиту-микроконтинент. Образование в НГБ тройного сочленения плит (Ян-Майенской, Гренландской и Евразийской) наряду с воздействием Исландского плюма вызвало усиление вулканизма и образование Гренландско-Фарерского и Трэйл-Ворингского вулканических комплексов, мощность вулканитов которых достигает 20–25 км). Магматизм на ЯММ ограничился становлением даек и силлов в северной и южной его частях и вулканизмом на западной окраине. Фазы зависели от циклов магматической активности Исландского плюма Вулканы о. Ян-Майен постепенно перемещаются на север, в сторону одноименного разлома, унаследованного от доспрединговой Лавразии. С ним связаны сиенитовые и другие интрузии Трэйл Ø региона. Не исключено, что вулкан

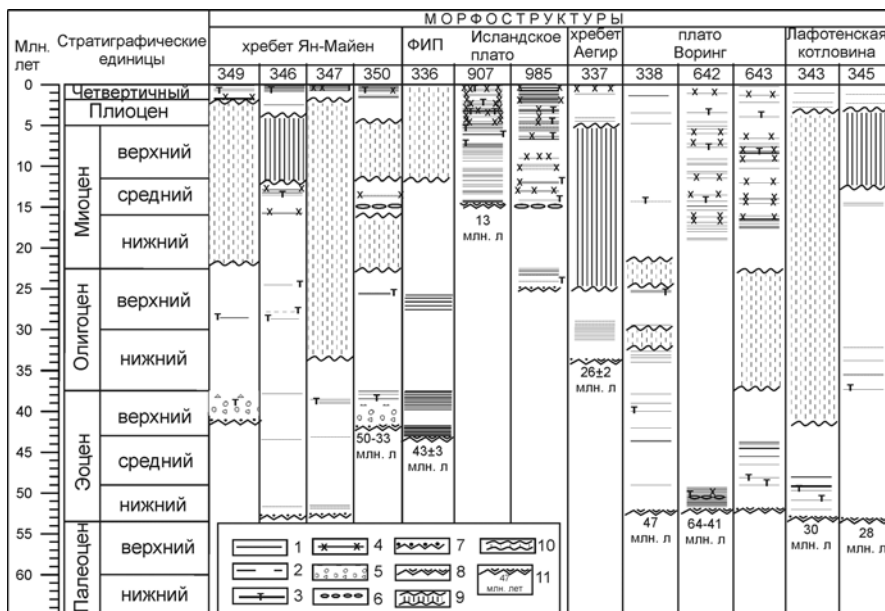


Рисунок 2. Распределение и состав прослоев вулканического пепла в осадочном чехле южной части Норвежско–Гренландского бассейна, по данным первичных отчетов международных проектов (DSDP, ODP, тома: 38, 104, 151, 162). Прослои пирокластики: 1 – предположительно основного состава; 2 – рассеянная в осадках; 3 – щелочного состава (трахиты); 4 – кислого состава (риолиты, дациты); 5 – вулканическая брекчия; 6 – лапилли; 7– скважина остановлена в осадках; 8 – скважина остановлена в базальтах; 9 – перерывы в осадконакоплении; 10 – интервалы, данные по которым отсутствуют; 11 – абсолютный возраст базальтов

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Харин Г.С., Удинцев Г.Б. Тектоническая структура и осадочные породы хребта Ян-Майен // Геология дна Мирового океана. Атлантики. Биостратиграфия и тектоника. М.: Наука, 1982. С. 155–182.
2. Fitch F.I., Grasty R.L., Miller J.A. Potassium-argon ages of rocks from Jan Mayen and outline of its volcano history // Nature. 1965. V. 207. P. 1349–1351.
3. Литвин В.М. Геоморфология срединно-океанического хребта в Норвежском и Гренландском морях // Океанология. 1968. Т. 8. С. 86–93.
4. Тальвани М., Удинцев Г.Б. Тектоника дна океанов // Геология дна Мирового океана. Атлантика. Биостратиграфия и тектоника. М.: Наука, 1982. С. 155–182.
5. Мирлин Е.Г., Попов К.В., Фингер Д.Л. Возраст океанского ложа в Исландском регионе // Океанология. 1979. Т. XIX. Вып. 6. С. 1052–1058.
6. Kadaira S., Mjelde R., Gunnarsson K. et al. Structure of the Jan Mayen

microcontinent and implications for its evolution // *Geophys. J. Int.* 1998. V. 132. P. 383–400.

7. Price T., Brodie I., Whitham A., Kent R. Mid-Tertiary rifting and magmatism in the Traial Ø region, East Greenland // *Journ. Geol. Soc. London.* 1997. V. 154. P. 419–434.

The microcontinent Jan-Mayen appeared in Early Eocene. At separation from East Greenland on its western borderland the new volcanic area delivering the pyroclastic in the spreading Norwegian-Greenland Basin was formed. Modern Jan Mayen volcanoes are fed with magma both from Icelandic Plume, and from relic and neogenic magmatic cameras of a zone of Jan-Mayen Faults.

Цой И.Б.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,
г. Владивосток, e-mail: tsoy@poi.dvo.ru)

**Стратиграфия и условия формирования осадочного чехла
Охотского моря (на основе анализа диатомей и
силикофлагеллат)**

Tsoy I.B.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

**Stratigraphy and formation conditions of sedimentary cover of
the Okhotsk Sea (on the basis of diatoms and silicoflagellates
analyses)**

Охотское море отличается сложностью строения дна, которая выявляется в его рельефе и отражает геологическую историю этого региона [1–3; и др]. Основной объем осадочного чехла Охотского моря составляют кайнозойские отложения, сосредоточенные в нескольких крупных седиментационных бассейнах. К сожалению, в Охотском море не проводилось глубоководное бурение, поэтому представления о возрасте осадочных толщ в открытых районах моря до недавнего времени основывались преимущественно на корреляции сейсмоакустических данных с шельфовыми скважинами и разрезами прилегающей суши. Драгирование выходов осадочных толщ, обнажающихся на крутых склонах котловин и подводных возвышенностей (рис. 1), отчасти решает проблему опробования осадочного чехла глубоководных районов Охотского моря. Изученные породы содержат значительное количество кремнистых микроископаемых (диатомей и силикофлагеллат), что позволило выделить 3 осадочных комплекса, обосновать их возраст и восстановить условия осадконакопления [4–6].

Кайнозойский осадочный чехол, залегающий на гетерогенном, преимущественно мезозойском фундаменте, состоит из 3-х осадочных комплексов: нижний комплекс 3, средний комплекс 2, верхний комплекс 1 (рис. 2). Осадочный комплекс 3 (поздний палеоцен–ранний эоцен), развитый на отроге Терпения, сложен преимущественно терригенными породами, которые накапливались в прибрежно-морских условиях относительно обособленного бассейна. Возрастными аналогами этого комплекса являются прибрежно-морские и лагунные отложения: 1) снежинкинского горизонта Сахалина [7, 8]; 2) ковачинской свиты [9], камчикского и ткаправаямского горизонтов Западной Камчатки [10]. Осадочный комплекс 2 (олигоцен–начало среднего миоцена) установлен на склонах Курильской котловины и в трогее Кашеварова. Нижняя часть этого комплекса сложена измененными кремнистыми породами, верхняя часть представлена преимущественно диатомово-глинистыми породами, в

которых установлены комплексы диатомей и силикофлагеллат почти полной последовательности зон конца олигоцена–начала среднего миоцена: на склонах Курильской котловины – интервала 24.0–14,9 млн. лет, в трое Кашеварова – ~ 28.2–20.3 млн. лет.

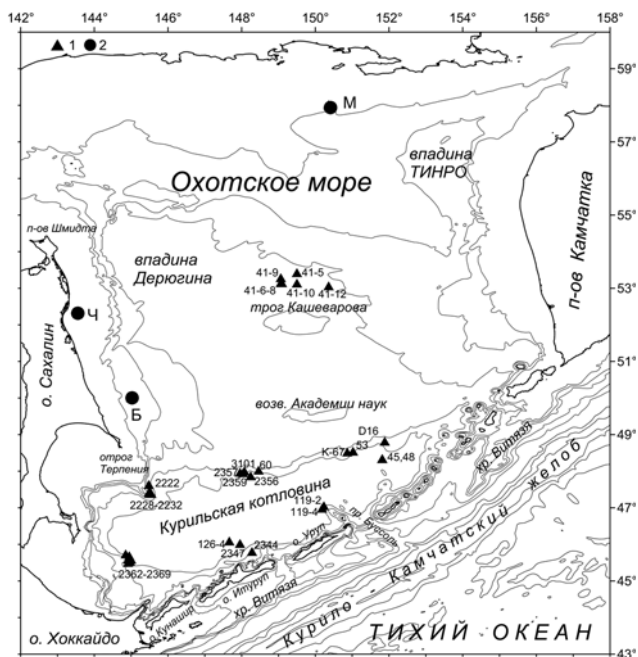


Рисунок 1. Местоположение станций драгирования (1) и шельфовых скважин (2).
Скважины: М – Магаданская, Ч – Чайво, Б – Борисовская

Отложения этого возраста, содержащие комплексы диатомей преимущественно мелководного облика, в настоящее время находятся в основании современных склонов Курильской котловины на глубинах 3000–2500 м, трога Кашеварова – 1450–1100 м. Предполагается, что эти отложения были опущены в результате нисходящих тектонических движений, активизировавшихся в средне–позднемиоценовое и плиоцен–плейстоценовое время [11], которые привели к образованию современной Курильской котловины и трога Кашеварова. Осадочному комплексу 2 соответствуют отложения: 1) сеймосерии «В» и оданской сеймосерии Охотского моря [1]; 2) пиленгской, борской и, вероятно, уранайской свит Пограничного прогиба Восточного Сахалина; 3) верхнедуйской и аусинской свит Южного Сахалина; 4) машигарской и тумской свит п-ова Шмидта Северного Сахалина [8, 12, 13]; 5) вивентекской и кулувенской свит Западной Камчатки [9].

Осадочный комплекс 1 (конец позднего миоцена–голоцен), сложенный преимущественно туфогенно-осадочными породами, с размывом и стратиграфическим несогласием залегает на нижележащих кайнозойских осадочных комплексах и гетерогенном фундаменте. Он характеризуется зональными комплексами диатомей конца позднего миоцена–плейстоцена (7.6–0.0 млн. лет).

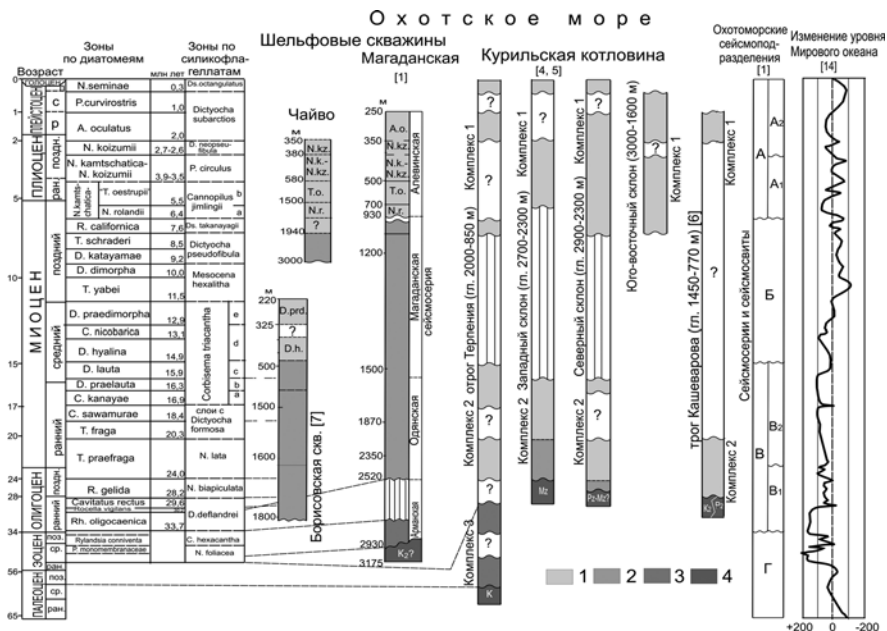


Рисунок 2. Схема корреляции разрезов кайнозойского осадочного чехла Охотского моря и прилегающей суши на основе зональных комплексов диатомей и силикофлагеллат.

1, 2 – кремнисто-биогенные породы: 1 – неизменные, содержащие кремнистые микроископаемые хорошей сохранности, 2 – измененные; 3 – терригенные породы; 4 – породы докайнозойского фундамента

Полная последовательность диатомовых зон этого интервала установлена в разрезах склонов Курильской котловины, плиоцена – на шельфе Восточного Сахалина, а верхнего плиоцена–нижнего плейстоцена – в трогее Кашеварова. Этот комплекс на склонах Курильской котловины и трогее Кашеварова формировался в батинальных, а на шельфе Восточного Сахалина в районе залива Чайво – в шельфовых условиях. Возрастными аналогами данного комплекса частично являются отложения: 1) сеймосерий «Б» и «А» Охотского моря [1]; 2) маруямской свиты Макаровского района Южного Сахалина [8, 12]; 3) нутовского и

помырского горизонтов Северного Сахалина [12] и 3) эрмановского и энемтенского горизонтов Западной Камчатки [7].

Выделенные осадочные комплексы отражают основные этапы геологического развития Охотоморского региона, связанные с характером геодинамических процессов и колебаниями уровня моря. Поздний палеоцен–эоцен (~ 58.7–34 млн. лет) характеризовался деструкцией континентальной окраины, которая наиболее активно проявилась по периферии Охотоморского региона, где происходило рифтообразование и накопление преимущественно субконтинентальных и угленосных отложений [1–3, 10, 13]. Мелководный морской бассейн с преимущественно терригенным осадконакоплением занимал район отрога Терпения, п-ова Терпения и Восточно-Сахалинских гор. В эоцене морская седиментация в районе отрога Терпения продолжалась. В среднем эоцене слабокремнистые осадки накапливались в прибрежно-морских условиях в районе Западной Камчатки [9]. К концу эоцена морское осадконакопление значительно расширилось, но в центральных районах современного Охотского моря сохранялись континентальные условия [1].

В олигоцене–раннем миоцене (~ 34–14.9 млн. лет) в центральной части Охотского моря (трог Кашеварова) и в районе склонов Курильской котловины осадконакопление происходило преимущественно в мелководных условиях. В конце раннего–начале среднего миоцена в районе склонов Курильской котловины началось углубление бассейна седиментации и повышение температур поверхностных вод, обусловленные глобальным миоценовым климатическим оптимумом и трансгрессией.

Средний–поздний миоцен (~ 14.9–7.6 млн. лет), отложения которого характеризуют в основном сейсмосерию «Б», распространены в седиментационных бассейнах Охотского моря, а также на окружающей суше, но в изученных нами разрезах склонов Курильской котловины они не установлены. Возможно, эти отложения склонов котловины были размыты во время значительного понижения уровня Мирового океана [5] и активизации тектонических процессов в этот период. В конце позднего миоцена–голоцене (~ 7.6–0.0 млн. лет) осадконакопление на склонах Курильской котловины происходило преимущественно в батимальных условиях при значительном влиянии придонных течений или суспензионных потоков, которые могли быть спровоцированы тектоническими движениями. На западном склоне Курильской котловины в конце плиоцена наблюдались регрессивные условия, связанные, вероятно, как с тектоническим подъемом суши, так и со снижением уровня Мирового океана из-за развития ледников. В течение этого этапа поверхностные воды были преимущественно холодными, за исключением относительно теплых периодов в конце позднего миоцена (7.6–6.4 млн. лет) и в среднем плиоцене (3.9/3.5–2.7/2.6 млн. лет). В позднем плиоцене–раннем плейстоцене в районе Броутоновского хребта существовали островные территории. В

позднем плейстоцене–голоцене глубины Курильской котловины близки к современным.

Работа проводилась при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты №12-III-A-07-136, №12-II-CO-07-021) и ФЦП «Мировой океан».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: Нац. геоф. ком. РАН, 1996. 338 с.
2. Веселов О.В., Грецкая Е.В., Ильев А.Я. и др. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 130 с.
3. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. М.: Научный мир, 2010. 276 с.
4. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2005. 181 с.
5. Терехов Е.П., Цой И.Б., Ващенко Н.Г. и др. Условия осадконакопления и история развития Курильской котловины (Охотское море) в кайнозое // Океанология. 2008. Т. 48. № 3. С. 1–9.
6. Леликов Е.П., Цой И.Б., Вагина Н.К. и др. Геологическое строение трога Кашеварова (центральная часть Охотского моря) // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30. № 5. С. 22–35.
7. Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России-Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
8. Опорный разрез палеоген–неогеновых отложений Юго-Восточного Сахалина (Макаровский разрез. Атлас фауны и флоры). Спб.: ВНИГРИ, 1992. 358 с.
9. Орешкина Т.В. Новые данные по диатомеям из морских палеогеновых отложений Западной Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 104–119.
10. Стратиграфия морского палеогена и нижнего эоцена Западной Камчатки (палеонтологическая характеристика, палеогеографические обстановки). М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2013. 160 с.
11. Baranov B.V., Werner R., Hoernle K. A. et al. Evidence for compressionally-induced high subsidence rates in the Kuril Basin (Okhotsk Sea) // Tectonophysics. 2002. V. 350. № 1. P. 63–97.
12. Гладенков А.Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). М.: ГЕОС, 2007. 296 с.
13. Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта): стратиграфия, палеогеография и геологические события. М.: ГЕОС, 1999. 132 с.
14. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.

Stratigraphy and formation conditions of sedimentary cover of the Okhotsk Sea based on the siliceous microalgae analyses are discussed.

Янченко Е.А., Горбаренко С.А.

(ТОИ ДВО РАН, г. Владивосток, yan@poi.dvo.ru)

Реакция сообществ радиоларий на изменения климата и среды Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене

Yanchenko E.A., Gorbarenko S.A.

(POI FEB RUS, Vladivostok)

Reaction of the radiolarian assemblages to the climate and environmental changes of the Okhotsk Sea during Late Pleistocene and Holocene

Целью настоящей работы являлось изучение реакции сообществ радиоларий, в связи с орбитальными и тысячелетними изменениями климата и среды Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене. Для этого были проведены исследования, базирующиеся на изучении таксономического состава сообществ радиоларий, общего содержания и скорости аккумуляции радиоларий в донных осадках глубоководной колонки MR 06-04 PC-7R, отобранной в центральной части Охотского моря (51° 17' с.ш., 149° 12' в.д., глубина моря 1256 м). Исследованный материал охватывает около 90 тыс. лет – от заключительного этапа изотопно-кислородной стадии 5 (ИКС 5), до настоящего времени. Возраст событий изотопно-кислородной шкалы принят в соответствии со шкалой Д. Мартинсона [1], использована высокоразрешающая возрастная модель колонки MR 06-04 PC-7R [2], отражающая тысячелетние циклы изменения климата и среды Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене. Лабораторная обработка проб для радиолариевого анализа выполнена по стандартной методике [3]. В данной работе, общее содержание радиоларий (ОСР) в осадках приводится из расчета количества экземпляров в 1 г сухого осадка [3], за скорость аккумуляции радиоларий (САР) принято число скелетов на 1 см² донного осадка, накопленного за 1 тыс. лет; для расчета САР использованы такие параметры, как концентрация радиоларий в осадке, плотность сухого осадка и линейная скорость осадконакопления, которая была усреднена в пределах каждой изотопно-кислородной стадии.

Изучение изменений сообществ радиоларий с высоким разрешением позволило проследить вариации, связанные с орбитальными и тысячелетними климатическими событиями за последние 90 тыс. лет. Кроме того, была проведена корреляция данных по радиолариям с такими показателями палеопродуктивности и среды, как хлорин, органический углерод, карбонат кальция, биогенный барий и материал ледового разноса (рис.).

Вариации общего содержания и скорости аккумуляции радиоларий в осадках изученной колонки хорошо согласуются изменениями concentra-

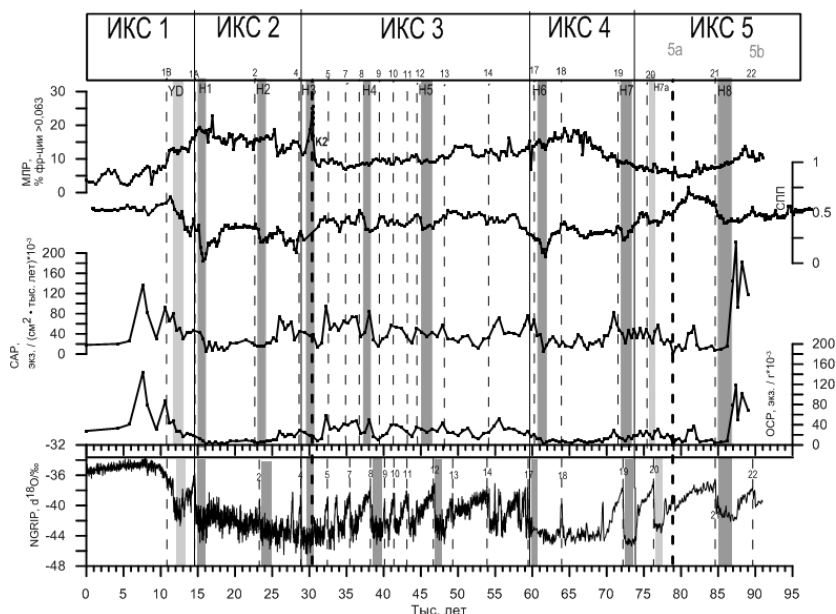


Рисунок. Корреляция орбитальных и тысячелетних изменений общего содержания скелетов радиолярий (ОСР); скорости аккумуляции радиолярий (САР); стека палеопродуктивности (СПП), который содержит хлорин, органический углерод, карбонат кальция, биогенный барий; материала ледового разноса (МЛР), в осадках колонки MR 06-04 PC-7R, в сравнении с изменениями $\delta^{18}\text{O}$ льда Гренландии (NGRIP, колонка GICC05) [4]. Быстрые потепления и похолодания климата региона, синхронные с климатическими циклами Гренландии, отмечены вертикальными сплошными темными полосами - холодные интервалы, эквивалентные событиям Хайнриха (Н), прерывистыми линиями - Дансгор-Ошгер интерстадиалы (ДОИ) [5, 6].

ции биогенных компонентов, выделяются ледниковые и межледниковые интервалы, соответствующие изотопно-кислородным стадиями (ИКС 5-1).

Заключительная часть ИКС 5 (90–73.9 тыс. лет) является началом раннего этапа ледниковой эпохи позднего плейстоцена, во время которого наблюдались максимально высокие значения ОСР и САР, которые резко снизились до минимальных значений с наступлением холодного события Н8 и значительно не повышались до границы ИКС 4/3. В целом, в пределах изученного интервала ИКС 5, отмечено богатое видовое разнообразие фауны радиолярий, доминирующими являются виды: *Amphimelissa setosa*, *Plagoniidae* spp., *Cycladophora davisiana*, *Ceratospyris borealis*, *Lychnocanoma nipponica sakaii*, *Lithomitra arachnea*, *Stylochlamyidium venustum*.

В период суровыми климатическими условиями – ИКС 4 (73.9–58.9 тыс. лет.) ОСР и САР были низкими. Быстрые потепления и похолодания

климата региона отразились снижением ОСР и САР во время холодных событий Н7 и Н6 и, соответственно, повышением этих показателей во время ДОО 19–17. Видовой состав радиоляриевой фауны в пределах ИКС 4 обедненный. Доминировали следующие виды: *Cycladophora davisiana*, *Lychnocanoma nipponica sakaii*, *Ceratospyris borealis*.

В период с относительно теплыми, но не достигающими уровней межледниковий, условиями природной среды Охотского моря – ИКС 3 (58.9–28 тыс. лет) ОСР и САР увеличивались. Холодные события Н5–Н3 сопровождалось снижением ОСР и САР; во время потеплений ДОО 13–5 (за исключением 14 и 9 события) эти показатели повышались. Видовой состав радиоляриевой фауны, по сравнению с ИКС 4, более разнообразен. Доминанты: *Cycladophora davisiana*, *Ceratospyris borealis*.

ИКС 2 (28–14.7 тыс. лет). Наиболее холодный период позднего плейстоцена, ОСР и САР имеют минимальные значения по сравнению с другими ИКС. Холодное событие Н2 сопровождается очень низкими показателями ОСР и САР, сопоставимыми с таковыми во время Н8. Видовой состав радиоляриевой фауны в пределах данного временного интервала обедненный. Доминировали: *Cycladophora davisiana*, *Spongotrochus glacialis*, *Ceratospyris borealis*.

ИКС 1 (14.7–0 тыс. лет) содержит заключительную стадию последнего оледенения (14.7–12 тыс. лет), а так же экстремально холодное событие поздний Дриас (12.7–11.6 тыс. лет.) которое сопровождалось низкими значениями ОСР и САР, и невысоким видовым разнообразием. Значительные изменения в комплексах радиолярий проявляются в начальный период голоцена – около 11.5–8 тыс. лет. Происходит быстрый рост ОСР и САР. Видовой состав радиоляриевой фауны становится более разнообразным. Последние 7–6 тыс. лет – оптимум голоцена, наиболее теплый период послеледниковья, который характеризуется высокими значениями ОСР и САР. В целом, в пределах ИКС 1 отмечено богатое видовое разнообразие фауны радиолярий, доминируют *Cycladophora davisiana*, группа видов Plagoniidae spp., а так же, в гораздо меньших концентрациях, виды, характерные для современных аркто-бореальных ассоциаций радиолярий северной части Охотского моря.

Таким образом, орбитальные осцилляции климата отразились на изменении таксономического состава радиолярий, общего содержания и скорости аккумуляции радиолярий. Низкие значения САР и ОСР в осадках ледниковых ИКС 4 и 2 определялось преимущественно падением концентрации доминирующего вида *Cycladophora davisiana*, так же в эти периоды отмечалось невысокое видовое разнообразие фауны радиолярий. Во время ИКС 5, 3 и 1 ОСР и САР в осадках увеличиваются, возрастает видовое разнообразие, особенно это выражено во время ИКС 5 и 1.

Тысячелетние осцилляции климата отразились на изменении ассоциаций радиолярий снижением ОСР и САР во время холодных Хайнрих событий

(Н1–Н8), и увеличением этих параметров во время Дансгор-Ошгер интерстадиалов, однако во время ИКС 3 присутствует некая несогласованность, во время некоторых ДОО скорость аккумуляции и общее содержание радиоларий в осадках снижались.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 13-05-00296-а; ДВО РАН № 13-III-B-07-147, № 13-III-B-07-149, № 13-III-B-07-136, Национального фонда естественных наук Китая (проекты №40710069004, № 41076038) и Государственного океанографического управления Китая № 908-01-BC24.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D. et al. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300 000 year chronostratigraphy // Quatern. Res. 1987. V. 27. P. 1–29.
2. Горбаренко С.А., Харада Н., Малахов М.И., Василенко Ю.П., Босин А.А., Гольдберг Е.Л. Тысячелетние осцилляции климата и среды Охотского моря за последние 190 тысяч лет в связи с глобальными изменениями // ДАН. 2008. Т. 423. № 3. С. 1–4.
3. Abelmann A., Brathauer U., Gersonde R. et al. Radiolarian-based transfer function for the estimation of sea surface temperatures in the Southern Ocean (Atlantic sector) // Paleoceanography. 1999. V. 14. № 3. P. 410–421.
4. Wolff E.W., Chappellaz J., Blunier T. et al. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record // Quatern. Res. 2010. V. 29. P. 2828–2838.
5. Dansgaard W., Johnson S.J., Claussen H.B. et al. Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record // Nature. 1993. № 346. P. 218–220.
6. Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years // Quatern. Res. 1988. V. 29. P. 143–152.

We were found that Radiolarian assemblages are sensitive to the glacial – interglacial abrupt climate oscillations. Application of radiolarian proxy for Okhotsk sea paleoceanology reconstructions allow use to trace glacial-interglacial as well as millennial changes of climate and environment of this region by the example of abundance and species of radiolarian assemblages.

IODP Expedition 306, site U1314, North Atlantic: Radiolarian biostratigraphy, associations and paleoceanography

The North Atlantic has been an area with great focus on the late Neogene paleoceanography and paleoclimatology. The radiolarian biostratigraphy in the middle latitude North Atlantic has been hampered by bad preservation of radiolarian shells and discontinuous coring [1–2]. Attempts have also been made to use key species applied in low latitude radiolarian stratigraphic schemes [3–4], but these studies did not result in a scheme for the region with sufficiently fine resolution. Furthermore, it has been shown [3] that some radiolarian events were diachronous between the Indian Ocean and the North Atlantic.

Only in the Norwegian Sea is there a detailed radiolarian biostratigraphy applicable to the Neogene-Quaternary [5]; however, this zonation is endemic for the Norwegian Sea and only a few of these species are also found in the North Atlantic. In this report we will briefly present our new results on biostratigraphy, migration and paleoceanography during the last 3 m.y. (sediment column 0–280 m) in the high-latitude North Atlantic, based on radiolarians. Our material is based on the holes drilled during IODP Expedition 306 at site U1314 (56°22'N, 27°53'W) at the Gardar Drift and 2800 m water depth. The sediment is dominated by nannofossil oozes enriched in varying proportions with biogenic opal remains.

The new radiolarian biostratigraphy is not yet published and can only be indicated in this report. Five radiolarian zones have been recognized spanning the last 3 m.y. The zonal boundaries are at 2.76 m.y., 2.68 m.y., 2.29 m.y., 1.52 m.y., and 0.41 m.y. The oldest zone (3–2.68 m.y.) is based on the total range of what was named *Spongaster* (?) *tetras* Zone in the Norwegian Sea [5], but which represents a new species awaiting description. The interval 2.76–2.68 m.y. is also defined by a new species, and as its vertical range is rather short it is questionable if this can be used as a separate zone. We are better off using this interval as a subzone of the upper part of the *Spongaster* (?) *tetras* Zone. The total range of *Cycladophora davisiana* 2.29–0 m.y. [5] is divided into four new zones based on *Cycladophora sakaii*, *Druppattractus irregularis* and *Amphimelissa setosa*.

The latter species is of special interest as its first occurrence was in the North Pacific roughly 1.1 m.y. ago [6]. It was originally argued that *A. setosa* migrated from the North Pacific to the North Atlantic via the Arctic Ocean and the Labrador Sea during the high sea-level stand MIS 5e (Eemian) [7]. In our new data from U1314 we have abundant *A. setosa* in MIS 10 and MIS 8, making up about 60% and 20% of the total collection respectively. High abundances also occurred in MIS 10 and MIS 8 in ODP Leg 105, site 646 in the Labrador Sea. In our U1314 material *A. setosa* occurs continuously from MIS 5a throughout MIS 2

(50%), but is rare in MIS 1. It has also been suggested [7] that *A. setosa* could have started its migration from the North Pacific to the North Atlantic as early as MIS 11, also a period with high sea-level stand. An alternative explanation might be that, due to the fact that biogenic opal during the last 1 m.y. studied is rather well preserved, once *A. setosa* had entered the Arctic Ocean it adapted to the new conditions and became a regular member of the arctic fauna. The occurrence of *A. setosa* in the North Atlantic and U1314 at 410 ka is therefore concluded to be its first and real occurrence. As *A. setosa* is not present today in the North Atlantic (as represented by Site U1314) we assume this species, with a recent distribution in cold water only, was introduced to the cold arctic environment during the high sea-level stand MIS 11. Once introduced to the cold water in the Arctic Ocean, Labrador, Norwegian and Barents seas, this species migrated along the north-south shifts of the Arctic Front at an orbital and sub-orbital scale, and hence it is not found in the North Atlantic during warm periods. At present *A. setosa* has not been observed in the upper part of MIS 8, MIS 6, MIS 5d and 5b. We think other, as yet unknown, reasons, apart from preservation, are responsible for its stratigraphic distribution.

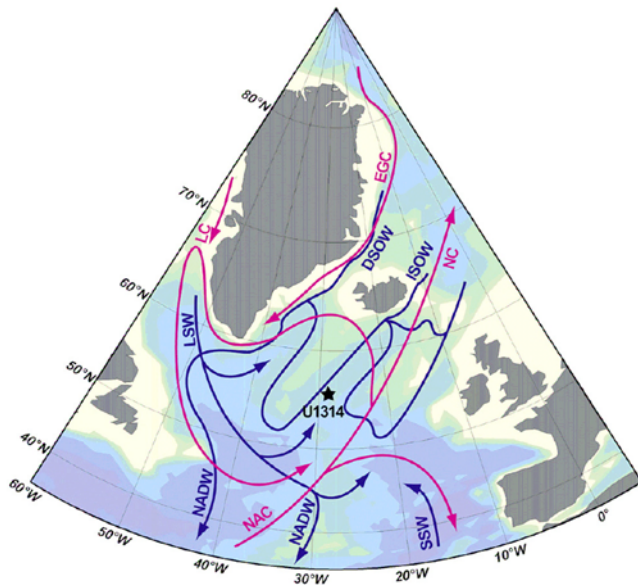


Figure 1. Location of IODP Site U1314 (black star: 56°21'N, 27°W; 2820 m water depth), modern surface (pink), and deep circulation (blue) in the North Atlantic. East Greenland Current (EGC), Norwegian Current (NC), Labrador Current (LC), North Atlantic Current (NAC), Denmark Strait Overflow water (DSOW), Iceland Scotland Overflow water (ISOW), Labrador Sea water (LSW), North Atlantic Deep water (NADW), and Southern Source Waters (SSW).

Beside biostratigraphic analyses of this key species, changes in polycystine radiolarian assemblages composition are good tools to define ecological changes. We used the Q-mode cluster analysis technique on the radiolarian fauna which showed drastic changes during the last 600 ka. The fauna was divided into three assemblage groups, corresponding to the glacial (dominated by *Cycladophora davisiana*), interglacial (dominated by *Lithomelissa setosa* and *Pseudodictyophimus gracilipes*), and transitional (dominated by *Lithomitra lineata/arachnea* group and *Larcopyle weddellium*) intervals. This part of the core is characterized by the 100-ka glacial cycles. Based on the occurrence of *Amphimelissa setosa* and *Stylocclamydium venustum*?, we conclude that MIS 6 and 8 are relative warmer than the other glacial stages with MIS 12 as the coldest.

The Mid-Pleistocene Transition (1069-779 ka) is of special interest for radiolarian biostratigraphy and paleoceanography, since during this period the dominant periodicity of high-latitude climate oscillations shifted from 41-ka to 100-ka cycles. This orbital reorganization had large impact on the composition of marine biota. After MIS 22 (□ 860 ka) there occurred a marked change in the structure of the radiolarian assemblage [8], with higher contrast between glacial and interglacial periods.

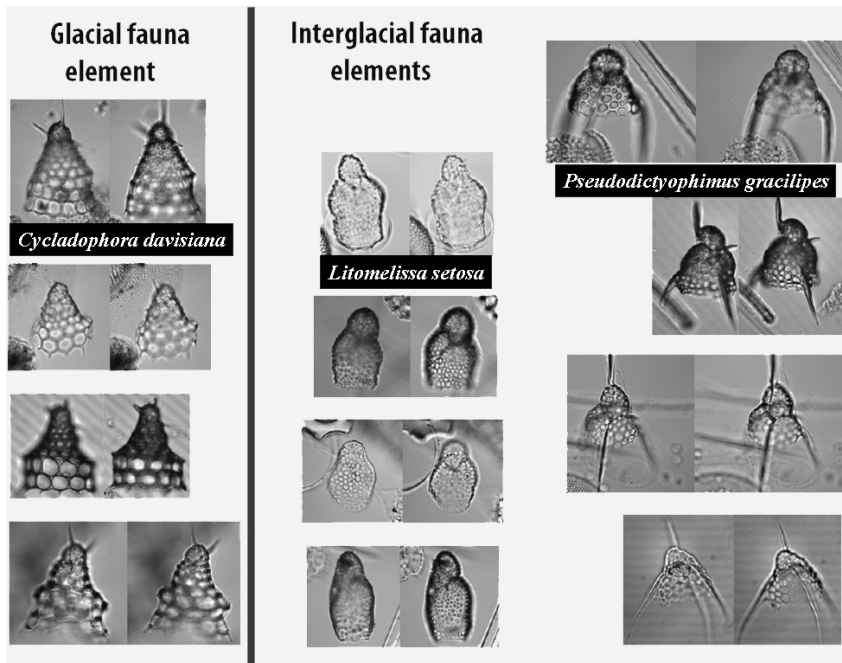


Figure 2. Examples of Glacial (*Cycladophora davisiana*) and Interglacial (*Lithomelissa setosa* and *Pseudodictyophimus gracilipes*) fauna elements in North Atlantic IODP site U1314.

The deep-dwelling taxon *Cycladophora davisiana* contributed most to the radiolarian assemblage during cold glacial intervals, while during warm interglacial intervals the shallow-dwelling taxa *Pseudodyctiophimus gracilipes* and *Lithomelissa setosa* were abundant as well as an increase in biogenic opal accumulation; an increase in radiolarian diversity is also seen, representing enhanced radiolarian production during introduction of warm Atlantic waters and water mixing.

REFERENCES

1. Westberg-Smith, M.J., Riedel, W.R. Radiolarians from the western margin of the Rockall Plateau: Deep Sea Drilling Project Leg 81 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project / Roberts D.G., Schnitker D. et al. (eds.). 1985. V. 81. P. 479–501.
2. Westberg-Smith M.J., Tway L.E., Riedel W.R. Radiolarians from the North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94 // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project / Ruddiman W.F., Kidd R.B., Thomas E. et al. (eds.). 1986. V. 94. P. 763–777.
3. Haslett S.K. Plio-Pleistocene Radiolaria biostratigraphy and palaeoceanography of the mid-latitude North Atlantic (DSDP Site 609) // Geological Magazine. 1994. V. 131. P. 57–66.
4. Haslett S.K. Late Neogene-Quaternary radiolarian biostratigraphy: a brief review // Journal of Micropaleontology. 2004. V. 23. P. 39–47.
5. Goll R.M., Bjørklund K.R. A new radiolarian biostratigraphy for the Neogene of the Norwegian Sea: ODP Leg 104 // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results / Eldholm O., Thiede J., Taylor E. et al. (eds.). 1989. V. 104. P. 697–737.
6. Matul A., Abelmann D., Nürnberg R., Tiedemann R. Stratigraphy and Major Paleoenvironmental Changes in the Sea of Okhotsk during the Last Million Years Inferred from Radiolarian Data // Okeanologiya. 2009. V. 49 (1). P. 101–109.
7. Matul A., Abelmann A. Pleistocene and Holocene distribution of the radiolarian *Amphimelissa setosa* Cleve in the North Pacific and North Atlantic: Evidence for water mass movement // Deep-Sea Research II. 2005. V. 52. P. 2351–2364.
8. Hernández-Almeida I., Bjørklund K.R., Sierro F.J. et al. A high resolution opal and radiolarian record from the subpolar North Atlantic during the Mid-Pleistocene Transition (1069–779 ka): Palaeoceanographic implications // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 2011. doi:10.1016/j.palaeo.2011.05.049

Hristova R.I.

(Nansen Institute of Oceanology, Bulgarian Academy of Sciences, Varna;
e-mail: r.hristova@io-bas.bg)

Climatic and sea level changes during the Quaternary evolution of the Bulgarian Black Sea zone

Pleistocene

Lower Pleistocene (Mindel, Tschaudinian stage)

At the beginning of the Tschaudinian age the level of the basin has been significantly lower than the contemporary one. It is connected with the end of the Pretschaudinian regression and the uncompleted glacial regression on a global scale. The ancient coastline of the Pretschaudinian Sea has been located west of the contemporary edge of the shelf. The Lower Tschaudinian sediments in the sea prolongation of the Kamchia River, the Elizavetinska and Samotino-East structures, serve as a proof of this statement. In these structures the lower part of the Tschaudinian sediments is determined at a depth of –73m [1]. It has been supposed [2] that the outline of the Tschaudinian coastline was located at a depth of 80–100 m parallel with the edge of the modern shelf, which regards the accumulative bars as shapes of the coast relief and assumes that all areas to the west of the bars had been solid land.

At the second half of the Tshaudinian age, which is connected with the transgressive phase of the basin development, the coastline has coincided with the contemporary one. In the deep erosial valleys, the Tschaudinian coastline has penetrated inside the contemporary land. It can be supposed, that as a result of the Upper Tschaudinian transgression at the time of its peak, highly elevated terraces were formed on land [3]. These terraces are genetically connected with highly elevated terraces on the Caucasian coast, which are formed as a result of the Late Tschaudinian transgression [4]. The described Upper Tshcaudinian sediments are comparable with the well-known even-age sediments from the southern part of the shelf [2, 5]. The taxonimical composition of the fauna, which is included: *Dreissena rostriformis tschadae* (Andrus.), *Dreissena rostriformis abchasica* Nev., *Didacna tschadae* (Andrus.), *Didacna crassa* (Eichw.) correlates with the stratotype section of cape Tschauda [6] and with the Tschaudinian terrace on the Kerch peninsula coast, the Caucasus and Turkey [4].

The salinity of the Tschaudinian basin has been lower than the contemporary Black sea basin's one – about 8–10‰ [7]. There have been steppe landscapes on the coastal zone, cool and dry climate [8]. The strong presence of a pontocaspian type molluscan community with redeposited Pliocen relicts marks the so called “Caspian” stage of the geological history of Black Sea.

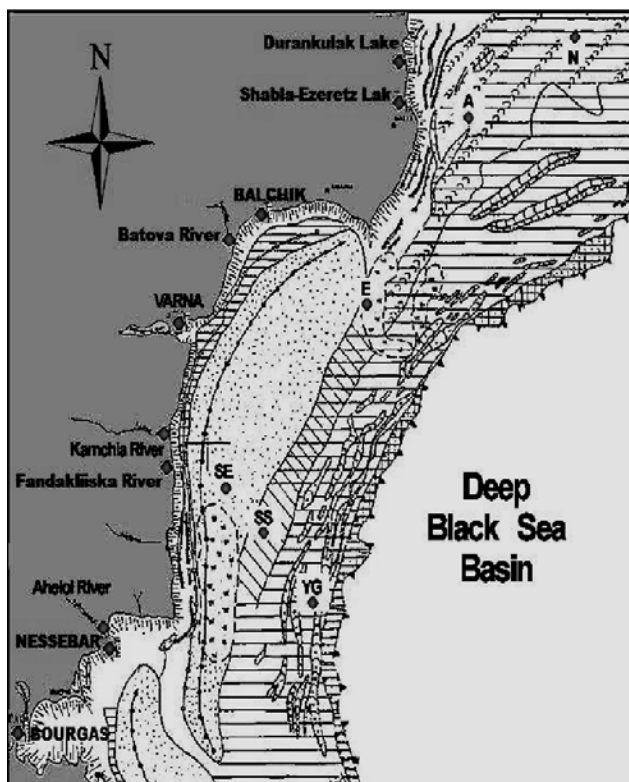


Figure. Geomorphological scheme of the Bulgarian Black sea shelf and coast showing locations where the cores were extracted. Abbreviation scheme of geological structures: (N) Northern; (A) Aprilska; (E) Elizavetinska; (SE) Samotino East; (YG) Yuri Godin ; the mouth of Batova River, Kamchia River, Fandaklijska River, Ahelaj river and Durankulak Lake, Shabla-Ezeretz Lake

Middle Pleistocene (Riss Glacial, Oldeuxinian and Uzunlarian stages)

The Caspian phase of the development of the basin continues during the Oldeuxinian stage. A deep regression divides the Tshcaudinian and Oldeuxinian basins and the level lowers to 40–60 m, which is proved by the deep palaeo incision of the river valleys on the seaside [7]. The Oldeuxinian basin is characterized by a brackish type of molluscan fauna, but with another composition of species – old brackish cardides predominate, which marks one-sided connection with the Caspian basin: *Didacna crassa pontocaspia* (Eichw.), *Didacna crassa parvula* Nalivkini, *Didacna pallasi* (Prav.). This change of species has been evolutionary and proves the long duration of the Oldeuxinian stage. The salt content of the basin has been about 10–12‰. The

biostratigraphical analysis reconstructs cold climatic conditions and coastal landscapes with steppe vegetation [8]. The Uzunlarian stage marks the transformation of brackish basin into a refreshed sea basin, whose saltness reaches 19‰ [9, 10]. A specific feature of the sediments of the Uzunlarian regional level is that they contain simultaneously Caspian and Mediterranean species: *Hydrobia ventrosa* (Mnt.), *Abra ovata* (Wood.), *Cardium edule* L., *Paphia* sp., *Dreissena polymorpha* (Pall.). The Uzunlarian transgression fixes the first slight warm spell of the climate and increase of the salt content. The change of the Old Euxinian fauna to the Uzunlarian one has been done gradually, which is also established in the sections on the coast, where there is no interruption between the Oldeuxinian and Uzunlarian sediments. The soft climatic conditions facilitate the development of coastal steppes, which is proved by the spore-pollen spectra.

Upper Pleistocene (Riss-Wurm, Karangatian and Neoeuxinian stages)

The Karangatian transgressive stage is the most important palaeogeographical event during the Pleistocene, which results in an increase of the sea level higher than the contemporary one. According to Svitoch et al. [7], the Karangatian sea level has reached +6 – +8 m during the maximal phase of the transgression.

The sediments, which contain: *Corbula gibba* (Ol.), *Eulimella* (*Ebala*) (*pointeli*) (M.), *Cardium paucicostatum* Sow., *Nucula nucleus* (Linne), *Retusa* sp proves their early Karangatian age [11]. They correlate by age to the Karangatian terrace of Varna, the valley of Fundukliiska river, which prove the early phase of the Karangatian transgression. The spore-pollen spectra prove a dry and cool climate with a tendency to warm and humid climate [8].

Late Pleistocene (Late Glacial- Wurm, Neoeuxinian stage)

The beginning of the Neoeuxinian epoch is marked by a deep regressive phase of the basin development. The Neoeuxinian regression in the Late Pleistocene coincides with the Würm icing. The relict Postkarangatian refreshed basin exists as an effluentless lake-sea and the sea level decreases to –90 – –100 m, and the connection between the Mediterranean and Caspian sea breaks. In the sea continuation of Low Kamchian depression, the Neoeuxinian sediments lie down directly on Pliocenian clays or directly on Tschaudinian sediments. The high amplitude of the Postkarangatian regression is proved by the significant stratigraphic hiatus of the washed away Oldeuxinian, Uzunlarian and Karangatian sediments [11]. The morphologically well expressed on the shelf Batova and Kamchian firth are formed on Postkarangatian incisions, formed in the first half of the Neoeuxinian epoch. As a result, the fluvial firths fill at first with alluvial type of sediments and later with sea sediments. During the Neoeuxinian transgressive phase a Caspian type of molluscan fauna dominates: *Dreissena rostriformis distincta* (Andrus.), *Dreissena polymorpha regularis* (Andrus.). Poor in species diversity, but rich in quantity, it marks a fresh-water influx of Caspian waters. The existence of stenohaline dinoflagellate cysts reconstructs a cold climate and low saltness up to 7‰.

Holocene

As a result of the Holocenian Postglacial transgression, Black Sea transforms into a sea basin with palaeoecological features, close to the contemporary characteristics: euryhaline, Mediterranean type fauna and a salinity of about 19‰. In the development of the Black Sea Postglacial transgression two phases can be distinguished, of which well preserved geological and geomorphological traits were found alongside the Bulgarian coastal line and shelf: the Old Black sea phase (a level of 10–20 m lower than the contemporary one) and, the New Black sea phase (a level of 2 m higher than the contemporary one) [12].

The sediments of the Old Black sea regional substage contain a mixed type of molluscan fauna. Caspian and Mediterranean species exist simultaneously in the conditions of high temperature and salinity: *Hydrobia ventrosa* (Mtg.), *Monodacna caspia* (Eichw.), *Cardium edule* L., together with euryhaline dinoflagellates. The sediments, composing the New Black sea regional substage, mark the beginning of the contemporary stage of the geological history of the Black Sea basin and fix the maximum of the Holocene transgression. The molluscan fauna is only stenohaline, Mediterranean type: *Mytilus galloprovincialis* Lmk., *Spisula subtruncata triangulata* (Ren.), *Modiolus phaseolinus* (Phil.), together with stenohaline dinoflagellates. The salt content is close to the contemporary one. Oak forests exist in the conditions of high humidity, the formation of flooded type of forests in the fluvial valleys [8].

Conclusions

A complete palaeogeographical reconstruction of the Quaternary evolution of the Bulgarian Black Sea zone is made on the basis of the analysis of the terrace complexes along the seaside; establishing of the marine phases in oscillation link between sea and lake. A correlation between the units of the coastal zone and shelf area is made and it is concluded that features within the both areas are result of the same transgression-regression cycles of the Quaternary evolution of the Black Sea.

REFERENCES

1. Куприн П., Самсонов А., Бабак Е. и др. // Бюл. Моск. о-ва исп. прир. 1984. Т. 3. С. 31–40.
2. Димитров П., Говберг Л. Некоторые черты геологической истории шельфа западной части Черного моря плейстоцене // Докл. БАН. 1978. Т. 31. № 9. С. 1167–1170.
3. Стоянова Р. Биостратиграфические исследования четвертичных отложений платформенной части болгарского черноморского шельфа // Геол. эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София: БАН, 1990. С. 194–210.
5. Попов В., Мишев К. Геоморфология на Българското черноморско крайбрежие и шelf. С.: БАН, 1974. С. 56–86.
6. Федоров П. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-кавказкого

- побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря // Тр. Геол. Ин-та. 1963. Т. 88. 159 с.
7. Khrishev Kh., Shopov V. // Geol.Balc. 1978. V. 8.2. P. 21–40.
8. Федоров П. // Бюл. Моск. о-ва испыт. прир. 1980. Т. 57 (1). С. 108.
9. Свиточ А., Селиванов А., Янина Т. // М.: МГУ, Геогр. фак-т, 1998. 72 с.
10. Федоров П. Отражение климатических событий плейстоцена в геологич. истории Черного моря // Стратигр., геолог.корреляция. 2000. Т. 88 (5). С. 74–81.
11. Filipova M., Hristova R., Bozilova E. Palaeoecological conditions in Bulgarian Black sea zone during the Quaternary // Compt.rend. Acad.bulg.Sci. 2002. V. 55 (8). P. 61–68.
12. Hristova R. New data on the Oldeuxinian and Uzunlarian sediments (Middle Pleistocene) from the Bulgarian Black sea coast and shelf// Compt.rend. Acad.bulg.Sci. 2006. V. 59 (1). P. 45–50.
13. Хрисчев Хр., Шопов В. Морской плейстоцен Бургаского залива и проблема соотношений узунларских и карангатских слоев // Geol.Balc. 1979. V. 9 (2). P. 69–84.

Ruban D.A.

(Southern Federal University, Rostov-na-Donu, Russia, e-mail: ruban-d@mail.ru)

The Tethys: three meanings in the modern geology

Рубан Д.А.

(Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, РФ, e-mail: ruban-d@mail.ru)

Тетис: три значения в современной геологии

Exactly 120 years ago, Suess [1] employed the term 'Tethys' (after the name of the Ancient Greek Goddess) for the purposes of geology. It appears that this term comprised the both palaeotectonical and palaeoceanographical meanings since the very beginning. As the Tethys Ocean remained in the tropics through the geologic history (Fig. 1) and its waters were rich in life [2], it is not surprising that this term was preoccupied by the palaeobiogeography [3–5]. However, advances of plate tectonic reconstructions during the past two decades has brought something to wonder: there was not any single ocean to be defined as the Tethys. There were the Tethyses! Three meanings of the term 'Tethys' in the modern geology can be distinguished, namely palaeotectonical, palaeoceanographical, and palaeobiogeographical.

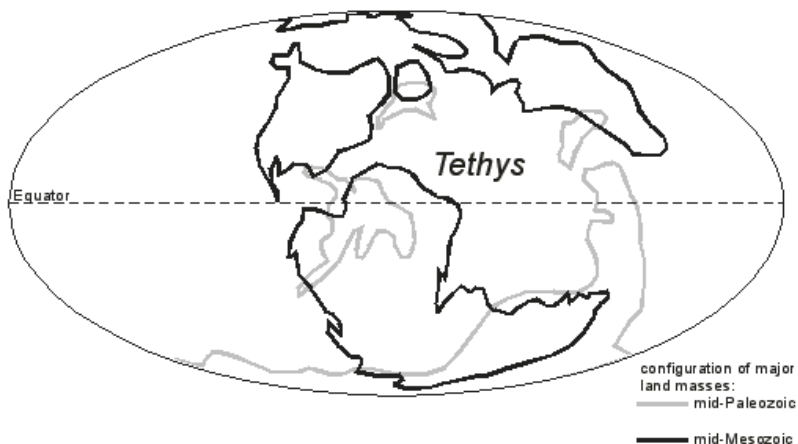


Figure 1. Changes in the configuration of the Tethys (sensu lato) through the geologic history (strongly generalized from [11] and scotese.com).

From the palaeotectonical point of view, several large oceans opened and closed between Gondwana in the south and Laurussia/Laurasia in the north during the Paleozoic-Mesozoic [6–13] (see also on-line at scotese.com and www2.nau.edu/rcb7/globaltext2.html). However, reconstructions of their history

differ. Metcalfe [8–10] recognized three oceans, namely the Palaeo-Tethys, the Meso-Tethys, and the Ceno-Tethys that evolved in the Devonian-Triassic, the Permian-Cretaceous, and the Jurassic-Paleogene respectively. Stampfli and Borel [12] recognized the Proto-Tethys (Early Paleozoic), the Palaeo-Tethys (Middle Paleozoic-Triassic), the Neo-Tethys (Late Paleozoic-Mesozoic), and the Alpine Tethys (Mesozoic). Later works refined this ocean chronology. E.g., the term 'Proto-Tethys' disappeared from the reconstructions of Stampfli et al. [13]. Some other developments [6, 14, 15]) facilitated our understanding of the Paleozoic-Mesozoic geodynamics of the Tethyan oceans and confirmed the absence of the single ocean. Therefore, the term 'Tethys' has lost its palaeotectonical meaning in the modern geology to be replaced, when necessary, by the names of the above-mentioned oceans.

Palaeoceanography can also adopt the new palaeotectonical Tethys-related terminology for its own purposes. In such a case, the ancient water masses should be named similarly to the oceans (in tectonical sense) that they represent. For example, one may write about the Palaeo-Tethys Ocean or the Neo-Tethys Ocean in descriptions of palaeocirculation or oxygen depletion. However, the available palaeogeographical reconstructions (see on-line at scotese.com and www2.nau.edu/rcb7/globaltext2.html) demonstrate persistence of one very large water mass between Gondwana and Laurussia/Laurasia through the Paleozoic-Mesozoic. Although this water mass was divided into portions by the chains of Gondwana-derived terranes at some time intervals [12, 13], these chains appeared as only island archipelagos. Therefore, it does not appear to be a mistake to apply the general term 'Tethys' to that entire water mass, irrespectively of which Tethyan ocean(s) (in tectonical sense) it occupied. Presently, there is no ocean (in oceanographical sense) occupying two subparallel ocean basins (in tectonical sense) like this occurred, say, in the Permian and the Triassic [12, 13]. However, the present Pacific Ocean has a very complex tectonic setting, as well as the Indian Ocean [15, 16], which permits to judge appropriate the recognition of one Tethys Ocean in the geologic past for the purposes of palaeoceanography.

The term 'Tethys' is accepted widely by palaeobiogeographers [3–5]. However, it should be used with two significant cautions. Firstly, the rank of the Tethyan biochore changed through the geologic time reflecting the dynamics of the global palaeobiogeographical differentiation. E.g., there was the Tethyan Realm in the Middle Jurassic and the Tethyan Superrealm at the Jurassic-Cretaceous transition [5]. Secondly, the name of the commonly referred West Tethyan biochore (commonly labelled as 'Western Tethys') may need a replacement by the name 'Mediterran-Caucasian' [5]. Anyway, the term 'Tethys' matters in the modern palaeobiogeography.

The above-said permits to propose a provisional framework for the Tethys-related terminology and its application (Fig. 2). It should be remembered, however, that different specialists may apply terms in a very different and

sometimes peculiar way. For instance, the term 'Western Tethys' can be used in its palaeobiogeographical sense, but it can be also used to refer to the western part of the Tethys Ocean treated palaeoceanographically. The palaeotectonical terms like 'Palaeo-Tethys' and 'Neo-Tethys' can be employed for the purposes of palaeoceanography and palaeobiogeography in order to characterize the location of the studied localities or territories.

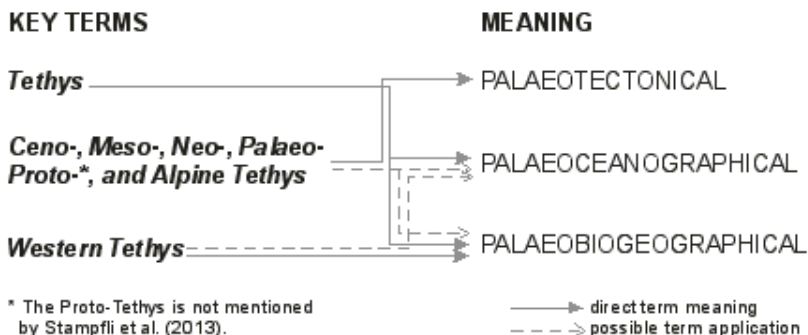


Figure 2. Provisional framework of the Tethys-related terminology and its application

In order to understand the use of the Tethys-related terminology by the modern international research community, a bibliographical survey was conducted. It was based on the bibliographical database 'Scopus'. The papers with the word 'Tethys' and its principal derivatives (e.g., 'Palaeo-Tethys') in their titles and published during the period of 2008–2012 were searched on January 31, 2013 and February 6, 2013. The extracted bibliographical record includes about 200 publications.

A total of 103 papers bear the palaeotectonical terms 'Meso-Tethys', 'Palaeo-Tethys', 'Proto-Tethys', 'Neo-Tethys', and 'Alpine Tethys' in their titles (there are no titles with the term 'Ceno-Tethys'), whereas 67 papers bear the very general term 'Tethys'. This proportion did not remain constant (Fig. 3). During 2008–2011, the quantity of papers with the term 'Tethys' in their title was just a bit less than that with the new palaeotectonical terms. However, the proportion of publications labelling 'Tethys' in their title decreased strongly in 2012. Although this is a short-term observation, it may be an evidence of broad acceptance of the new palaeotectonical terminology. From 67 publications that use the term 'Tethys' in their title, 26 papers require palaeotectonical terms. However, the rest of the papers deal with palaeoceanographical or palaeobiogeographical issues, and, thus, the term 'Tethys' in their titles is suitable. As much as 39 papers bear the term 'Western Tethys' in their title, and 24 of them deal with fossils. Although speaking about the Tethys (in palaeobiogeographical sense) and its western part is

more or less valid, it is interesting that some papers focusing on mid-Mesozoic fossils do not employ the term 'Mediterran-Caucasian Subrealm' advocated by Westermann [5]. 9 papers with the term 'Western Tethys' in their titles are palaeoceanographical essentially, and, thus, the noted term is used correctly. However, there are 6 publications that employed the term 'Western Tethys', but needed the proper palaeotectonical terms. Finally, some publications used the Tethys-related terms different from those discussed above - e.g., they tell about the Ligurian Tethys, the Mediterranean Tethys, and the Sanjiang Tethys. The Peri-Tethys and the Paratethys are also discussed in the modern professional literature.

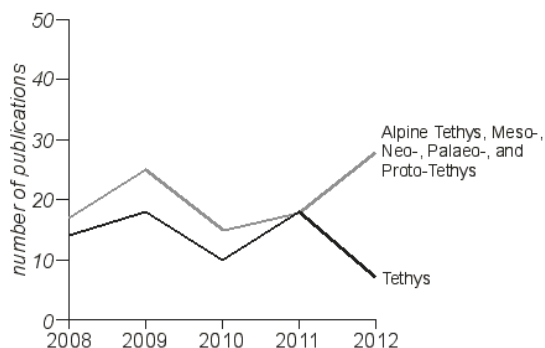


Figure 3. Dynamics of use of the Tethys-related terms in the titles of geological publications (according to the bibliographical database 'Scopus')

The attempted bibliographical survey indicates certain problems with the application of the Tethys-related terminology. One explanation is the multiple meaning of the 'Tethys' is misleading itself. The other possible explanation is linked to the problem in efficient knowledge exchange among the international research community. However, the database 'Scopus' does not permit to confirm such an assumption in full. The work [12] was cited as much as 675 times. The work [9] was cited 34 times during only ~ 2 years. But the review of the Mesozoic palaeobiogeography [5] has remained underestimated in somewhat, because it was cited only 45 times during the decade after its publication.

As shown in this paper, the Tethys-related terminology is a serious challenge for the modern geology, although it also reflects advances of the latter. Not only a broad discussion on this subject is required, but also an increase in awareness of the meanings of the term 'Tethys' and its derivatives.

REFERENCES

1. Suess E. Are great ocean depths permanent? // *Natural Science*. 1893. V. 2. P. 180–187.
2. Stow D. *Vanished Ocean: How Tethys Reshaped the World*. Oxford: Oxford University Press, 2010. 300 p.
3. Arkell W.J. *Jurassic Geology of the World*. London: Oliver and Boyd, 1956. 806 p.
4. Hallam A. *An Outline of Phanerozoic Biogeography*. Oxford, Oxford University Press, 1994. 246 p.
5. Westermann G.E.G. Marine faunal realms of the Mesozoic: review and revision under the new guidelines for biogeographic classification and nomenclature // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2000. V. 163. P. 49–68.
6. Cocks L.R.M., Torsvik T.H. The dynamic evolution of the Palaeozoic geography of eastern Asia // *Earth-Science Reviews*. 2013. V. 117. P. 40–79.
7. Ruban D.A., Al-Husseini M.I., Iwasaki Y. Review of Middle East Paleozoic Plate Tectonics // *GeoArabia*. 2007. V. 12. P. 35–56.
8. Metcalfe I. The ancient Tethys oceans of Asia: How many? How old? How deep? How wide? // *UNEAC Asia Papers* 1999. № 1. P. 1–9.
9. Metcalfe I. Tectonic framework and Phanerozoic evolution of Sundaland // *Gondwana Research*. 2011. V. 19. P. 3–21.
10. Metcalfe I. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 66. P. 1–33.
11. Scotese C.R. A Continental Drift Flipbook // *Journal of Geology*. 2004. V. 112. P. 729–741.
12. Stampfli G.M., Borel G.D. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 196. P. 17–33.
13. Stampfli G.M., Hochard C., Vérard C. et al. The formation of Pangea // *Tectonophysics*. 2013. V. 593. P. 1–19.
14. Seton M., Müller R.D., Zahirovic S. et al. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // *Earth-Science Reviews*. 2012. V. 113. P. 212–270.
15. Torsvik T.H., Cocks L.R.M. Earth geography from 400 to 250 Ma: a palaeomagnetic, faunal and facies review // *Journal of the Geological Society, London*. 2004. V. 161. P. 555–572.
16. Bird P. An updated digital model of plate boundaries // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003. V. 4. P. 1027. doi:10.1029/2001GC000252.

В настоящее время термин "Тетис" сохраняет палеоокеанологическое и палеобиогеографическое значение. С точки зрения палеотектоники Тетиса как единого океана не существовало. В современных работах терминология, связанная с Тетисом, нередко смешивается, что является существенным вызовом для исследовательского сообщества.

Rudenko O.V.

(Orel State University, Orel, olrudenko2011@yandex.ru)

Isfjorden, Western Spitsbergen: Late Holocene stratigraphy and pollen case study

In the late eighties Marine Arctic Geological Expedition (MAGE, Murmansk, Russian Federation) following the contract with “Arctic Ugol” Mining Company retrieved three gravity sediment cores from the bottom of the Isfjorden (Western Spitsbergen, Svalbard, Norway) (Fig.1).

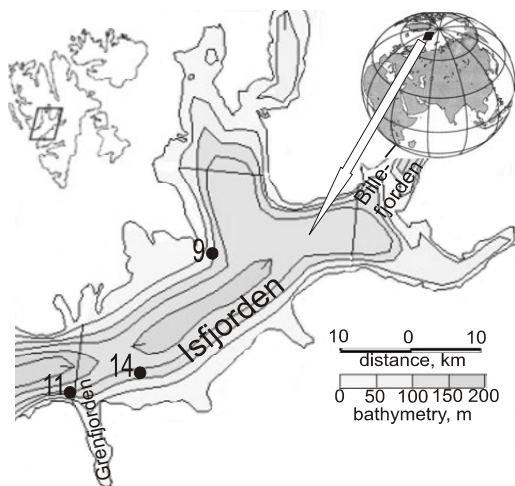


Fig.1. Bathymetric map of the Isfjorden and location of the sampling sites

A high-resolution pollen analysis of the cores was performed with the purpose to *i)* identify taxonomic composition of pollen spectra (PS) from bottom sediments of the fjord; *ii)* correlate the obtained results with the local pattern of pollen and spores succession in order to get age assignments and stratigraphically subdivide the studied marine sediment sequences; *iii)* give a viewpoint on the terrestrial vegetation history of Western Spitsbergen by analyzing plant microfossils from bottom sediments of the fjord.

1. Modern setting

Isfjorden is the largest fjord of the Island of Western Spitsbergen. It traces as a submarine canyon to the very edge of the Greenland Sea shelf break. Coastal glaciers provide considerable amount of glaciofluvial sediments discharged into the fjord. As a result its seabed is covered by a thick layer of soft mud with gruss and rock fragments. Hydrological conditions result from the intensive mixture of fluvioglacial flows with local cold water and inflowing transformed temperate Atlantic water. Near-bottom water temperature averages 0.9 to 2.7°C. The coastal area represents a polygonal arctic desert with patches of arctic tundra. *Dryas*

heath occurs on exposed ridges, sedges and polar willow (*Salix polaris*) are among the most common plants [1]. Coastal vegetation in the southernmost part of the Isfjorden is more diverse because of the strong influence of the warm West-Spitsbergen current [2]. Arcto-alpine and circumpolar taxa create the rim around the fjord being interspersed with isolated communities of south-arctic herbs and dwarf shrubs.

2. Material and methods

Bottom sediments retrieved by three 140 to 190-cm thick cores represent soft and viscous silty pelite with gruss and pebble inclusions. It is water-saturated in the uppermost 25 cm. Cores were subsampled for pollen analysis at every 5 or 10 cm. Samples were freeze-dried, weighed and processed using standard pollen preparation procedure [3]. Besides the dominating pre-Quaternary reworked pollen minimum of 150 terrestrial grains of Holocene age was counted in each representative sample at 400x magnification. Relative frequency of pollen and spores calculated based on the total sum of registered microfossils of Holocene age.

3. Pollen zones and palynostratigraphy

Pollen spectra are dominated by pre-Quaternary reworked pollen and spores (up to 90% from the total sum of identified grains). Remaining Holocene spectra are quite similar to those previously described from local radiocarbon-dated lake and peat sediments in the Billefjorden area [4], Hornsundfjorden coast [5], and the Semmeldalen River valley, which is located 9 km northward of the Van Mijenfjorden [6]. Marine pollen spectra do also contain long-transported pollen of conifers together with well-floated spores of ferns and show a very low content of heavily transported *Salix* pollen (Fig.2).

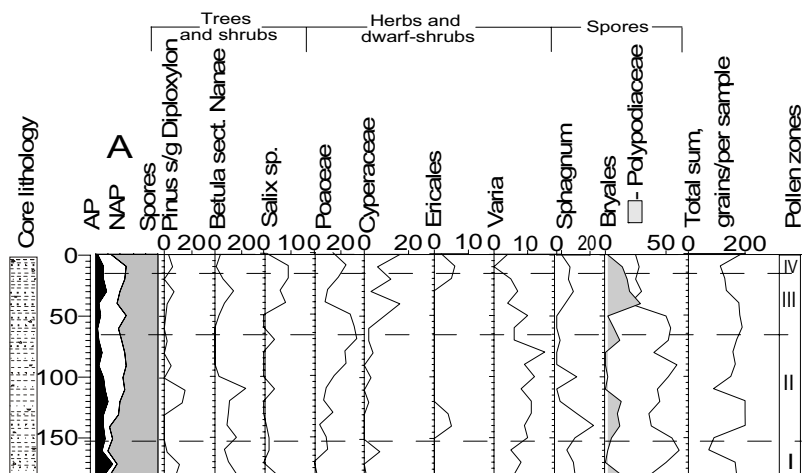


Fig. 2. Selected pollen curves of the core 11, %: - silty pelite; **A** - basic plant groups percentage ratio: AP - pollen of arboreal plants and shrubs; NAP - non-arboreal pollen

Correlation of local pollen zones (PZ) from Isfjorden bottom sediments with those described from above mentioned coastal peat exposures and lake cores enabled pollen-based stratigraphy of the fjord bottom sediments as well as reconstruction of the terrestrial vegetation history based on marine pollen data.

The oldest pollen records of the studied bottom sediment cores date back to about 3 ka. They characterize the lowermost silty pelite layer (intervals 180–150 cm in core 11; and 190–60 cm in core 14) and form two local pollen assemblage zones (PZ). PZ-1 featured by the lowest percentages of long-distant transported pollen of conifers and tree-birches (less than 5% in total, which is more than ten times less than in surface sediment spectra). PZ-2 is distinguished by significant contribution of grass and sedge pollen and a sharp increase (up to 47%) in the total percentage of Varia-group represented by Ranunculaceae, Rosaceae undiff., Saxifragaceae, Papaveraceae among other arctic herbs. Pollen of Brassicaceae averages 7% from the total sum of microfossils. Local hypoarctic dwarf shrub pollen such as *Salix* cf. *herbacea* L., *S. polaris* Wahl., *Betula* sect. *Nanae*-type and spores of green mosses are also abundant. In general, total taxonomic composition of PZ-2 closely corresponds to that of PZ “Poaceae-Cyperaceae” described from the basal part of the Semmeldalen peat exposure dated back to 2.8 to 2.5 ka. Both, PZ-1 and PZ-2, show that moss-cereal-sedge fens and heather bogs at the Isfjorden coastal areas co-occurred with rocky tundra vegetation at higher elevations by the end of the late Subboreal period. PZ-3 characterizes the rest part of the soft pelite layer in cores 11 (int. 150–22 cm) and 14 (int. 60–22 cm) and the whole of silty pelite layer (int. 140–22 cm) in core 9 from the NE inner part of the fjord. The peaks of *Salix* sp., *Betula* sect. *Nanae*-type and Ericales pollen distinguish it as well as the lowest percentages of green mosses spores, thus supporting the reconstruction of heath and osiers expansion. At the same time, considerable increase in Cyperaceae pollen gives evidence for coastal paludification due to a wetter climate phase. Taxonomic composition of PZ-3 closely corresponds to that of PZ “*Salix*-Cyperaceae” described from the central part of the Semmeldalen peat dated back to 2.5 to 1.9 ka. The upper water-saturated layer of all three cores contains pollen assemblages that are very similar to those described from the lowermost part of Lake Nurdamen bottom sediments aging back to 1.5 ka. They do also resemble those identified in the Isfjorden surface sediment samples.

4. Conclusions

The above pilot pollen study shows that:

- 1) The age of analyzed sediments is most likely about last 2.8–3 ka. Marine pollen records do well correlate to already available pollen data from ¹⁴C-dated peat and lake-fen sediments at the Western Spitsbergen.
- 2) The Isfjorden was probably deeper at the beginning of the recorded sedimentation period as suggested by the small share of grass pollen, which usually fossilizes in the coastal zone. Extremely low pollen concentration in

Isfjorden bottom sediments possibly reflects very high accumulation rate during the time of sedimentation.

3) Apart from the late Subboreal period, there were no extreme changes in the vegetation cover of the Isfjorden coasts. Open arctic grass-heathland dominated over the entire interval 2.8–3.0 ka. Pollen data indicate that grass-sedge-cereal plant cover along Isfjorden coasts was replaced by heath and, especially, osier-bed at about 2.5 ka, but subsequently sedge communities regained their dominance in terrestrial vegetation.

Acknowledgements: The author is grateful to the geologic crew of the Marine Arctic Geological Expedition who provided sediment samples for pollen analysis.

This research is supported by the Russian Foundation for Basic Research (project № 11-05-01091a).

REFERENCES

1. Brattback, I. Vegetasjonsregioner – Svalbard og Jan Mayen. Nasjonalatlas for Norge, Kartblad, 4.1.3. 1986
2. Birks, H.H. Holocene vegetational history and climatic change in west Spitsbergen – plant macrofossils from Skardtjørna, an Arctic lake // The Holocene. 1991. № 1. P. 209–218.
3. Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. Pollen analysis. Blackwell, Oxford. 1991.
4. Dorozhkina M. Pollen study of Holocene lake and peatbog sediments in the area of Nurdamen Lake, Western Spitsbergen // Proceed. 5th Int. Conf. “Complex investigations of the Nature of Spitsbergen Archipelago”. Murmansk. 2005. P. 167–173 (in Russian).
5. Środon A. Pollen spectra from Spitsbergen // Folia Quaternaria. 1960. № 3. P. 112–118.
6. Zelickson E. Palynological investigation of a Holocene peat deposit from Spitsbergen // Holocene palynology. Moscow. 1971. P. 199–212 (in Russian).

Safarova S.¹, Pushchin I.², Ablaev A.², Gibson G.³

(¹P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, s.safarova@mail.ru;

²Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, ³University of Auckland, Auckland, New Zealand)

On geological history of development of the Kermadec tectonic system (palynological method)

The Kermadec system comprises the Colville Ridge (remnant arc), Havre Trough (backarc basin), Kermadec Ridge (active arc) and Kermadec Trench. Data are presented from two traverses (dredge, magnetic, single channel seismic) across the whole system. An important transverse tectonic boundary, the 32°S Boundary, lies between the two traverse lines and separates distinct northern (32°–25°S) and southern (32°–36°) sectors. The Kermadec Ridge slopes smoothly trenchward to a mid-slope terrace with minor sediment fill at 5–6 km water depth. A steeper (10–24°) and more rugged lower trench slope is mantled rhyolitic vitric mud diamictos containing locally derived basaltic clasts; one clast is of late Miocene age (K-Ar age 7.84 Ma). The arc (Kermadec Ridge) is capped by active volcanoes. South of the 32°S Boundary the Kermadec Ridge deepens and presents a 2.8 km scarp face to the Havre Trough; K-Ar ages of 1.25–2.04 Ma.

Derived microfossils, sedimentary clasts with fossil-based depositional ages in the late Miocene and Pliocene, clasts of hypabyssal and plutonic rocks, and dated basalt clasts as old as 2 Ma, together indicate continuing collapse and surficial reworking on both ridges. Derived microfossils establish that the Colville and Kermadec Ridges have existed (initially as one ridge) since at least the earliest Miocene; by inference, ridge volcanism has been active since the same time, about 25 Ma. Rare older microfossils may indicate earlier existence of the ridge.

A complex of paleontological methods was used here for the first time (palynological, foraminifera, nannoplankton) which made it possible to determine the age of the Kermadec system sedimentary cover and to elucidate paleoclimatic conditions of sediment formation.

Spore-pollen complexes were determined in aleuropelitic sediments at the boundary between Early and Middle Miocene (*Monolites alveolatus*, *Polypodiisporites ratiatus*, *Polypodiisporites irregularis*, *Glencopollis ornatus* and others), which is confirmed by foraminifera relics and calcareous nannoplankton (*Globorotaloides suteri*, *Globegadrina altispira*, *Globigerina venezuelana*, *G.obessa*, *G.pseudoururyi*, *Globorotalia continousa*, *Cyclococolithus macintyreii*, *Discoaster woodrugi*, *D.lodoensis*, *D.calcaris*, *Dvariabilis*).

Алфавитный указатель

Александрова Г.А.	160	Дмитренко О.Б.	201, 288
Алехина Г.Н.	13, 27, 236	Друщиц В.А.	49
Андроников А.В.	296	Дунаев Н.Н.	53
Анисимов М.А.	282	Емельянов Е.М.	205, 307
Антонова Л.В.	13, 27	Емельянова Т.А.	100
Антонова Т.А.	95	Ерошенко Д.В.	312
Артемова А.В.	146, 264	Забанбарк А.	57
Бараш М.С.	150	Захаренко В.С.	62
Баширова Л.Д.	155, 226	Захарова Е.Е.	98
Беляев Н.А.	34, 98	Зеленщиков Г.В.	301
Блинова И.В.	160	Зоу Д.	189
Богданова О.Ю.	74	Иванов М.В.	98
Босин А.А.	39, 165, 170, 189	Иванова Е.В.	236
Брянцева Г.В.	53	Иванова Е.Д.	146, 208, 269
Бубенщикова Н.В.	137, 212	Игнатьев А.В.	189
Ванштейн Б.Г.	129	Казанин Г.С.	62
Василенко Ю.П.	165, 170	Казарина Г.Х.	228, 288, 293
Веливетская Т.А.	189	Кайстренко В.М.	175, 269
Ветров А.А.	34	Калинин В.В.	301
Вологина Е.Г.	39	Калугин И.А.	193
Габлина И.Ф.	245	Клювиткина Т.С.	67
Ганзей Л.А.	175, 269	Кокин О.В.	124
Гаранкина Е.В.	124	Колесник А.Н.	39, 72, 231
Гарбе-Шёнберг Д.	254	Константинова Н.П.	74
Гельви Т.Н.	95	Кособокова К.Н.	78
Герасимова М.В.	44, 105	Кравчишина М.Д.	98
Гладенков А.Ю.	180	Крашенинников С.П.	212
Гладенков Ю.Б.	185	Кругликова С.Б.	217
Глушкова О.Ю.	254	Крупская В.В.	160
Гогорев Р.М.	259	Крылов А.А.	82
Горбаренко С.А.	146, 165, 170, 189, 196, 322	Кулагина Н.В.	39
Горбунов А.О.	175	Курбатова Е.С.	86
Гребенникова Т.А.	175, 269	Левитан М.А.	91, 95, 221
Григорьев Н.Ф.	120	Леин А.Ю.	98
Грикуров Г.Э.	82	Леликов Е.П.	100
Гусев Е.А.	82	Либина Н.В.	132
Дара О.М.	98	Лисицын А.П.	5, 13
Дарьин А.В.	193	Лопатина И.Н.	120
Дарьин Ф.А.	193	Лукашина Н.П.	226
Деркачев А.Н.	189, 196, 249, 254	Лю Я.	170, 189
		Маккавеев П.Н.	98

Максимова Н.В.	193	Смирнова М.А.	228, 293
Малахов М.И.	189, 196	Сороколетов Д.С.	193
Маркович Т.И.	193	Стейкер Т.Н.	13
Матуль А.Г.	228, 293	Субетто Д.А.	296
Миролюбова Е.С.	82	Сыромятников К.В.	91
Митяев М.В.	44, 105	Талденкова Е.Е.	241
Мурдмаа И.О.	201	Улановская Т.Е.	301
Мысливец В.И.	109	Ульянцев А.С.	116
Найдина О.Д.	114	Ушакова М.Г.	13, 27
Николаева Н.А.	196	Фидаев Д.Т.	307
Нишимура Ю.	175	Флинт М.В.	98
Новиков Г.В.	74	Харин Г.С.	312
Носевич Е.С.	282	Харламов А.А.	269
Обрезкова М.С.	231	Ходжер Т.В.	120
Овсепян Е.А.	212, 236	Хусид Т.А.	228, 245
Овсепян Я.С.	241	Цзоу Ц.	170
Оськина Н.С.	245	Цой И.Б.	317
Пересыпкин В.И.	116	Черкашев Г.А.	74
Плечова А.А.	249	Черников А.Г.	132
Погодаева Т.В.	120	Черняева Г.П.	39
Пономарева В.В.	196, 212, 249, 254	Чеховская М.П.	228
Поняев М.С.	34, 98, 116	Ши С.	170, 189
Портнягин М.В.	196, 212, 249, 254	Штайн Р.	91
Пушина З.В.	259	Штурм М.	39
Пшенёва О.Ю.	264	Яковичина Е.В.	160
Разжигаева Н.Г.	175, 269	Янченко Е.А.	165, 322
Ракшун Я.В.	193	Ablaev A.	344
Рекант П.В.	74, 82	Björklund K.R.	326
Рогозин Д.Ю.	193	Bolshyanov D.	141
Розанов А.Г.	98	Fedorov G.	141
Романенко Ф.А.	124	Gibson G.	344
Романкевич Е.А.	34, 116	Hatakeda K.	326
Романова А.В.	274	Hernández-Almeida I.	326
Рощина И.А.	91	Hristova R.I.	330
Рыбьякова Ю.В.	189, 278	Kuznetsov V.J.	141
Саввичев А.С.	98	Lopatin D.V.	141
Садчикова Т.А.	49	Nürnberg D.	137, 212
Сайдова Х.М.	228	Pushchin I.	344
Сапелко Т.В.	282	Ruban D.A.	335
Сафарова С.А.	286, 344	Rudenko O.V.	340
Свальнов В.Н.	288	Savelieva L.A.	141
Семенов П.Б.	129	Thiede J.	141
Серов П.И.	129	Tiedemann R.	137
		Zhirov A.I.	141

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Лисицын А.П.</i> Морская геология – 40 лет работы конференции	5
Немного статистики	10
<i>Лисицын А.П., Ушакова М.Г., Стейкер Т.Н., Алехина Г.Н., Антонова Л.В.</i> Юбилеры Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 2012–2013 гг.	13
<i>Ушакова М.Г., Алёхина Г.Н., Антонова Л.В.</i> Флотилия памяти Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН	27

Морская геология Арктики и Антарктики, результаты российско-германских исследований

<i>Ветров А.А., Поняев М.С., Беляев Н.А., Романкевич Е.А.</i> Взвешенное органическое вещество по трассе Северного морского пути	34
<i>Вологина Е.Г., Кулагина Н.В., Черняева Г.П., Штурм М., Колесник А.Н., Босин А.А.</i> Вещественный состав донных осадков Чукотского моря, отобранных к северо-востоку от о. Врангеля (предварительные результаты)	39
<i>Герасимова М.В., Митяев М.В.</i> Современные условия осадконакопления в проливах архипелага ЗФИ	44
<i>Друщиц В.А., Садчикова Т.А.</i> Возможные источники эмиссии природного газа на шельфе Восточной Арктики	49
<i>Дунаев Н.Н., Брянцева Г.В.</i> Побережье Чукотского моря – природный объект для создания инфраструктуры по обеспечению Северного морского пути	53
<i>Забанбарк А.</i> Нефтегазоносность арктической части Норвегии	57
<i>Захаренко В.С., Казанин Г.С.</i> Особенности кайнозойского осадконакопления и проблема безопасности шельфов Западной Арктики	62
<i>Клювиткина Т.С.</i> Водные палиноморфы в поверхностных донных осадках морей Восточной Арктики	67
<i>Колесник А.Н.</i> Особенности осадконакопления в Чукотско-Аляскинском секторе Северного Ледовитого океана (по данным кластерного анализа)	72
<i>Константинова Н.П., Черкашев Г.А., Рекант П.В., Новиков Г.В., Богданова О.Ю.</i> Железомарганцевые образования подводного поднятия Менделеева	74
<i>Кособокова К.Н.</i> Современные представления о структуре зоопланктонных сообществ центрального Арктического бассейна	78

<i>Крылов А.А., Миролюбова Е.С., Грикуров Г.Э., Гусев Е.А., Рекант П.В.</i> Псефитовый материал в Меловых-Кайнозойских отложениях приполюсной части хребта Ломоносова (IODP-302)	82
<i>Курбатова Е.С.</i> Морфодинамические особенности южной границы моря Скотия	86
<i>Левитан М.А., Сыромятников К.В., Рощина И.А., Штайн Р.</i> Соотношение цвета и химического состава четвертичных донных осадков из южной части поднятия Менделеева и континентального склона Восточно-Сибирского моря	91
<i>Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н.</i> Соотношение глобальных и региональных закономерностей в триасово-олигоценовой истории седиментации Циркумарктического пояса	95
<i>Леин А.Ю., Маккавеев П.Н., Саввичев А.С., Кравчишина М.Д., Беляев Н.А., Дара О.М., Поняев М.С., Захарова Е.Е., Розанов А.Г., Иванов М.В., Флинт М.В.</i> Процессы трансформации взвеси в осадок в Карском море в сентябре 2011 г.	98
<i>Леликов Е.П., Емельянова Т.А.</i> Гранитоиды Тихоокеанского склона Курильской островодужной системы	100
<i>Митяев М.В., Герасимова М.В.</i> Позднечетвертичная история осадконакопления в проливах архипелага ЗФИ	105
<i>Мысливец В.И.</i> Признаки поднятия на побережьях Земли Франца-Иосифа	109
<i>Найдина О.Д.</i> Послеледниковые изменения палеосреды региона моря Лаптевых: сопоставление результатов микропалеонтологического анализа и AMS ¹⁴ C-датирования	114
<i>Пересыпкин В.И., Поняев М.С., Романкевич Е.А., Ульяновцев А.С.</i> Алканы в донных осадках поверхностного слоя морей Восточной Арктики	116
<i>Погодаева Т.В., Ходжер Т.В., Лопатина И.Н., Григорьев Н.Ф.</i> Поступление органического вещества в море Лаптевых (залив Буор-Хая)	120
<i>Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В., Кокин О.В.</i> Жизнь рельефа Земли Франца-Иосифа в позднем голоцене	124
<i>Серов П.И., Семенов П.Б., Ванштейн Б.Г.</i> Состав газовой компоненты донных осадков и придонной воды как индикатор протаивания субаквальной мерзлоты на приамальском шельфе Карского моря	129

<i>Черников А.Г., Либина Н.В.</i> 3D моделирование внутренней структуры дна арктических морей	132
<i>Bubenshchikova N.V., Nürnberg D., Tiedemann R.</i> The MIS 11 and MIS 1 similarity: new foraminiferal and sedimentological evidences from the Okhotsk Sea	137
<i>Thiede J., Zhirov A.I., Kuznetsov V.J., Lopatin D.V., Savelieva L.A., Bolshyanov D., Fedorov G.</i> Mysteries and History of the Siberian River Drainage to the Arctic Ocean: A Progress Report	141

Палеоокеанология, палеоэкология, биостратиграфия, перекрестная корреляция морских и сухопутных отложений

<i>Артемова А.В., Иванова Е.Д., Горбаренко С.А.</i> Палеопро-дуктивность Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене	146
<i>Бараиш М.С.</i> Причины массовых вымираний биоты в фанерозое	150
<i>Баширова Л.Д.</i> Исследование региональных особенностей Северо-Атлантического течения в среднем плейстоцене и голоцене по данным фораминиферового анализа	155
<i>Блинова И.В., Яковичкина Е.В., Крупская В.В., Александрова Г.А.</i> Сравнительная характеристика палеобассейнов палеогена Русской платформы и Северного Кавказа	160
<i>Босин А.А., Горбаренко С.А., Василенко Ю.П., Янченко Е.А.</i> Особенности изменения первичной продуктивности Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене	165
<i>Василенко Ю.П., Горбаренко С.А., Ши К., Лю Я., Цзоу Ц., Босин А.А.</i> Ледовые условия в восточной части Охотского моря во время Дансгаард-Ойшгер циклов последнего оледенения	170
<i>Ганзей Л.А., Разжизгаева Н.Г., Нишимура Ю., Гребенникова Т.А., Кайстренко В.М., Горбунов А.О.</i> Первые находки осадков цунами на побережье Восточного Приморья	175
<i>Гладенков А.Ю.</i> О биполярном распространении некоторых морских диатомей в раннем олигоцене	180
<i>Гладенков Ю.Б.</i> Палеоген и неоген Северотихоокеанской области: геологические события и формирование биотических сообществ паратропического и бореального типа	185

<i>Горбаренко С.А., Ши С., Босин А.А., Малахов М.М., Зоу Д., Лю Я., Рыбьякова Ю.А., Деркачев А.Н., Веливетская Т.А., Игнатъев А.В.</i>	189
Высокоразрешающие изменения климата и среды Японского моря (возв. Ямато) за последние 75 тысяч лет	
<i>Дарьин А.В., Калугин И.А., Маркович Т.И., Максимова Н.В., Ракишун Я.В., Дарьин Ф.А., Сороколетов Д.С., Rogozin Д.Ю.</i>	193
Литолого-геохимические индикаторы изменений климата в ежегодно ламинированных (варвных) осадках оз. Шира (Хакасия)	
<i>Деркачев А.Н., Николаева Н.А., Портнягин М.В., Пономарева В.В., Горбаренко С.А., Малахов М.И.</i>	196
Летопись сильных эксплозивных извержений вулканов Камчатки и Курильских островов в четвертичных отложениях северо-западной части Тихого океана и прилегающих морей	
<i>Дмитренко О.Б., Мурдмаа И.О.</i>	201
Ассоциации наннофоссилий как индикатор условий формирования четвертичных разрезов в районе возвышенности Риу-Гранди	
<i>Емельянов Е.М.</i>	205
Дегляциация Северной Европы и ее отражение в осадках морей	
<i>Иванова Е.Д.</i>	208
Фораминиферовые комплексы в осадках цунами на побережье Южных Курильских островов	
<i>Крашенинников С.П., Пономарева В.В., Портнягин М.В., Бубеницкова Н.В., Овсепян Е.А., Нюрнберг Д.</i>	212
Первые исследования криптотефры в осадках Охотского и Берингова моря	
<i>Кругликова С.Б.</i>	217
Радиолярии, флуктуации палеосреды и современное видообразование	
<i>Левитан М.А.</i>	221
Тайна «двух океанов»	
<i>Лукашина Н.П., Баширова Л.Д.</i>	226
Формирование глубинной воды в Исландской котловине в конце позднего плейстоцена	
<i>Матуль А.Г., Саидова Х.М., Смирнова М.А., Хусид Т.А., Чеховская М.П., Казарина Г.Х.</i>	228
Окраинная СЗ Пацифика во время терминации I: микропалеонтологические данные о диахронных изменениях	
<i>Обрезкова М.С., Колесник А.Н.</i>	231
Особенности распределения диатомей в поверхностных осадках морей Восточной Арктики России (на основе кластерного анализа)	
<i>Овсепян Е.А., Иванова Е.В., Алехина Г.Н.</i>	236
Изменения биопродуктивности поверхностных вод в северной части Тихого океана в течение последнего ледникового цикла	

<i>Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е.</i> Современные комплексы бентосных фораминифер моря Лаптевых и их применение для реконструкции палеоклиматических событий позднего плейстоцена-голоцена	241
<i>Оськина Н.С., Хусид Т.А., Габлина И.Ф.</i> Реконструкция палеоокеанологических условий в Северной Атлантике в районе 20 ⁰ с.ш. по фораминиферовым данным	245
<i>Плечова А.А., Портнягин М.В., Пономарева В.В., Деркачев А.Н.</i> Петрохимическая характеристика пемз вулканического центра Горелый (Камчатка) как основа для их корреляции с тефрой из колонок северо-западной Пацифики	249
<i>Пономарева В.В., Портнягин М.В., Деркачев А.Н., Глушкова О.Ю., Гарбе-Шёнберг Д.</i> Датирование оледенения в районе Магадана на основе корреляции вулканического пепла в наземных и морских отложениях	254
<i>Пушина З.В., Гогорев Р.М.</i> Состав и биостратиграфическое значение позднекайнозойских морских бентосных комплексов диатомей в Антарктиде	259
<i>Пшенёва О. Ю., Артемова А.В.</i> Отражение глобальных тысячелетних изменений климата в вариациях среды Охотского моря по записям бентосных фораминифер в голоцене – позднем плейстоцене	264
<i>Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Иванова Е.Д., Кайстренко В.М., Харламов А.А.</i> Особенности осадко-накопления в периферийной зоне Тохоку цунами 2011 г. (Южные Курилы)	269
<i>Романова А.В.</i> Палеоокеанология и особенности формирования осадков Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене по данным фораминиферового анализа	274
<i>Рыбьякова Ю.В.</i> Палинологические исследования донных отложений Японского моря	278
<i>Сапелко Т.В., Анисимов М.А., Носевич Е.С.</i> Палинология голоценовых озерно-болотных отложений баренцево-морского побережья Кольского полуострова	282
<i>Сафарова С.А.</i> Исследования строения и развития Японского глубоководного желоба (методом спорово-пыльцевого анализа)	286

<i>Свальнов В.Н., Дмитренко О.Б., Казарина Г.Х.</i> Процессы четвертичной седиментации и формирование биостратиграфических ассоциаций в котловинах Юго-Восточной Атлантики	288
<i>Смирнова М.А., Казарина Г.Х., Матуль А.Г.</i> Палеоклиматические изменения в северо-западной части субарктической Пацифики за последние 20 тыс. лет по данным изучения диатомей	293
<i>Субетто Д.А., Андроников А.В.</i> Катастрофические природные события на рубеже плейстоцена и голоцена: результаты палеолимнологических исследований	296
<i>Улановская Т.Е., Калинин В.В., Зеленичиков Г.В.</i> Климатическая цикличность и её влияние на эволюцию биоты (по материалам бурения в Чёрном, Азовском и Каспийском морях и на сопредельной суше)	301
<i>Фидаев Д.Т., Емельянов Е.М.</i> Состав и строение нижнеголоценовых осадков Северной и Юго-Восточной Балтики (Балтийское море)	307
<i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В.</i> Геологическая история Ян-Майенского микроконтинента и Ян-Майенской горячей точки (Полярная Атлантика)	312
<i>Цой И.Б.</i> Стратиграфия и условия формирования осадочного чехла Охотского моря (на основе анализа диатомей и силикофлагеллат)	317
<i>Янченко Е.А., Горбаренко С.А.</i> Реакция сообществ радиоларий на изменения климата и среды Охотского моря в позднем плейстоцене и голоцене	322
<i>Bjørklund K.R., Hatakeda K., Hernández-Almeida I.</i> IODP Expedition 306, site U1314, North Atlantic: Radiolarian biostratigraphy, associations and paleoceanography	326
<i>Hristova R.I.</i> Climatic and sea level changes during the Quaternary evolution of the Bulgarian Black Sea zone	330
<i>Рубан Д.А.</i> Тетис: три значения в современной геологии	335
<i>Rudenko O.V.</i> Isfjorden, Western Spitsbergen: Late Holocene stratigraphy and pollen case study	340
<i>Safarova S., Pushchin I., Ablaev A., Gibson G.</i> On Geological history of development of the Kermadec tectonic system (palynological method)	344
Алфавитный указатель	345

CONTENTS

<i>Lisitzin A.P.</i> Marine geology – 40 years of conferences	5
Some statistics	10
<i>Lisitzin A.P., Ushakova M.G., Steiker T.N., Alekhina G.N., Popova E.G.</i> Persons of P.P. Shirshov Institute of Oceanology whose anniversary were celebrated in 2012–2013	13
<i>Ushakova M.G., Alekhina G.N., Popova E.G.</i> Fleet in memory of P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS	27

Marine geology of the Arctic and Antarctic regions, the results of German-Russian investigations

<i>Vetrov A.A., Ponyaev M.S., Belyaev N.A., Romankevich E.A.</i> Particulate organic matter along Northern Sea Route	34
<i>Vologina E.G., Kulagina N.V., Chernyaeva G.P., Sturm M., Kolesnik A.N., Bosin A.A.</i> Material composition of the sediments of the Chukchi Sea, selected to the north-east of Wrangel Island (preliminary results)	39
<i>Gerasimova M.V., Mityaev M.V.</i> Up-to-date conditions sedimentation in archipelago ZFI channel	44
<i>Drouchits V.A., Sadchikova T.A.</i> Probable sources of natural gas emission in the Eastern Arctic shelf	49
<i>Dunaev N.N., Bryntseva G.V.</i> The coast of Chukchi Sea as natural object for infrastructure creation on maintenance of Northern sea way	53
<i>Zabanbark A.</i> Oil and gas bearing of Norwegian Arctic	57
<i>Zakharenko V.S., Kazanin G.S.</i> Features of the Cenozoic sedimentary and security issue of the Western Arctic shelf	62
<i>Klyuvitkina T.S.</i> Aquatic palynomorphs in the East Arctic Seas surface sediments	67
<i>Kolesnik A.N.</i> Sedimentation characteristics in the Chukchi–Alaska sector of the Arctic Ocean (based on data of cluster analysis)	72
<i>Konstantinova N., Cherkashov G., Rekant P., Novikov G., Bogdanova O.</i> Ferromanganese formations of the Mendeleev Ridge	74
<i>Kosobokova K.N.</i> Current understanding of the structure of the zooplankton communities of the central Arctic Basin	78
<i>Krylov A.A., Miroshubova E.S., Grikurov G.E., Gusev E.A., Rekant P.V.</i> Pebbles in the Cretaceous–Cenozoic deposits at the near-pole part of the Lomonosov Ridge (IODP-302)	82

<i>Kurbatova E.S.</i> Morphodynamic features of the south boundary of the Scotia Sea	86
<i>Levitan M.A., Syromyatnikov K.V., Roshchina I.A., Stein R.</i> Dependence between colour and chemical composition of Quaternary bottom sediments from the southern part of Mendeleev Rise and the continental slope of the East Siberian Sea	91
<i>Levitan M.A., Antonova T.A., Gelvi T.N.</i> Interrelation of global and regional regularities in the Triassic-Oligocene sedimentation history of Circumarctic Belt	95
<i>Lein A.Yu., Makkaveev P.I., Savvichev A.S., Kravchishina M.D., Belyaev N.A., Dara O.M., Ponyaev M.S., Zaharova E.E., Rozanov A.G., Ivanov M.V., Flint M.V.</i> The processes of particulate matter transformation from water column to sediment in the Kara Sea during September 2011	98
<i>Lelikov E.P., Emelyanova T.A.</i> Granitoids of the Pacific slope of the Kuril Islands Arc	100
<i>Mityaev M.V., Gerasimova M.V.</i> Late Quaternary history of sedimentation in Franz-Josef Land archipelago' channels	105
<i>Myslivets V.I.</i> Uplift features on the coasts of Franz-Josef Land	109
<i>Naidina O.D.</i> Postglacial environmental changes in the Laptev Sea region: a comparison of the results of micropaleontological analysis and radiocarbon ages (AMS ¹⁴ C)	114
<i>Peresyarkin V.I., Ponyaev M.C., Romankevich E.A., Ulyantsev A.S.</i> Alkanes in the surface layer of bottom sediments of the Eastern Arctic seas	116
<i>Pogodaeva T.V., Khodzher T.V., Lopatina I.N., Grigorev N.F.</i> Supply of organic matter in the Laptev Sea (Buor-Haya Gulf)	120
<i>Romanenko F.A., Garankina E.V., Kokin O.V.</i> Relief life of Franz Josef Land in the Late Holocene	124
<i>Serov P., Semenov P., Vanshtein B.</i> Gas content of the bottom sediments and near bottom water as an indicator of subsea permafrost degradation on the Yamal shelf, Kara Sea	129
<i>Chernikov A.G., Libina N.V.</i> 3D modeling of internal structure of a bottom on the Arctic Sea	132
<i>Bubenshchikova N.V., Nürnberg D., Tiedemann R.</i> The MIS 11 and MIS 1 similarity: new foraminiferal and sedimentological evidences from the Okhotsk Sea	137

<i>Thiede J., Zhirov A.I., Kuznetsov V.J., Lopatin D.V., Savelieva L.A., Bolshyanov D., Fedorov G.</i>	141
Mysteries and History of the Siberian River Drainage to the Arctic Ocean: A Progress Report	

Paleoceanology, paleoecology, biostratigraphy, cross correlation of marine and land deposits

<i>Artemova A.V., Ivanova E.D., Gorbarenko S.A.</i>	146
Paleoproductivity of the Sea of Okhotsk in a late Pleistocene and the Holocene	
<i>Barash M.S.</i>	150
Causes of Mass Biotic Extinctions in the Phanerozoic	
<i>Bashirova L.D.</i>	155
Study of the regional characteristics of the North Atlantic Current during the Middle Pleistocene to Holocene-based on foraminiferal data	
<i>Blinova I.V., Yakovishina E.V., Krupskaya V.V., Aleksandrova G.A.</i>	160
Comparative characteristics of the Paleogene paleobasins Russian platform and the North Caucasus	
<i>Bosin A.A., Gorbarenko S.A., Vasilenko Yu.P., Yanchenko E.A.</i>	165
The features of primary productivity changes in the Okhotsk Sea during Late Pleistocene and Holocene	
<i>Vasilenko Yu.P., Gorbarenko S.A., Shi X., Liu Y., Zou J., Bosin A.A.</i>	170
Sea ice conductions in eastern part of the Okhotsk Sea during Dansgaard-Oyeshger events of the Last Glaciation	
<i>Ganzev L.A., Razzhigaeva N.G., Nishimura Yu., Grebennikova T.A., Kaistrenko V.M., Gorbunov A.O.</i>	175
First find of tsunami deposits on the coasts of Eastern Primorye	
<i>Gladenkov A.Yu.</i>	180
On a bipolar distribution of some marine diatoms in the early Oligocene	
<i>Gladenkov Yu.B.</i>	185
The North Pacific Paleogene and Neogene: geological events and formation of biotic assemblages of paratropical and boreal types	
<i>Gorbarenko S.A., Shi X., Bosin A.A., Malakhov M.M., Zou J., Liu Y., Rybiakova Y.A., Derkachev A.N., Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V.</i>	189
High-resolution climate and environmental changes in the Japan Sea (Yamato Rise) over last 75ka	
<i>Darin A.V., Kalugin I.A., Markovich T.I., Maksimova N.V., Rakshun Ya.V., Darin F.A., Sorokoletov D.S., Rogozin D.Yu.</i>	193
Lithological and geochemical indicators of climate change in annually laminated (varves) sediments of Lake Shira (Khakasia).	
<i>Derkachev A.N., Nikolaeva N.A., Portnyagin M.V., Ponomareva V.V., Gorbarenko S.A., Malakhov M.I.</i>	196
Annals of strong explosive	

eruptions from volcanoes of Kamchatka and Kuril Islands in Quaternary deposits within the north-western part of the Pacific Ocean and its adjacent seas	
<i>Dmitrenko O.B., Murdmaa I.O.</i> Nannofossil associations as an indicator of Quaternary sedimentation environments in the Rio Grande Region, SW Atlantic	201
<i>Emelyanov E. M.</i> Deglaciation of Northern Europe and its reflection in the sediments of the seas	205
<i>Ivanova Ye.D.</i> Foraminiferal assemblages in the tsunami sediments on the South Kuril Islands coast	208
<i>Krashennnikov S., Ponomareva V., Portnyagin M., Bubenschikova N., Ovsepyan E., Nürnberg D.</i> First data on cryptotephra in Okhotsk and Bering Seas sediments	212
<i>Kruglikova S.B.</i> Radiolaria, paleoenvironmental fluctuations and the modern speciation	217
<i>Levitan M.A.</i> Mystery of “two oceans”	221
<i>Lukashina N.P., Bashirova L.D.</i> Generation of deep water in the Iceland Basin in the end of Late Pleistocene	226
<i>Matul A.G., Saidova Kh.M., Smirnova M.A., Khusid T.A., Chekhovskaya M.P., Kazarina G.Kh.</i> Marginal Northwest Pacific during Termination I: micropaleontology about diachronous changes	228
<i>Obrezkova M.S., Kolesnik A.N.</i> Diatom distribution in the East Arctic Seas surface sediments (based on the cluster analysis)	231
<i>Ovsepyan E.A., Ivanova E.V., Alekhina G.N.</i> Sea surface bioproductivity changes in the North Pacific during the last glacial cycle	236
<i>Ovsepyan Ya.S., Taldenkova E.E.</i> Modern benthic foraminifera assemblages from the Laptev Sea and their application for late Pleistocene-Holocene paleoenvironmental reconstructions	241
<i>Oskina N.S., Khusid T.A., Gablina I.F.</i> Reconstruction of palaeoceanological conditions in the North Atlantic in region 20° N on foraminiferal data	245
<i>Plechova A.A., Portnyagin M.V., Ponomareva V.V., Derkachev A.N.</i> Petrochemical characteristics of the Gorely volcanic center pumices (Kamchatka) as a basis for their correlations with distal tephra from the NW Pacific submarine cores	249
<i>Ponomareva V.V., Portnyagin M.V., Derkachev A.N., Glushkova O.Yu., Garbe-Schönberg D.</i> Dating of the glacier decay in the Magadan area based on correlation of terrestrial and submarine volcanic ash layers	254

<i>Pushina Z.V., Gogorev R.M.</i> Composition and biostratigraphy of the Late Cenozoic marine benthic diatom assemblages of Antarctica	259
<i>Psheneva O.Yu., Artemova A.V.</i> Reflection of global millennial climate changes in the Okhotsk Sea environmental variations in the records of the benthic foraminifera in the Holocene - Late Pleistocene	264
<i>Razzhigaeva N.G., Ganzey L.A., Grebennikova T.A., Ivanova E.D., Kaistrenko V.M., Harlamov A.A.</i> Sedimentation features within peripheral zone of Tohoku tsunami 2011 yr. (South Kurils)	269
<i>Romanova A.V.</i> Paleoceanography and sedimentation of the Sea of Okhotsk during the Late Pleistocene to Holocene based on planktonic foraminifera	274
<i>Rybiakova Yu.V.</i> Pollen researches of sea ground sediments of the Japan Sea	278
<i>Sapelko T.V., Anisimov M.A., Nosevich E.S.</i> Palynology of Holocene lakes-peat sediments of Barents Sea coastal basins on Kola Peninsula	282
<i>Safarova S.A.</i> Studies of the structure and development of the Japan deep-sea trench (spore-pollen analysis method)	286
<i>Sval'nov V.N., Dmitrenko O.B., Kazarina G.Kh.</i> Quaternary sedimentation and formation of biostratigraphic associations processes in basins of the South-Eastern Atlantic	288
<i>Smirnova M.A., Kazarina G.Kh., Matul A.G.</i> Paleoclimate changes during the last 20ky in the northwestern subarctic Pacific based on diatom study	293
<i>Subetto D.A., Andronikov A.V.</i> Catastrophic events on the Late Pleistocene–Holocene transition: some results of paleolimnological studies	296
<i>Ulanovskaya T.E., Kalinin V.V., Zelenshsikov G.V.</i> Climatic cyclicity and its influence on the evolution of the biota (on materials of drilling in the Black, Azov and Caspian Seas and the adjacent land)	301
<i>Fidaev D.T., Emelyanov E.M.</i> Composition and structure of lower Holocene sediments of North and South-East Baltic (Baltic Sea).	307
<i>Kharin G.S., Eroshenko D.V.</i> Geologic history of the Jan Mayen Microcontinent and Jan Mayen Hot Spot	312

<i>Tsoy I.B.</i> Stratigraphy and formation conditions of sedimentary cover of the Okhotsk Sea (on the basis of diatoms and silicoflagellates analyses)	317
<i>Yanchenko E.A., Gorbarenko S.A.</i> Reaction of the radiolarian assemblages to the climate and environmental changes of the Okhotsk Sea during Late Pleistocene and Holocene.	322
<i>Bjørklund K.R., Hatakedo K., Hernández-Almeida I.</i> IODP Expedition 306, site U1314, North Atlantic: Radiolarian biostratigraphy, associations and paleoceanography	326
<i>Hristova R.I.</i> Climatic and sea level changes during the Quaternary evolution of the Bulgarian Black Sea zone	330
<i>Ruban D.A.</i> The Tethys: three meanings in the modern geology	335
<i>Rudenko O.V.</i> Isfjorden, Western Spitsbergen: Late Holocene stratigraphy and pollen case study	340
<i>Safarova S., Pushchin I., Ablaev A., Gibson G.</i> On Geological history of development of the Kermadec tectonic system (palynological method)	344

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**
**Материалы XX Международной научной конференции
(Школы) по морской геологии**

Москва, 18–22 ноября 2013 г.

Том I

Подписано к печати 22.10.2013.
Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м².
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 22,5 пл.
Тираж 400 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru,
www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО “Чебоксарская типография № 1”
428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.



Издательство ГЕОС

**издание и распространение
научной литературы**

**Издательство ГЕОС сотрудничает
с Российским фондом фундаментальных исследований и другими
фондами, издает книги, брошюры любых обрезных форматов
в твердой и мягкой обложке с черно-белыми и цветными
иллюстрациями, полноцветные журналы и буклеты**

Издательство ГЕОС:

- составляет сметы издательских проектов;
- готовит рукописи к изданию (набор, литературное, техническое и художественное редактирование, верстку, изготовление оригинал-макетов) (за 1–4 месяца);
- гарантирует высококачественную печать (за 2–4 недели) на лучших сортах отечественной и импортной бумаги;
- осуществляет распространение книг в России и за рубежом, рассылает их рекламу по ведущим научным учреждениям, университетам, библиотекам, книготорговым организациям!

Цены минимальные. Звоните, приходите и убедитесь!

Тел.: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91.

E-mail: geos-books@yandex.ru,

www.geos-books.ru

