



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



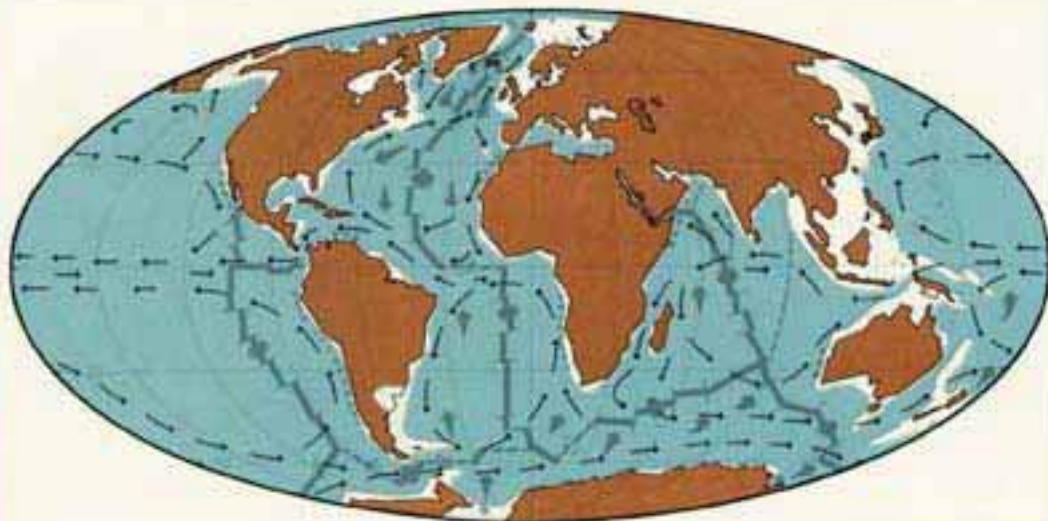
Материалы
XXI
Международной
научной
конференции
(Школы)
по морской
геологии

Москва

2015

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 XXI Международной научной конференции
(Школы) по морской геологии**

Москва, 16–20 ноября 2015 г.

Том I

GEOLOGY OF SEAS AND OCEANS

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

Moscow, November 16–20, 2015

Volume I

Москва / Moscow
ГЕОС / GEOS
2015

ББК 26.221
Г35
УДК 551.35

Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. I. – М.: ГЕОС, 2015. – 288 с.

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

В томе I рассмотрены проблемы палеоокеанологии, палеоэкологии, биостратиграфии, перекрестной корреляции отложений.

Материалы опубликованы при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН, Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 15-05-20419), 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 XXI International Conference on Marine Geology. Vol. I. – Moscow: GEOS, 2015. – 288 p.

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

Volume I includes reports devoted to the problems of paleoceanology, paleoecology, biostratigraphy, cross correlation of deposits.

Chief Editor
Academician *A.P. Lisitzin*
Editors Dr. *N.V. Politova*, Dr. *V.P. Shevchenko*

ISBN 978-5-89118-705-4
ББК 26.221

© ИО РАН 2015

Лисицын А.П., Политова Н.В., Шевченко В.П.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; school@ocean.ru)

**Итоги XX научной конференции (Школы)
по морской геологии**

Lisitzin A.P., Politova N.V., Shevchenko V.P.

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

**Resume of 20th Scientific Conference (School)
on Marine geology**

В ноябре 2013 г. (с 18 по 22) в Москве, в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН, на свой традиционный форум собрались морские геологи. Международная научная конференция (Школа) по морской геологии была юбилейной – двадцатой! Подробно об истории Школы написано в [1–4].

Юбилейная конференция (Школа) по морской геологии была посвящена великому геологу-тектонисту академику Виктору Ефимовичу Хаину, чье столетие отмечается в 2014 г. Виктор Ефимович был участником практически всех Школ. Его доклады всегда 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.

XX Международная научная конференция (Школа) по морской геологии собрала 392 участника, которые представляли 83 организации. Среди участников – 11 академиков и членов-корреспондентов РАН, 89 докторов наук и 148 кандидатов наук, а также большое количество молодых ученых, студентов и аспирантов. В работе Школы принимали участие ученые из Германии, Норвегии, Италии, Канады, Украины, Казахстана.

Тематика Школы охватывала почти все современные направления в области морской геологии и была представлена на 12-и секциях.

Перед началом работы конференции в издательстве “ГЕОС” были опубликованы пять томов материалов, насчитывающие более 1800 страниц текста и графики на русском (с английским резюме) или английском языках. Всего было заслушано 45 пленарных и 197 секционных докладов, вывешено более 30 стендов. Постоянно работал сайт конференции www.geoschool.ocean.ru. Пленарные доклады транслировались на сайте в он-лайн режиме. В перерывах в конференц-зале демонстрировались фильмы видеостудии ИО РАН и наших коллег. Во время конференции для всех были гостеприимно распахнуты двери Музея ИО РАН (зав. музеем – М.Г. Ушакова), в холлах издательствами ГЕОС, Научный мир, Паулсен продавались книги по морской геологии и океанологии, истории исследований океана.

Проблематика исследований, о которых говорилось на конференции, охватывает все аспекты современной морской геологии: от исследований водосборных территорий, являющихся питающими провинциями для образования современных морских осадков, до изучения глубинных слоев осадков в океане, от палеореконструкций до прогнозов развития океанов и т.д.

Председатель Оргкомитета Школы и ее бессменный руководитель академик РАН А.П. Лисицын открыл первое пленарное заседание докладом “Морская геология XXI века”, где рассказал о стратегических направлениях исследований Мирового океана.

Пленарные доклады, проходившие в течение трех дней, были посвящены разным аспектам морской геологии, а также проблемам океанологии и других наук о Земле в целом. Так, академик А.Н. Дмитриевский (ИПНГ РАН, Москва) рассказал о нетрадиционных углеводородных ресурсах Земли, проблемам изучения газогидратов был посвящен доклад А.В. Егорова (ИО РАН, Москва) с соавторами, Б.В. Баранова (ИО РАН, Москва) с соавторами и А.И. Обжирова (ТОИ ДВО РАН); вопросы современной геодинамики поднимали в своих докладах Н.В. Короновский (МГУ, Москва) и член-корреспондент РАН Л.И. Лобковский (ИО РАН, Москва), а также наш итальянский коллега профессор Э. Бонатти (Istituto Geologia Marina, Bologna), сделавший доклад об океанских мегатрансформах, и другие коллеги; доклад члена-корреспондента РАН Б.В. Левина (ИМГГ ДВО РАН, Южно-Сахалинск) был посвящен вопросу периодичности цунами и землетрясений, о прогнозировании цунами говорил и д.ф.-м.н. В.К. Гусяков (Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск). Наш немецкий коллега проф. Й. Тиде (IFM-GEOMAR, Kiel) в своем докладе рассказал о результатах совместных немецко-российских исследованиях Арктики – истории развития Арктического бассейна и вкладе Великих сибирских рек в формирование его осадочной толщи. Вопросам палеоокеанологии были посвящены доклады докторов наук Е.М. Емельянова (АО ИО РАН) о дегляциации Северной Европы, Т.А. Яниной и А.А. Свиточа (МГУ, Москва) об истории Каспийского региона, М.А. Левитана (ГЕОХИ РАН, Москва) о различии процессов седиментации в «ледовом» и «безледном» океане, М.М. Буслова (ИГМ СО РАН, Новосибирск) об орогенах и осадочных бассейнах Азии, В.Я.Евзерова, В.В. Кольки с соавторами (оба – Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты), о трансгрессиях и палеогеографии северо-западного региона России по данным изучения не только морских, но и озерных отложений, А.Н. Деркачева с соавторами (ТОИ ДВО РАН) о пепловых отложениях в тихоокеанских осадках; А.И. Конюхов (МГУ, Москва) рассказал о климатических циклах нефтегазоносности палеозойских океанов. О международных проектах глубоководного бурения океана и перспективах участия в них России рассказал д.г.-м.н. А.Г. Матуль (ИО РАН, Москва). Блок геохимических докладов включал доклад член-корреспондента РАН Т.И. Моисеенко (ГЕОХИ РАН) об эво-

люции геохимических циклов, доклад д.г.-м.н. А.Ю. Леин (ИО РАН, Москва) о вопросах диагенеза осадках в условиях Арктики, д.г.м.-н. И.А. Немировской (ИО РАН, Москва) о трансформации углеводов в океане, д.г.-м.н. Е.А. Романкевича и к.г.-м.н. А.А. Ветрова (ИО РАН, Москва) о цикле углерода в гидросфере и др. С.А. Корсун (ИО РАН, Москва) рассказал об использовании фораминифер в биомониторинге морской среды, а А.Е. Рыбалко с соавторами (Севморгео, Санкт-Петербург) – о результатах государственного мониторинга Белого моря. С сожалением можно констатировать угасание интереса к тематике глубоководных гидротермальных полей, главным образом, из-за резкого уменьшения количества целенаправленных рейсов за последнее десятилетие. Отдельно хочется сказать о докладах, носивших, казалось бы, информационный характер, но значимых для морских геологов. Это, прежде всего, доклад д.г.-м.н. Ю.Б. Гладенкова (ГИН РАН, Москва) о последней версии Международной стратиграфической шкалы, сообщения наших коллег из ГИНа и ГЕОХИ РАН об информационных системах и программах батиметрического картирования океана, доклад заместителя директора Музея Мирового океана (Калининград) В.Л. Стрюка о геологической коллекции музея. Надо отметить, что с не меньшим интересом участники конференции слушают доклады (как пленарные, так и секционные), не относящиеся напрямую к вопросам морской геологии. Наши «смежники» уже традиционно представляют прекрасные доклады: например, по физике океана (С.В. Писарев, ИО РАН), оптике морской среды (О.В. Копелевич, ИО РАН), биологии океана (М.В. Флинт, ИО РАН), палеолимнологии (Д.А. Субетто, ИВПС КарНЦ РАН), современным не морским водоемам (П.О. Завьялов, ИО РАН).

Коротко расскажем о работе некоторых секций. Традиционно много докладов представлялись в секции геофизики, палеоокеанологии, биогеохимии. В заседаниях геофизиков, нефтяников, геоэкологов часто принимают участие представители производственных организаций, делая доклады и участвуя в дискуссиях, так как именно эта тематика близка «практикам», использующим результаты фундаментальных исследований в своих разработках. Особый интерес на конференции вызывают заседания "региональных" секций, связанных с исследованиями в Арктике, Белом, Каспийском морях – регионах, где в последнее десятилетие особенно активно происходит освоение морских глубин, а, значит, поднимаются не только вопросы поиска, освоения полезных ископаемых, но и вопросы экологических рисков. Для Арктической секции важным вопросом стало обсуждение глубинного строения бассейна Северного Ледовитого океана, результатов геологических работ в районе хребта Менделеева для решения геополитических задач – подтверждения «шельфовых» границ Российской Федерации на севере. На этих секциях выступают не только геологи, но и биологи, физики, экологи, математики, химики.

Одной из важных функций нашей конференции является то, что она была и остается Школой для молодых специалистов, которым всегда создается режим наибольшего благоприятствования: заслушивание и обсуждение докладов студентов, аспирантов, молодых инженеров, рассылка писем руководителям организаций с просьбой оказать финансовую поддержку, помощь в устройстве в гостинице РАН, награждение наиболее интересных молодых докладчиков грамотами и подарками. Награды получили: М.О. Ульянова (АО ИО РАН), Н.Л. Пестрикова, В.В. Калинин, А.А. Босин (ТОИ ДВО РАН), А.А. Ключиткин, Д.Ф. Будько, Н.В. Козина, Д.П. Стародымова, Д.Г. Борисов, Е.С. Ковалева (ИО РАН), А.И. Гусакова (ЮО ИО РАН), Я.С. Овсепян, В.Д. Юхимук (МГУ), Е.И. Котова (Северное УГМС), А.А. Крылов (ВНИИОкеангеология), С.П. Крашенинников (ГЕОХИ РАН), Е.М. Бурнашов (Калининградберегозащита), А.М. Железнов (Санкт-Петербургский государственный университет), Н.И. Мещеряков (ММБИ КНЦ РАН), Ю.А. Зарайская (ГИН РАН) и др. Важно, что в работе Школы участвовало несколько поколений морских геологов, что способствует сохранению преемственности знаний и традиций. А теплая атмосфера Школы помогала непринужденному общению всех участников.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П., Сафарова С.А., Шевченко В.П., Политова Н.В. История Школ (Конференций) по морской геологии в России // Геология морей и океанов. Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. I. М.: ГЕОС, 2007. С. 3–10.
2. Лисицын А.П., Политова Н.В., Шевченко В.П. Достижения морской геологии в докладах XVII Международной научной конференции (Школы) «Геология морей и океанов» // Океанология. 2008. Т. 48. № 6. С. 942–946.
3. Лисицын А.П., Политова Н.В., Шевченко В.П. Достижения морской геологии в докладах XX Международной научной конференции (Школы) «Геология морей и океанов» // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 165–168.
4. Сафарова С.А., Шевченко В.П., Политова Н.В. Достижения морской геологии в докладах XVI Международной конференции-школы “Геология морей и океанов” // Океанология. 2007. Т. 47. № 4. С. 637–640.

Школы по морской геологии I-XX (1974-2013 гг.)

№ школы, годы	Кол-во участников	Кол-во участников	Состав участников	Города	Всего докладов	Публикации	Секционные	Кол-во симпозиумов	Компьютеры и ведущие ученые
I 20-27 IV 1974	249	18	1 везд. 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 везд. АН 1 везд. УССР 3 чл.-корр. 23 докт. наук 120 канд. наук	30	210	35	75	5	Лисицын, Монин, Зоненшайн, Геродотинский, Ханн, Тимофеев, Герасимов, Голдштейн, Карасик, Живаго, Красный
IV 21-27 IV 1980	330	35	1 везд. АН 4 чл.-корр. 54 докт. наук 150 канд. наук	29	244	40	85	6	Лисицын, Зоненшайн, Сорохотин, Тимофеев, Карасик, Пейве, Монин, Ханн, Красный, Пушаровский, Вассович, Коссовская, Яшин, Живаго, Гершинов
V 17-23 IV 1982	350	60	1 везд. АН 2 чл.-корр. 60 докт. наук 200 канд. наук	40	350	40	130	10	Лисицын, Монин, Тимофеев, Ханн, Яшин, Глузов, Аксенов, Меннер, Гершинов, Коссовская, Красный, Зоненшайн, Герасимов, Соколов
VI 16-22 IV 1984	450	60	1 везд. АН 2 чл.-корр. 51 докт. наук 169 канд. наук	29	360	51	157	13	Лисицын, Тимофеев, Аксенов, Коссовская, Яшин, Монин, Зоненшайн, Ханн, Герасимов, Красный, Миринин, Глузов
VII 17-23 IV 1986	458	60	3 чл.-корр. 56 докт. наук 185 канд. наук	86	390	45	250	11	Лисицын, Монин, Рогов, Тимофеев, Кинппер, Соловьев, Грамберг, Вахрамеев, Живаго
VIII 10-16 X 1988	250	42	3 чл.-корр. 50 докт. наук 180 канд. наук	30	116	38	46	11	Зоненшайн, Лисицын, Матвилов, Живаго, Рауас, Соколов, Сорохотин, Мирон
С 1990 г. (IX школы) Международные конференции (школы) мировой геологии									
IX 15-20 X 1990	270	40+8 заруб.	6 везд. АН 3 чл.-корр. 70 докт. наук	25	213	40	120	13	Лисицын, Барсуков, Богданов, Грамберг, Добрецов, Кинппер, Яшин, Глузов, Красный
X 15-19 X 1992	150+11 заруб.	40	7 везд. АН 3 чл.-корр. 28 докт. наук 95 канд. наук	31	204	42	110	12	Лисицын, Глузов, Богданов, Грамберг, Кинппер, Матвилов, Пушаровский, Удальцов, Живаго, Зоненшайн, Афанисен, Астрем

XI 17-23 X 1995	500 8 заруб.	38	5 акад. АН 80 чл.-корр. 280 канд. наук	35	350	46	240	12	Лисицын, Глухов, Матинков, Живаго, Соколов, Сорохтин, Добрецов, Митропольский
XII 14-18 X 1997	250	30	5 акад. АН 4 чл.-корр. 70 докт. наук 120 канд. наук	32+5 заруб.	255	30	210	15	Лисицын, Ханн, Богданов, Живаго, Матинков, Удильцев, Каплин, Пейвас, Сорохтин Городицкий
XIII 22-27 XI 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, Лапто, Богданов, Матинков, Соколов, Пушаровский, Дмитриевский, Рундквист, J. Tiede, H. Kassens, H. Aoki, P. Wassman, R. Stein, D. Fietterer
XIV 24-29 X 2001	227	39	5 акад. АН 4 чл.-корр. 25 докт. наук 160 канд. наук	27+5 заруб.	248	34	160		Лисицын, Лапто, Грамберг, Дмитриевский, Матинков, Соколов, Богданов, Савостин, H. Aoki
XV 17-21 XI 2003	320	37	5 акад. АН 4 чл.-корр. 27 докт. наук 150 канд. наук	29+4 заруб.	255	40	148	11	Лисицын, Дмитриевский, Ханн, Савостин, Удильцев, Бяков, Контарован, Басов, Черкашев, H. Aoki, D. Fietterer
XVI 14-18 XI 2005	270+8 заруб.	67+8 заруб.	5 акад. АН 4 чл.-корр. 72 докт. наук 117 канд. наук	22+5 заруб.	312	45	183	11	Лисицын, Ханн, Монин, Лапто, Дмитриевский, Бортников, Черкашев, Лобковский
XVII 12-16 XI 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, Нигматуллин, Бондур, Дмитриевский, Бортников, Котарко, Шнюков, J. Hartt, J. Tiede, H. Kassens, A. Raikas, Ch. Dullo
XVIII 16-20 XI 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, Нигматуллин, Лобковский, Иванов, Бондур, Дмитриевский, Бортников, Монсенко, J. Tiede, E. Bonati, N. Van Weering
XIX 14-18 XI 2011	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, Нигматуллин, Дмитриевский, Бондур, Бортников, Котляков, Добрецов, Лобковский, Tiede, Bonati, Saarnisto, Федонкин, Розанов, Монсенко, Тулохонов, Филатов
XX 18-22 XI 2013	392+8 заруб.	83+8 заруб.	11 акад. и чл.- корр. АН 89 докт. наук 148 канд. наук	17+7 заруб.	383	44	197	12	Лисицын, Нигматуллин, Дмитриевский, Акулинич, Лобковский, Монсенко, Tiede, Bonati, Левин, Маслов

Алёхина Г.Н.¹, Агапова Г.В.², Ушакова М.Г.¹

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail – maola-ushakova@yandex.ru; ² Геологический институт РАН, Москва)

Имена ученых Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН на карте Мирового океана

Географические названия рельефа дна океана являются неотъемлемой частью карты различного типа и масштаба, без названий карты теряют значительную часть информационной нагрузки. Названия рельефа используются в научных и иных публикациях, в юридических и служебных документах [1].

Исторически сложилось, что право предлагать названия географическим объектам имели первооткрыватели. «Имена людей и судов, на которых они плавали, по традиции дают географическим объектам в память свершенных этими людьми и судами конкретных дел» [2].

Географические открытия Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН начались с первых рейсов на НИС «Витязь» в 1949 г. в дальневосточных морях. За весь период исследований на научных судах ИО РАН было открыто и обследовано множество географических объектов по всему Мировому океану.

Традиционно в Институте океанологии новые открытые объекты на дне океанов и морей называли именами учёных: хребт Обручева, гора Вернадского, гора Зубова, гора и зона разломов Курчатова, гора Сергея Вавилова, гора Николая Вавилова, гора Щербакова, хребт Шатского, гора Бардина, хребт Книповича, гора Шулейкина, гора Сметанина [3,4].

Географические объекты были названы в **память ученых–основателей и первых руководителей ИОАН СССР**: хребт Ширшова, хребт Богорова, хребт Зенкевича, банка Ушакова, гора Корта, гора Сысоева, гора Папанина [3,4].



П.П. Ширшов



В.Г. Богоров



Л.А. Зенкевич



Г. А. Ушаков



В.Г.Корт



Н.Н. Сысоев



хребет Ширшова
Берингово море



хребет Богорова
Японское море



хребет Зенкевича
с-з часть Тихого океана



банка Ушакова
Баренцево море



гора Корта
Атлантический океан



гора Сысоева
Атлантический океан

Именами ученых ИО РАН названы объекты рельефа в различных частях океана: гора Бреховских, гайот Федорова, гора и долина Кленовой, гора Петелина, гайот Скорняковой, зона разлома Удинцева [3,4].



Л.М. Бреховских



К.Н. Федоров



В.П. Петелин



М.В. Кленова



Н.С. Скорнякова



Г.Б. Удинцев



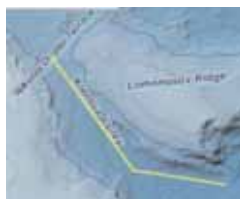
гора Бреховских
Атлантический океан



гайот Федорова
Тихий океан



гора Петелина
Тихий океан



долина Кленовой
Северный Ледовитый
океан



гайот Скорняковой
Тихий океан



зона разлома Удинцева
Тихий океан

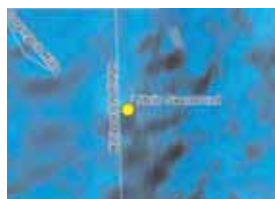
Среди **учёных ИО РАН**, чьи имена мы видим на картах океана, выделим группу, непосредственно участвовавшим в открытии форм рельефа и картографировании дна: гора Канаева, гора Куренцовой, гора Литвина, гайот Маровой, гайот Затонского [4].



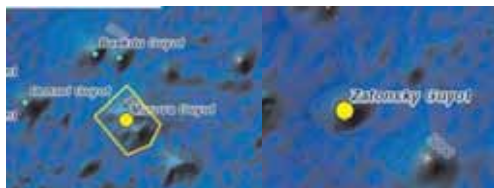
гора Канаева
Индийский океан



гора Куренцовой
море Скотия



гора Литвина
Атлантический океан



Гайот Маровой
Тихий океан

Гайот Затонского
Тихий океан

Учёные ИО РАН новым открытым и исследованным объектам давали имена, которые мы сейчас можем видеть на картах [3,4]:

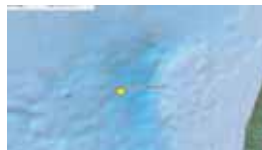
названия в честь организаций и институтов, проводивших геолого-геофизические исследования дна: в Охотском море: хребет Академии наук, возвышенность ИОАН, впадина ТИНРО;



хребет
Академии наук



возвышенность
Института океанологии



впадина ТИНРО

- **названия в память о выдающихся людях России: писателях** – гора Льва Толстого; **космонавтов** – горы Гагарина и Титова;
- **названия, посвященные мореплавателям:** гора Афанасия Никитина, желоб Лазарева, гора Макарова, Баренцевоморская абиссальная равнина, каньон Михайлова;
- **названия, посвященные гидрографами исследователям:** банка Альбанова, гора Исакова, каньон Завадовского, банка Кошеварова, гора Кучерова, холм Чирикова, котловина Дерюгина;
- капитаны экспедиционных судов ИОРАН** – желоб Дерюгина, трог Мана, каньон Наварина;
- названия по имени мифологических персонажей** – гора Садко.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агапова Г.В., Добролюбова К.О., Турко Н.Н. Географические названия рельефа дна Мирового океана // Материалы Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 9–11.
2. Попов С.В. Автографы на картах. Архангельск: Северо-Западное книжное издательство, 1990.
3. Агапова Г.В., Виноградова Н.В., Кашникова И.П. Словарь географических названий форм подводного рельефа. М.: ГИН, 1992. 311 с.
4. Газетир ГЕБКО – http://www.gebco.net/data_and_products/undersea_feature_names/

Алёхина Г.Н.¹, Агапова Г.В.², Ушакова М.Г.¹

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail – maola-ushakova@yandex.ru; ² Геологический институт РАН, Москва)

Имена научных судов Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН на карте Мирового океана

Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии Наук является старейшим и наиболее крупным российским исследовательским центром в области океанологии. Основной задачей ИОРАН является комплексное изучение Мирового океана и морей России.

В научный флот Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР и РАН входили такие легендарные для своего времени научно-исследовательские суда, как «Витязь», «Дмитрий Менделеев», «Академик Курчатов», «Витязь IV». В настоящее время работают научно-исследовательские суда «Академик Мстислав Келдыш», «Академик Иоффе», «Академик Сергей Вавилов», «Профессор Штокман», «Акванавт», «Шельф», «Рифт» и др.

Имена судов ИО РАН увековечены в географических названиях подводных форм рельефа дна Мирового океана. Называя географические объекты именами судов, на которых они были открыты, мы сохраняем память об этих судах [1].



НИС «Витязь»

В 1946 г. Институт океанологии получил в свое распоряжение первое исследовательское судно «Витязь» водоизмещением 5.7 тысяч тонн. Судно «Марс» было построено в 1939 г. в Германии на верфи Бремерхафена. После войны в 1946 г. Оно по репарациям попало в нашу страну, было передано в распоряжение Академии наук СССР в только что созданный Институт океанологии АН СССР и получил имя НИС «Витязь».

НИС «Витязь» был специально переоборудован для океанологических работ. Эти работы проводились 1947–1948 гг. на заводах г. Висмар (Германия) и Советского Союза. Уникальность судна была обеспечена научным оборудованием. Прежде всего, это глубоководная якорная лебедка, позволявшая становиться на якорь на глубинах до 11 км. Не менее уникальной были и глубоководная траловая лебедка, с которой можно было вести траления на глубинах до 11 км, и специализированные научные лаборатории [2].

За период 1949–1979 гг. на судне было проведено 65 экспедиций во всех океанах, пройдено более 800 000 морских миль, выполнено 7943 научные станции. Долгие годы с НИС «Витязь» были связаны научные открытия в океанах и морях, прославивших отечественную науку. Это время в мировой океанологии называют эпохой «Витязя».

Научные исследования на НИС «Витязь» начались в дальневосточных морях: Охотском, Беринговом, Японском (1949–1955 гг.). В 1955 г. «Витязь» вышел в океан, и экспедиции проводились в Тихом, Индийском, Атлантическом океанах. Работы проводились по международным программам: Международного геофизического года (МГГ), Международной индо-океанской экспедиции, советско-американском эксперименте «Полимоде» и др.

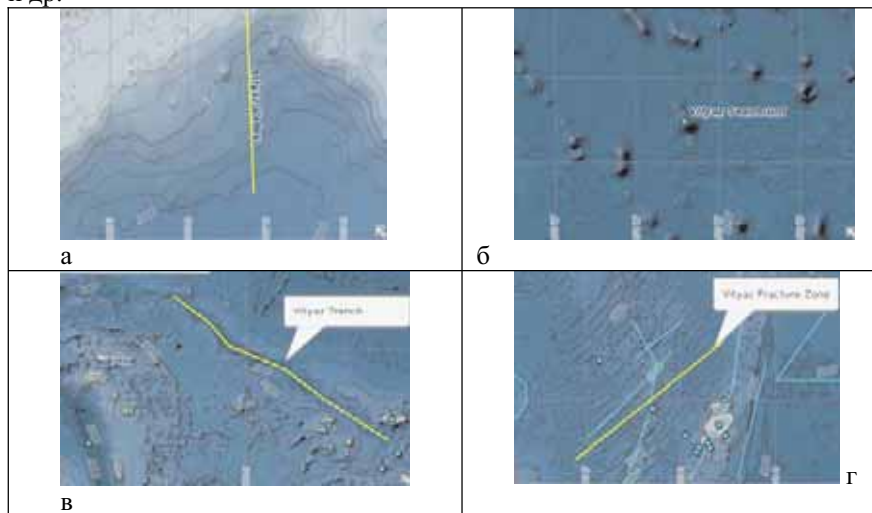


Рисунок 1. Подводные формы рельефа, который носят имя НИС «Витязь»: а – долина Витязь; б – гора Витязь; в – желоб Витязь; г – разлом Витязь.

Завершило свою деятельность экспедиционное судно в Средиземном море. О научных достижениях, полученных в рейсах, написаны многочисленные труды, монографии, статьи на многих языках мира.

На картах Мирового океана мы можем найти подводные формы рельефа, который носят имя НИС «Витязь»: долина Витязь (Vityaz Valley) – в Беринговом море (рис.1а); гора Витязь (Vityaz Seamount); желоб Витязь (Vityaz Trench) и хребет Витязь (Vityaz Ridge)– в Тихом океане (рис.1б, в); разлом Витязь (Vityaz Fracture Zone) (рис.1г); гора 35 рейса и гора 35–36 рейса – в Индийском океане.

В дальнейшем научно-исследовательский флот Института океанологии пополнился новыми крупнотоннажными судами: НИС «Академик Курчатов»–

1966 г. [3], НИС «Дмитрий Менделеев» –1968 г. [4], НИС «Профессор Штокман» – 1979 г., НИС «Академик Мстислав Келдыш» –1981 г. Позже появился новый НИС «Витязь IV»– 1981 г. и оборудованные современной акустической аппаратурой суда НИС «Академик Сергей Вавилов»– 1988 г. и НИС «Академик Иоффе»– 1988 г. Корабли были оснащены современными навигационными системами, научными приборами и оборудованием для комплексных экспедиционных исследований.

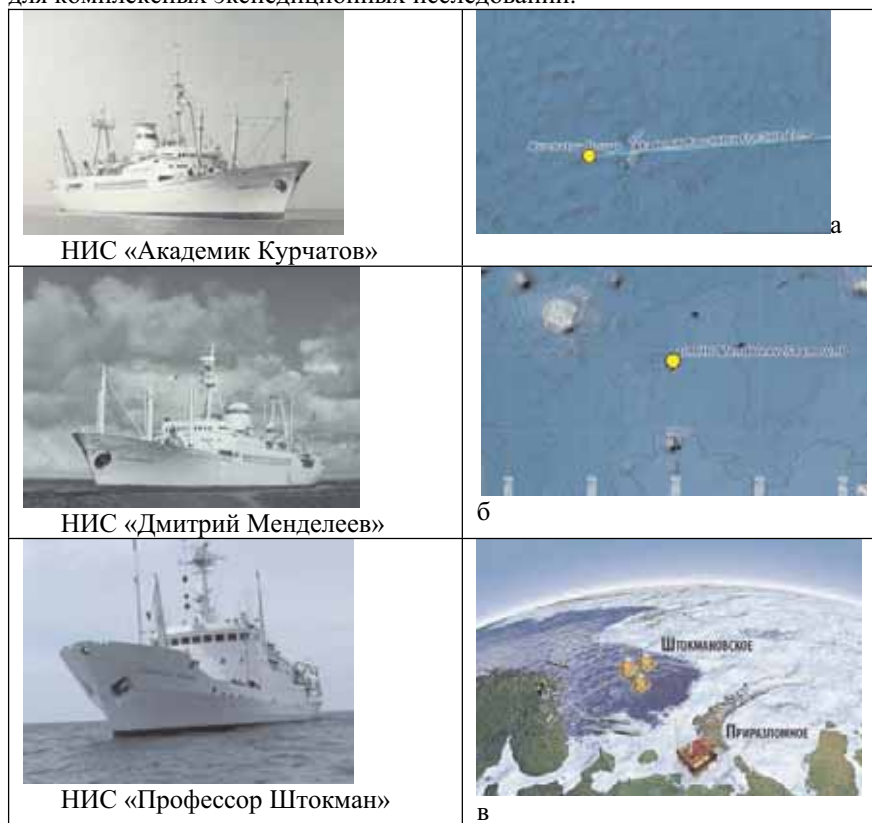


Рисунок 2. Географические объекты, который носят имя научно-исследовательских судов: «Академик Курчатов», «Дмитрий Менделеев», «Профессор Штокман».

Именами научно-исследовательских судов ИО РАН названы такие географические объекты как зона разломов Академик Курчатов (Akademik Kurchatov Fracture Zone) и желоб Курчатова (Kurchatov Trough) (рис. 2а) – в Тихом океане, подводная гора Дмитрий Менделеев (Dmitri Mendeleev Seamount) (рис. 2б) в Тихом океане, Штокмановское газоконденсатное месторождение в Баренцевом море (рис. 2в).

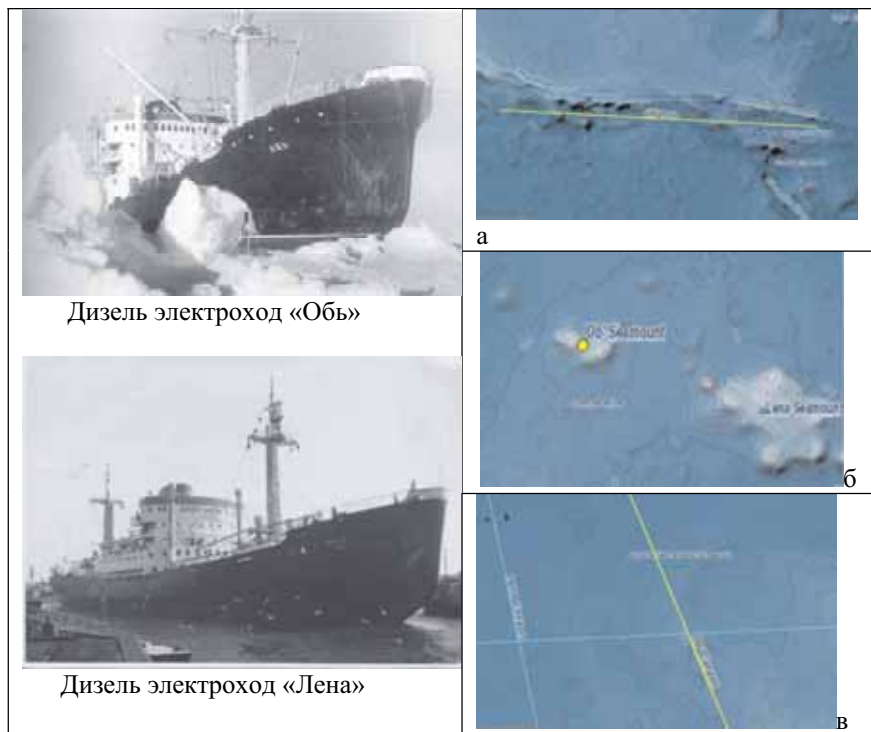


Рисунок 3. Подводные формы рельефа, который носят имена дизель электроходов «Обь» и Лена»: а – желоб Обь, б– подводные горы Лена и Обь, в – каньоны Обь и Лена.

Международная Антарктическая экспедиция(1955–1958 гг.) являлась крупнейшим мероприятием проекта Международный Геофизический Год (МГГ), в рамках которой в трех рейсах дизель электрохода «Обь» проводилась Советская Антарктическая экспедиция (САЭ), выполнившая большой объем геоморфологических исследований. В ходе исследований было сделано много открытий подводного рельефа дна Антарктики.

На картах рельефа антарктической части Индийского океана можно найти названия, которые носят имена д/э «Обь» и Лена» – судов первой Советской Антарктической экспедиции, на которых проводили исследования приантарктической части Тихого и Индийского океанов сотрудниками ИО АН СССР под руководством директора Института океанологии АН СССР Владимира Григорьевича Корта: желоб Обь (Ob' Hole) (рис.3а) и подводные горы Лена и Обь (Ob' Seamount, Lena Seamount) (рис.3б) – в Индийском океане, на шельфе Антарктиды – каньоны Обь и Лена (Ob' Canyon, Lena Canyon) (рис.3в).

Имена научно-исследовательских судов ИО РАН нанесены на международные карты. ГЕБКО является постоянно действующей программой Межправительственной океанографической комиссии (МОК) и международной гидрографической организации (МГО). Систематизации географических названий подводного рельефа проходит в рамках программы ГЕБКО. Все помещённые на 5-ом издании ГЕБКО названия систематизированы в Газетире, в 2003 г. Создана цифровая версия Газетира [5], которая постоянно дополняется новыми названиями и содержит в настоящее время более 3500 наименований.

Закрепление российских названий на международном уровне позволяет сохранить приоритет российских исследований в Мировом океане [6,7].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Попов С.В. Автографы на картах. Архангельск: Северо-Западное книжное издательство, 1990.
2. Научно-исследовательское судно «Витязь» и его экспедиции (1949–1979). М.: Наука, 1983.
3. Кузнецов О.А., Буренин В.В. Научно-исследовательское судно «Академик Курчатов» и его экспедиции 1961–1991 гг. М.: ВЛАДМО, 2000.
4. Кузнецов О.А., Алейник Д.Л. Научно-исследовательское судно «Дмитрий Менделеев» и его экспедиции 1969–1993 гг. М.: ГЕОС, 2002. 372 с.
5. Газетир ГЕБКО, МОК, ЮНЕСКОМГО, 2003 – http://www.gebco.net/data_and_products/undersea_feature_names/
6. Агапова Г.В., Виноградова Н.В., Кашникова И.П. Словарь географических названий форм подводного рельефа. М.: ГИН, 1992. 311 с.
7. Агапова Г.В., Добролюбова К.О., Турко Н.Н. Географические названия рельефа дна Мирового океана // Материалы Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2009. С. 9–11.

Лисицын А.П., Антонова Л.В., Ушакова М.Г., Стейкер Т.Н.
(Институт океанологии им.П.П.Ширшова РАН)

Юбиляры Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН в 2014–2015 гг.

За два года, прошедших с последней Школы по морской геологии мы отметили юбилейные даты ведущих ученых Института океанологии, внесших большой вклад в развитие океанологии и морской геологии.



125 лет

ЗЕНКЕВИЧ ЛЕВ АЛЕКСАНДРОВИЧ (1889–1970), один из основателей Института, академик, лауреат Государственной и Ленинской премий, общепризнанный глава советской океанологической биологической школы.

120 лет

БРУЕВИЧ СЕМЕН ВЛАДИМИРОВИЧ (1894–1971), биогидрохимик, доктор химических наук, работавший в Институте со дня его основания. В 1949 г. он возглавил первый рейс "Витязя" в Черном море, за что был удостоен звания Лауреата Государственной премии. Профессор, заслуженный деятель науки РСФСР, с 1946 по 1965 гг. – заведующий Химическим отделом. В 1921 г. его приглашают в качестве химика в 1-ю полярную экспедицию на ледоколе "Малыгин" в Белое, Баренцево и Карское. Автор более 200 опубликованных научных работ.



ПАПАНИН ИВАН ДМИТРИЕВИЧ (1894–1986) доктор географических наук, контр-адмирал, дважды герой Советского Союза. Был приглашен академиком П.П.Ширшовым в Институт океанологии на пост заместителя директора Института по экспедициям в 1948 г., был руководителем первой советской дрейфующей станции СП-1 (1937–1938), начальником Главсевморпути (1939–1946), начальником Отдела морских экспедиционных работ АН СССР (с 1951). Перед ним стояли две основные задачи: успешно закончить переоборудование

судна и найти и перестроить здание для Института в Москве. По его инициативе и с его деятельной помощью было принято решение СМ СССР о проектировании и строительстве серии научно-исследовательских судов из семи единиц. Первое судно этой серии – «Академик Курчатов», было передано Институту океанологии в 1966 г.

110 лет

ВЕНИАМИН ГРИГОРЬЕВИЧ БОГОРОВ (1904–1971),

биоокеанолог, доктор биологических наук, член-корреспондент АН СССР, лауреат Государственной премии, лауреат Ломоносовской премии, один из основателей Института. Студентом участвовал в плаваниях "Персея" в Баренцевом море, а затем, став аспирантом Плавморнина, – в Карском море. В 1930 г.



Был командирован на стажировку в Англию, где работал на биостанции в Плимуте, а в 1933 г. занял должность заведующего Лабораторией питания рыб во ВНИРО. В 1934 г. по приглашению профессора В.Ю. Визе работал в Арктике на ледорезе "Ф. Литке" и в высокоширотной экспедиции на ЛП "Садко". В 1943 г. был назначен заместителем Лаборатории океанологии. В 1946 г. эта лаборатория была преобразована в Институт океанологии. Возглавлял несколько первых рейсов "Витязя" в дальневосточные моря, а затем — его большие океанские рейсы в Тихий и Индийский океаны. Его труд был отмечен высокими правительственными наградами: орденом Ленина, орденом Красной Звезды, дважды — орденом Трудового Красного Знамени, медалями.



ЖУЗЕ АНАСТАСИЯ ПАНТЕЛЕЙМОНОВНА (1905–

1981), микропалеонтолог, доктор географических наук, лауреат Государственной премии. Была председателем секции по морской микропалеонтологии при Океанографической комиссии АН СССР, председателем комиссии по водорослям в Научном Совете АН инициатором и один из организаторов периодически действующего с 1967 г. Между-

народного симпозиума "Современные и ископаемые диатомовые водоросли". С 1951 г. работала в Отделе геологии океана Института. Опубликовала 6 монографий, более 100 научных работ. Ею было описано более 10 новых родов и более 100 новых видов диатомей. Многие новые таксоны микроископаемых были названы советскими и зарубежными микропалеонтологами в ее честь.

ШИРШОВ ПЕТР ПЕТРОВИЧ (1905–1953), первый дирек-

тор Института океанологии АН СССР, гидролог, доктор географических наук, академик, Герой Советского Союза. Участник экспедиций на ледоколах «Сибиряков», «Челюскин», «Красин»; участник дрейфа СП-1. Был заместителем начальника Главсевморпути; директором ААНИИ; уполномоченным Государственного комитета обороны; Министром Морского флота СССР. Награжден 3-мя орденами Ленина, 2-мя орденами Трудового Красного Знамени, Орденом Красной Звезды и медалями.



105 лет



БЕЗРУКОВ ПАНТЕЛЕЙМОН ЛЕОНИДОВИЧ (1909–1981), член-корреспондент АН СССР, трижды лауреат Государственной премии СССР. Работал в Институте с 1946 г., где возглавлял Отдел геологии моря. Изданная в 1976 г. первая в мире фундаментальная монография о железо-марганцевых конкрециях «Железо-марганцевые конкреции Тихого океана» подвела итоги исследований

1968–1973 гг. в Тихом и Индийском океанах.

ЗЕНКОВИЧ ВСЕВОЛОД ПАВЛОВИЧ (1910–1994), геолог, геоморфолог, доктор географических наук, профессор, лауреат Ленинской и Государственной премий, один из основателей Института океанологии. В 1944 г. академик П.П.Ширшов пригласил его для участия в создании Института океанологии, в течение 1944–1946 гг. им был создан сначала Геологический отдел, а впоследствии –



Лаборатория морфологии и динамики морских берегов. 25 лет руководил Береговой секцией Океанографической комиссии при Президиуме АН СССР (ныне рабочая группа «Морские берега» Комиссия по проблемам Мирового океана). За заслуги в науке награжден многочисленными орденами и медалями, в том числе КНР, Вьетнама, Болгарии, Египта.



ЛОНГИНОВ ВЛАДИМИР ВИТАЛЬЕВИЧ (1909–1989), доктор географических наук, профессор. Был членом бюро Океанографической комиссии АН СССР, а с 1978 г. беспрерывно руководил Рабочей группой «Литодинамика океана» в составе Комиссии по проблемам Мирового океана. В честь 100-летия со дня его рождения с 14 по 17 сентября 2009 г. в Институте океанологии была проведена международная конференция «Литодинамика донной контактной зоны

океана».

ОСТРОУМОВ ЭСПЕР АЛЕКСАНДРОВИЧ (1909–1990), доктор химических наук, профессор. В Институте океанологии АН СССР начал работу с 1949 г. руководителем химической группы Отдела морских отложений. Им был создан первый трансокеанский литолого-геохимический профиль осадков Тихого океана, Результатом



явилась двухтомная монография "Литология и геохимия осадков Тихого океана" и "Геохимия диагенеза осадков Тихого океана".



СЫСОВЕВ НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ (1909–1964), инженер-океанолог, лауреат Государственной премии. Один из основателей Института океанологии. Им про-

ведена большая работа по сохранению Института после смерти П.П. Ширшова. Руководил работами по техническому переоборудованию судна «Марс-Экватор» в НИС "Витязь". С помощью разработанной им совместно с Е.И. Кудиновым глубоководной гидростатической трубки удалось получить рекордную по длине колонку 33.5 м. Им проведены первые в стране исследования по сейсмике морского дна, создан уникальный комплекс приборов для гидрооптических исследований.

ШТОКМАН ВЛАДИМИР БОРИСОВИЧ (1909–1968), океанолог, доктор физико-математических наук, профессор. Начиная с 1946 г., вся его жизнь была связана с Лабораторией океанологии, преобразованной в Институт океанологии АН СССР, где он возглавлял Отдел физической океанологии, а затем Лабораторию динамики моря. Основной круг его научных интересов в ИОАН – морские течения и процессы перемешивания водных масс океана. Его именем названо научно-исследовательское судно ИО РАН «Профессор Штокман», в рейсе которого в 1988 г. было открыто газоконденсатное месторождение, названное, по имени корабля, Штокмановским.



100 лет

ГЕОДЕКЯН АРТЕМ АРАМОВИЧ (1914–1997), доктор геолого-минералогических наук, профессор, член-корреспондент РАН. В Институте работал с 1967 г. и занимался исследованием нефтегазоносности акваторий. Был заместителем директора Института океанологии, руководил лабораторией, а затем и Отделом нефтегазоносности Мирового океана. Автор более 200 научных трудов.



Награжден орденами Трудового Красного Знамени, Дружбы народов, многими медалями. Удостоен звания «Почетный нефтяник».

ЖИВАГО АЛЕКСАНДР ВАСИЛЬЕВИЧ (1914–2009), доктор географических наук, профессор, лауреат Государственной премии. А.В.Живаго участвовал в первом (1949) и в ряде последующих рейсов «Витязя», а также других судов ИО РАН в течение почти 50 лет. Также он участвовал в первой Советской Антарктической экспедиции дизель-электрохода «Обь» (1955–1958), в которой состоялась первая высадка российских людей на ледяной континент.



95 лет

МОРОШКИН КИРИЛЛ ВЛАДИМИРОВИЧ (1919–2006), военно-морской инженер гидрометеоролог, кандидат географических наук (1963), с 1962 по 1980 гг. – заместитель директора Института по ЮО. Участник 1-й Антарктической экспедиции на д/э «Обь» и первых рейсов



НИС «Витязь». Участник и один из организаторов крупных национальных и международных проектов (ТРОПЭКС, АТЭП, ПОЛИМОДЕ, «Разрезы» – возглавлял ряд экспедиций на НИС «Академик Курчатов». Всего участвовал в 35 рейсах в Мировой океан. Являясь заместителем директора по Атлантическому отделению Института, много сил и энергии отдал созданию передовой лабораторной базы Отделения, организации основ базирования экспедиционных судов Института в Калининградском порту

90 лет



СЕМИНА ГАЛИНА ИВАНОВНА (1925–2006), биолог, доктор биологических наук, с 1949 г. работала в институте в лаборатории планктона. А с 1963 руководила группой фитопланктона

СКОРНЯКОВА НАДЕЖДА СЕРГЕЕВНА (1924–1995), геолог, доктор геолого-минералогических

наук. Ей принадлежит первое в мире обобщение по распределению железа и марганца в донных осадках Тихого океана, открытие обогащенных железом металлоносных осадков гидротермального генезиса. Она автор более 170 научных работ и соавтор трех коллективных монографий.



85 лет



АЙБУЛАТОВ НИКОЛАЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ (1930–2007), доктор географических наук (1986), профессор (1999), Заслуженный эколог России, с 1987 по 2005 гг. – заведующий Лабораторией шельфа и морских берегов им. В.П.Зенковича. Занимался вопросами берегозащиты, устройства искусственных пляжей, проблемами геоэкологии моря. Его именем назван один из симпозиумов

нашей международной научной конференции (Школы) по морской геологии.

ЗОНЕНШАЙН ЛЕВ ПАВЛОВИЧ (1929–1993), доктор геолого-минералогических наук, профессор, чл.-корреспондент РАН, специалист в области геологии и тектоники океанов и континентов. В 1974 г. Л.П.Зоненшайн переходит на работу в Институт океанологии в качестве заведующего Лабораторией палеогеодинамики. Его именем назван один из симпозиумов нашей международной научной конференции (Школы) по морской геологии.



КАЗЬМИН ВЛАДИМИР ГРИГОРЬЕВИЧ (1930–2010), доктор геолого-минералогических наук. С 1981 г. работал в Институте океанологии, с 1987 по 2002 гг. был заведующим Лабораторией геоморфологии и тектоники дна океана. Зани-



мался проблемами палеоокеанологии, плито-тектоническими реконструкциями, проблемами эволюции палеоокеана Тетис, Уральского и Азиатско-Гималайского поясов.

НЕПРОЧНОВ ЮРИЙ ПАВЛОВИЧ (1930–2010), геофизик, доктор физико-математических наук, профессор, Заслуженный деятель науки Российской Федерации, с 1974 по 2005 гг. – заведующий Лабораторией сейсмических исследований. В Институте океанологии работал с 1956 г. Его научная деятельность была связана с созданием, развитием и совершенствованием отечественных морских сейсмических исследований. Являлся автором и соавтором 370 научных статей и 18 монографий. Награжден орденами и медалями, в т.ч. «За доблестный труд в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг.», «За трудовую доблесть».



СОЛОВЬЕВ СЕРГЕЙ ЛЕОНИДОВИЧ (1930–1994), геофизик, сейсмолог, доктор физико-математических наук, академик РАН. С 1978 г. и до конца своей жизни руководил созданной им в Институте океанологии Лабораторией сейсмологии. Он заложил основу нового научного направления – морской сейсмологии. Признание его научных заслуг выразилось в присуждении ему в 1985 г. и

1988 г. престижных премий международных научных обществ и учреждение в 1996 г. медали им. С.Л.Соловьева Междисциплинарной рабочей группой по природным катастрофам. С 1978 г. и до конца своей жизни руководил своей лабораторией.

ЩЕРБАКОВ ФЕДОР АНАТОЛЬЕВИЧ (1930–2002), геолог, литолог, географ, океанолог, доктор географических наук. Занимался проблемами четвертичной геологии и геозкологии шельфа России. Автор более 200 научных публикаций. Был членом бюро рабочей группы "Шельф" Комиссии по проблемам Мирового океана АН СССР; членом бюро национальной рабочей группы "Колебания уровня океана за последние 15 тыс. лет"; Международной программы геологической корреляции; Международного союза по изучению четвертичного периода; подкомиссии по Черному и Средиземному морям Комиссии по береговым линиям СССР; Московского общества испытателей природы.



80 лет



БОГДАНОВ ЮРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ (1934–2014) геолог, доктор геолого-минералогических наук, профессор, Лауреат премии правительства РФ (2012). Его научная деятельность была связана с подводными геологическими исследованиями на ГОА «Пайсис» и «Мир». Он участвовал в планировании, организации и проведении основных геоло-

гических экспедиций с применением глубоководных обитаемых аппаратов, в разработке методов подводных геологических исследований. Основными объектами его подводных геологических исследований были гидрогенные высококобальтовые корки и конкреции подводных гор и гидротермальные рудопрооявления океанических рифтов. Он является одним из первооткрывателей новых крупных залежей корок и конкреций. Им открыт принципиально новый тип рудоносных гидротермальных систем, заставляющий пересмотреть представления о гидротермальном рудогенезе океанского дна. Им опубликовано более 400 научных работ. Участвовал более чем в 30 океанологических экспедициях, в т.ч. на буровых судах "Гломар Челленджер" и "Джоидес Резолюшн". За организацию и руководство океанологическими исследованиями в районе гибели атомной подводной лодки "Комсомолец" и проявленное при этом мужество он был награжден в 1994 г. Орденом мужества.

ГУРВИЧ ЛЕВ МОИСЕЕВИЧ (1935–2007), горный инженер, доктор технических наук, член-корреспондент Научного Комитета АСОПС. Основное направление работ – исследование источников поступления, форм миграции, механизмов трансформации нефти в морской среде и, на основании результатов этих исследований, разработка методов и средств предотвращения нефтяного загрязнения Мирового океана и борьбы с последствиями аварийных нефтяных разливов. Им разработана методология исследования, связывающая процессы образования нефтяных загрязнений в техногенезе с последующими процессами их взаимодействия с факторами природной среды.



ПАВЛИДИС ЮРИЙ АНГЕЛЕВИЧ (1935–2007), геоморфолог, доктор географических наук. С 1958 г. в Институте океанологии занимался изучением морских берегов и шельфа морей и океанов. Он – участник многочисленных морских экспедиций в различных районах Мирового океана. За успешные исследования в Арктике был награжден премией им. О.Ю. Шмидта



ТРОЦЮК ВЛАДИСЛАВ ЯКОВЛЕВИЧ (1934–1995), геолог, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией нефтегазогенетического районирования акваторий. Автор 140 научных трудов. Занимался теоретическими и экспериментальными исследованиями генетических вопросов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции в разнотипных осадочно-породных бассейнах акваторий. Был заместителем председателя рабочей группы по нефти и газу Секции геологии, геофизики и геохимии Комиссии АН СССР по проблемам Мирового океана; замести-



телем председателя Секции геохимических методов Научного совета по проблемам геологии и геохимии нефти и газа АН СССР; членом геолого-геоморфологической секции Совета по комплексному изучению проблем Каспийского моря; членом Американской Ассоциации Нефтяных Геологов.

75 лет

АВИЛОВ ВЛАДИМИР ИГОРЕВИЧ (1939–2013), геоэколог, доктор технических наук. Осуществлял внедрение технических средств и методов, обеспечивающих получение достоверных газобиохимических данных. Им опубликовано более 200 научных работ, получены Дипломы открытий.



СВАЛЬНОВ ВЯЧЕСЛАВ НИКОЛАЕВИЧ (1939–2013), геолог, доктор геолого-минералогических наук. Круг научных интересов включал литологию, минералогию, гранулометрию и геохимию морских и океанских осадков, факторы и следствия перераспределения вещества на разных этапах пелагического литогенеза, процессы рудообразования в океане. Участник многих морских экспедиций. Автор 160 опубликованных

научных работ

ТРИМОНИС АЛЬГИС-ЭГИДИЮС СТАНИСЛАВОВИЧ (1939–2011), инженер-геолог, доктор геолого-минералогических наук, профессор. Основные

направления научных исследований – геология южных морей, процессы современного осадкообразования и палеоокеанология Атлантического океана, седиментация и палеогеография Балтийского моря. В 1966 г. первым среди геологов СССР получил уникальные пробы гидротермальных осадков из глубоководной впадины с горячими рассолами в Красном море. Участвовал в исследовании р. Амазонки, глубоководном бурении дна Черного моря на буровом судне «Гломар Челленджер». Погружался на дно Балтийского моря на ГОА «Мир».



70 лет

ВАЛЯШКО ГЕОРГИЙ МИХАЙЛОВИЧ (1945–1995), геофизик, кандидат физико-математических наук. В 1968 г. поступил в Институт океанологии. Впервые создал автоматизированную систему «Матрос» для сбора и оперативной обработки геофизической информации на борту судна, им предложен и обоснован впервые в мировой практике методический комплекс приведения к плоскости данных придонных магнитных измерений с глубоководных буксируемых носителей. Впервые создал



математическую систему обработки и интерпретации данных морской градиентной съемки с двумя и тремя буксируемыми датчиками. Он – один из основных авторов монографий: «Магнитное поле океана», «Петромагнитная модель литосферы» и «Anomalous Magnetic Field of the World Ocean». В течение ряда лет был членом Всероссийского Совета по геомагнетизму при Президиуме РАН, где руководил Рабочей группой по интерпретации магнитных аномалий.

ГРАЧЕВ ЮРИЙ МИХАЙЛОВИЧ (1945–2011), кандидат физико-математических наук, с 1997 г. – заместитель директора по общим вопросам, Тема исследований связана многие годы с изучением синоптической изменчивости океанской циркуляции в различных районах Мирового океана путем анализа экспериментальных данных и численными методами. Являлся участником полигонных экспедиций Института ПОЛИГОН-70 и ПОЛИМОДЕ. Большая научно-организационная работа была им выполнена от Миннауки в рамках ГНТП "Комплексные исследования океанов и морей, Арктики и Антарктики. Им написаны 84 научные работы. В должности заместителя директора по общим вопросам основная возлагаемая задача заключалась в обеспечении содержания основного здания в Москве и остальной недвижимости в отделениях Института. Входил в состав Оргкомитета Школы по морской геологии.



САВОСТИН ЛЕОНИД АЛЕКСЕЕВИЧ (1944–2004), доктор геолого-минералогических наук, Л.А.Савостин работал в Институте океанологии с 1971 г. В 1992–1994 гг. был директором Института. Специалист в области современной геологии и палеогеодинамики.

Также мы хотим поздравить юбиляров нашего Института, которые продолжают свою активную научную деятельность. И пожелать им крепкого морского здоровья, научных открытий, счастья!!!

Поздравляем с юбилеем:

Директора нашего института Нигматулина Р.И.;

Заместителей директора Флинта М.В. и Сокова А.В.;

Наших конвинеров Бараша М.С., Емельянова Е.М., Немировскую И.А., Матуля А.Г., Шевченко В.П., Мерклина Л.Р.;

Коллег – морских геологов и не только Саидову Х.М., Батурина Г.Н., Щербинина А.Д., Матюшенко В.А., Левченко Д.Г., Москалева Л.И., Розанова А.Г., Жмура В.В., Стунжаса П.А., Есина Н.В., Бышева В.И., Копелевича О.В., Лукашина В.Н., Мельникова И.А., Ушакову М.Г., Амбросимова А.К., Куликова Е.А., Леонтьева И.О., Серыха В.Я., Иванову Е.В., Ковачева С.А., Маккавеева П.Н., Пересыпкина В.И., Дубинина А.В., Соловьеву Н.В., Верещаку А.Л.



Байкова И.Б., Брой Н.В.

(ФГБУК «Музей Мирового океана», г. Калининград, e-mail:
irina.baykova@gmail.com, natyartseva@gmail.com)

Музей Мирового океана: пути развития морского естественнонаучного музея

Baykova I.B., Broy N.V.

(Museum of the World Ocean, Kaliningrad)

The Museum of the World Ocean: the ways for development of maritime natural science museum

Ключевые слова: Мировой океан, Музей Мирового океана, экспозиция, проектирование

Морские музеи – это музеи, посвященные Мировому океану и взаимодействию с ним человека. В мире существует множество музеев, подпадающих под это определение, и число их интенсивно растет. Специфика морских музеев и причина их популярности кроется в том, что они соединяют в себе технические и эстетические, социальные и естественнонаучные аспекты; рассказывают о технике судостроения и романтике моря, маринистической живописи и развитии морской торговли, богатстве флоры и фауны океана и морских сражениях. Морские музеи при профильной классификации распределяются почти по всем группам музеев: их можно отнести к историческим, техническим, отраслевым, естественнонаучным, художественным и литературным и т.д. [1].

Все эти направления представлены в работе Музея Мирового океана, именно поэтому он получил статус комплексного маринистического. И все же в представлении большинства посетителей это, прежде всего, музей кораблей, имеющий уникальную набережную исторического флота. Начало музею дал легендарный корабль науки «Витязь». За 25 лет своего существования Музей Мирового океана смог заработать амплуа музея истории исследования и освоения океана. Тем не менее, все прошедшие годы музей параллельно «готовился» к представлению самого Мирового океана. В 2012 г. был взят курс на создание морского естественнонаучного комплекса, который бы смог «вместить» Мировой океан в музейную экспозицию.

Новый главный корпус, строительство которого будет завершено в 2018 г., продолжит музейную набережную исторического флота и будет позиционироваться как научно-исследовательский корабль с названием «Планета Океан» [2].

Физика, химия, биология, экология, геология океана – эти научные дисциплины будут представлены в экспозиционных разделах нового корпуса. Согласно выработанной терминологии, разделы будут называться лабора-

ториями: «Лаборатории Земли», «Лаборатория Воды», «Лаборатория Воздуха», «Лаборатория Жизни», «Лаборатория Космоса» и «Лаборатория Красоты».

Основные задачи создаваемой экспозиции: показать океан как живую экосистему планетарного масштаба, как источник зарождения органического мира Планеты; показать разнообразие минеральных и биологических ресурсов Мирового океана, методы их добычи и восстановления; показать гидрологический режим Мирового океана; роль в формировании климата Земли. Для решения этих задач необходимо объединение в экспозиции подходов естественнонаучного и технического музеев, а также океанариума и эксплорариума.

В первую очередь необходимо дать посетителям возможность ознакомиться с большим количеством различных экспонатов, которые в целом позволяют сформировать представление о природе Мирового океана. Помогут в этом музейные коллекции. Общее количество предметов в фондах музея составляет более 80 тысяч. Музейное собрание включает в себя модели и чертежи судов, предметы морской техники, приборы и оборудование, коллекции живописи, графики, письменных источников и многие другие. Особое внимание уделяется формированию естественно-научных коллекций: геологической, биологической, палеонтологической, коллекций раковин и кораллов.

Геологическая коллекция Музея Мирового океана формируется со дня его основания. Геологические образцы, поступавшие в основном из российских исследовательских институтов, собирались в экспедициях на научных судах Академии наук СССР (позже – РАН). Научные образцы являются вещественным результатом геологических работ, выполненных в соответствии с целями и задачами экспедиций, и подтверждением событий, связанных с развитием отечественной океанологии. В коллекции музея представлены базальты, пиллоу-лавы и габброиды, слагающие срединно-океанические хребты, глубоководные впадины и абиссальные равнины; граниты-риолиты шельфовой зоны океана и ледово-айсбергового разноса; осадочные и метаморфические породы дна океана и побережья; вулканические породы островов и побережья Мирового океана; большое количество железомарганцевых конкреций и корок; фосфориты, фрагменты сульфидных построек черных и белых курильщиков, распространенных в гидротермальных зонах срединно-океанических хребтов; образцы со дна и побережья Балтийского моря; янтари различных регионов мира. Комплектование геологической коллекции Музея Мирового океана связано с поиском и представлением многообразия горных пород и минералов континентальных месторождений, своим происхождением обязанных древнему океану [3].

Палеонтологическая коллекция представлена двумя большими собраниями: янтарными инклюзами, треть из которых составляют материалы

немецкой коллекции XIX века (коллекция Фритча), собранием фоссильных морских беспозвоночных и собранием ископаемых рыб. Палеонтологическая коллекция будет представлена в экспозиции с целью показа основных форм жизни в океане в различные геологические эпохи и демонстрации непосредственной связи эволюции жизни с глобальными процессами в Мировом океане [4].

Биологическая коллекция также начала формироваться как часть естественнонаучной коллекции, в основу ее лег тематический принцип комплектования. При создании экспозиционных комплексов на НИС «Витязь» подбирались предметы, помогающие воссоздать атмосферу лаборатории: планктонной, ихтиологической, бентосной, рассказать об ученых – участниках рейсов, показать круг их научных интересов. С течением времени комплектование стало более целенаправленным, системным. В данный момент основным методом комплектования биологической коллекции можно считать комплексный, при котором приобретаются как типичные предметы, систематизированные по таксономическим категориям, так и предметы по темам, которые могут способствовать всестороннему представлению биоты Мирового океана.

Коллекция приборов и навигационного оборудования также должна быть представлена в новой экспозиции Музея Мирового океана. Специально для ее демонстрации готовится фондохранилище открытого типа «Глубина». Открытие этой экспозиции состоится в декабре 2015 г.

Многие естественнонаучные музеи уделяют особое внимание созданию аквариумов. Эта часть экспозиции вызывает неизменный интерес посетителей. В этом направлении в Музее Мирового океана накоплен богатый опыт. Началом «живой» экспозиции в музее считается 1992 г. [5], когда появились первые пресноводные небольшие аквариумы. Первый морской аквариум в музее появился в 1994 г. Этот аквариум стал хорошей учебной базой, на которой отработывалась методика создания искусственных экосистем. В настоящее время в экспозиции находятся 13 аквариумов объемом от 100 до 3 000 см³. Общий объем демонстрационных аквариумов составляет 16 200 см³. Количество гидробионтов – 250 единиц, 127 видов [6]. В новом главном корпусе предполагается представить многообразие жизненных форм – показать обитателей умеренных и тропических природных зон, рассказать о влиянии абиотических факторов, о приспособленности, особенностях поведения, показать сложные сообщества Мирового океана: прибрежные и эстуарные системы, коралловые рифы, открытый океан, глубоководные районы. Рассказ об уязвимости живого мира океана, о необходимости бережного отношения к этой экосистеме планетарного масштаба будет дополнен мультимедийными техническими средствами и созданием контактных аквариумов. Планируется также создание экспериментальных аквариумов, позволяющих ставить опыты, проводить наблюдения.

Создание эксплораториума даст возможность посетителям активно взаимодействовать с музейной экспозицией, делать самостоятельные выводы. Для различной аудитории предусматривается и разноуровневость экспозиции – с учетом возрастных особенностей аудитории и степени подготовленности. Предполагается использовать в качестве вспомогательных средств средства мультимедиа, физические модели, но, в то же время, акцентом музейной экспозиции, безусловно, останется подлинный музейный предмет. С помощью интерактивных экспонатов планируется показать то, что невозможно отразить демонстрацией музейных предметов: внутреннее строение Земли, различия в строение континентальной и океанической земной коры, плитную тектонику, формирование рельефа дна океана, процессы магматизма и вулканизма, осадкообразования и круговорота вещества. Один из комплексов будет полностью посвящен гидротермальным рудным полям океана, где планируется создать диораму с проекцией, включающую чёрный курильщик, а также представителей гидротермальной фауны. Другая часть экспозиции будет посвящена многообразию минеральных богатств океана, перспективах их добычи в соответствии с нормами международного права, важности проведения научных исследований, изучения экономического и экологического аспектов.

Поскольку океанология представляет собой комплекс наук, необходимо предусмотреть междисциплинарное взаимодействие в экспозиции. Специально для этих целей прорабатываются так называемые «сквозные» вертикальные маршруты, которые позволяли бы ознакомиться с аспектами интересующей темы в каждом из экспозиционных разделов. Например, в маршруте «От Арктики до Антарктики» посетитель, пройдя по всем этажам, может познакомиться с особенностями гидрологического режима, погоды, животным и растительным миром полярных районов, геологическим строением, полезными ископаемыми и т.д.

При создании экспозиции, конечно, необходимо учитывать опыт лучших иностранных морских музеев. Примером могут являться Литовский морской музей (г.Клайпеда), Немецкий океанографический музей (г.Штральзунд), Польский морской музей (г. Гданьск) и многие другие. Беря на вооружение их методы работы, необходимо помнить и о том, что сделано в отечественной океанологии. Одним из приоритетных видов музейной деятельности должно стать сотрудничество с учеными ведущих научных организаций по обработке и изучению имеющихся коллекций, организации закупок редких и особо ценных экспонатов, планированию и организации выставочной деятельности, рассказывающей о достижениях современной океанологии.

Новая экспозиция поможет формированию у посетителя целостного мировоззрения через осознание богатейшего ресурса Земли – океанского пространства, соединяющего страны и континенты. «Планета Океан» может стать уникальным проектом, реализация которого позволит Музею

Мирового океана сделать большой шаг на пути развития как морского естественнонаучного музея.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Курносков С.Ю. Становление и развитие морских музеев России: автореф. дис. канд. культурол. наук. Санкт-Петербургский государственный университет культуры и искусств. Санкт-Петербург. 2003 г.
2. Сивкова С.Г., Байкова И.Б., Зубина Л.В., Стрюк В.Л. Как вместить Мировой океан в музейное пространство? (По материалам 2-ой международной научной конференции «Актуальные вопросы деятельности академических естественнонаучных музеев») // Вестник ИРГСХА. 2013. Вып. 57. Часть II. С. 143–149.
3. Стрюк В.Л., Ярцева Н.В. Геологическая коллекция музея Мирового океана и создание экспозиции в новом экспозиционном корпусе «Планета океан» // Геология морей и океанов: Материалы XX международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 2. М.: ГЕОС, 2013. С. 328–332.
4. Ярцева Н.В., Сычихина И.Н. Палеонтологическая коллекция Музея Мирового океана и создание экспозиции в новом экспозиционном корпусе «Планета океан» // Объекты палеонтологического и геологического наследия и роль музеев в их изучении и охране. Сб. научных работ. Кунгур, 2013. С. 17–19.
5. «Витязь» – флагман науки. Учебное пособие / Отв. ред. В.Л. Стрюк. Калининград, 2000. 230 с.
6. Макеева Н.В. Аквариумы Музея Мирового океана: прошлое, настоящее, будущее // Проблемы аквакультуры: межведомственный сборник научных и научно-методических трудов. Материалы Междунар. науч.-практ. конф. Вып. 2. Москва. 2007. С. 147–153.

The Planet Ocean will be a new museum complex and a branch of the Museum of the World Ocean. For the first time it is planned to combine various types of museums in one: a maritime museum, a technical museum, a natural science museum, an oceanarium, and an exploratorium. Such a museum complex will be able to present lots of maritime collections and results of modern research and show the ocean as a single and many-sided phenomenon.

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

***PALEOOCEANOLOGY, PA-
LEOECOLOGY, BIOSTRATIGRA-
PHY, CROSS CORRELATION OF
MARINE
AND LAND DEPOSITS***

Аксентов К.И.¹, Калугин И.А.², Астахов А.С.¹, Дарьин А.В.²

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: aksentov@poi.dvo.ru; ²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск)

Применение сканирующего рентгенофлуоресцентного микроанализа с использованием синхротронного излучения для выявления криптотефры в морских шельфовых отложениях

Aksentov K.I.¹, Kalugin I.A.², Astakhov A.S.¹, Darin A.V.²

(¹V.I. Il'ichev Pacific Institute of Oceanology FEB RAS, Vladivostok; ²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk)

Use of Scanning X-ray microanalysis using synchrotron radiation for exposure of cryptotephra in marine shelf sediments

Ключевые слова: донные осадки, РФА СИ, криптотефра, Амурский залив

Тефростратиграфия, являясь, частным случаем литостратиграфии, может играть заметную роль в корреляциях разрезов в вулканических районах. При сильных извержениях вулканов, особенно андезито-дацитовых, на расстоянии в сотни и тысячи километров от вулкана происходит отложение больших по мощности слоев пеплов. Впоследствии эти пеплы становятся маркирующими горизонтами, служащими стратиграфическими реперами при изучении осадочных толщ, так как их образование на всей площади происходит почти одновременно и в короткие сроки (от часов до нескольких месяцев). Для Япономорского региона характерно наличие пепловых прослоев в континентальных и морских осадочных толщах, сформированных определёнными крупными извержениями в четвертичном периоде. В тоже время отсутствие диагностируемых тефровых прослоев типично для шельфовых отложений. Тонкодисперсное и легко подвижное в водной среде вулканическое стекло, попадая на поверхность дна, под действием волн и течений выносится в понижения на шельфе или на материковый склон, либо перемешивается с нижележащими обводненными осадками, не формируя отдельных прослоев. Однако шельфовые отложения всё чаще применяются для реконструкции короткопериодных изменений окружающей среды. Прослой рассеянного вулканического стекла (криптотефра) могут существенно корректировать интерпретацию палеонтологических, геохимических, геофизических, минералогических данных о изменении параметров среды в прошлом.

При проведении геохимических работ на акватории Амурского залива Японского моря были получены керны донных отложений мощностью до 5 м (рис. 1). Подготовка образцов и их сканирование рентгенофлуоресцент-

ным микроанализом с использованием синхротронного излучения (РФА СИ) было выполнено по отработанной методике [1]. Микрозондовый анализ частиц вулканического стекла, идентифицированного по геохимическим данным, проводился в ДВГИ ДВО РАН.

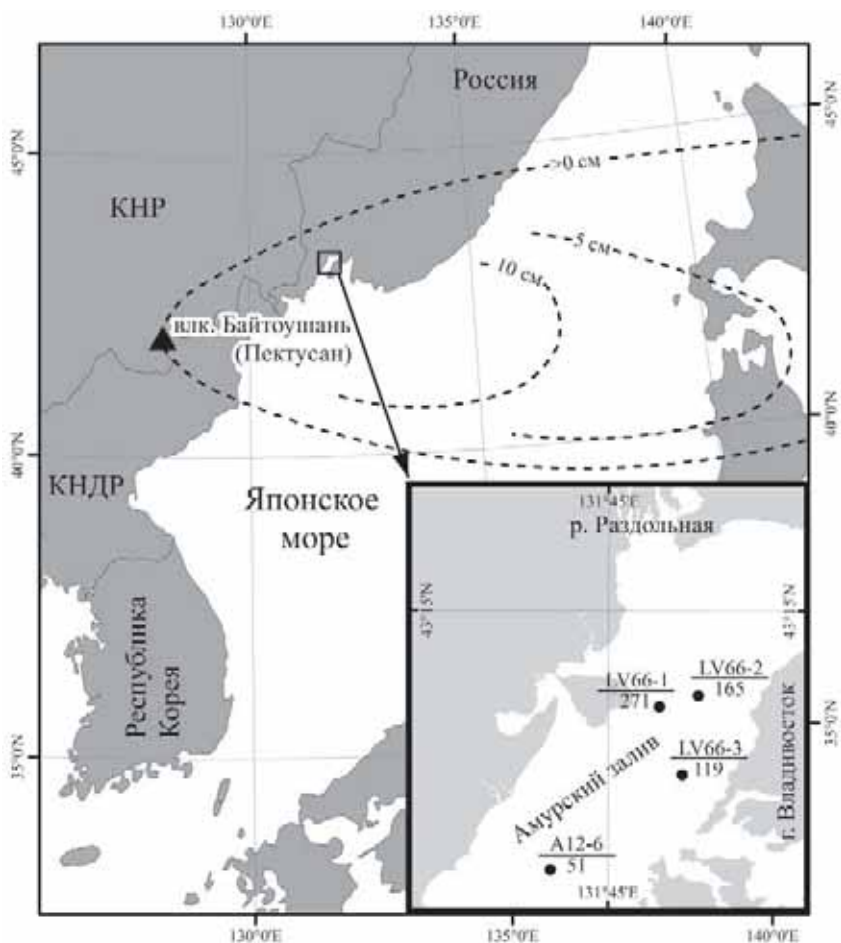


Рисунок 1. Район исследований, места накопления вулканического пепла и мощность прослоя В-Тm катастрофического извержения вулкана Байтоушань в 10 веке н.э. [по 4]. На врезке – места отбора кернов донных осадков в Амурском заливе, их номера/глубина расположения пеплового прослоя от поверхности дна в см.

При проведении сканирования РФА СИисследуемых кернов донных отложений были выявлены интервалы, обогащенные некоторыми микроэлементами (рис. 2). По внешним признакам эти прослои не выделяются, инструментально в некоторых случаях отмечается изменений цвета на более светлый, иногда отмечается увеличение объемной массы осадка. При анализе микроскопических препаратов из этих прослоев было установлено присутствие вулканического стекла в количестве до 10–20%. Оно представлено бесцветными пузыристыми или полосчатыми реже желтыми без включений зернами размером до 250 микрон, с преобладанием зерен 10–50 микрон (рис. 3). По этим признакам выделенные прослои осадков со специфическими геохимическими свойствами могут быть идентифицированы как криптитефра.

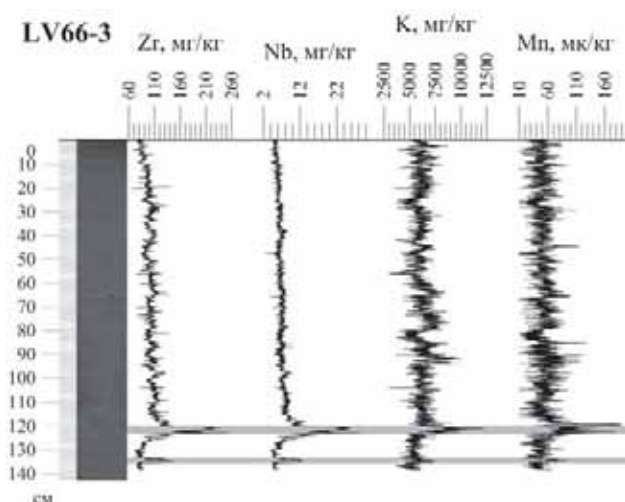


Рисунок 2. Геохимические профили в керне LV66-3. Серая заливка – слои, содержащие рассеянное вулканическое стекло

В последние годы в Японском море по некоторым литохимическим модулям (Ta/Sc, Cr/Eu, Cs/Sc) выделяются многочисленные прослои криптитефры, не идентифицированных ранее по минералогическим показателям [2]. В Охотском море многочисленные прослои криптитефры диагностируются по высоким содержаниям Zr, Hf, Y, HREE и низким - Cr, Rb, Cs, LREE [3]. Изученные нами прослои криптитефры в Амурском заливе хорошо выделяется по повышенным содержаниям Zr, Nb, Mn, K (рис. 2). Такие геохимические особенности характерны для пепловых прослоев вулкана Байтоушань в глубоководных отложениях Японского моря [4]. Нахождение прослоя криптитефры в верхней части голоценового осадочного чех-

ла, имеющего в центральной части Амурского залива мощность 20–25 м, данные сейсмостратиграфической корреляции с изученными разрезами, имеющиеся данные по скоростям осадконакопления в местах отбора колонок позволяют достаточно надежно сопоставлять его с извержением вулкана Байтоушань тысячелетней давности.

Проведенный микрозондовый анализ вулканического стекла показал его полное соответствие по макроэлементному составу щелочно-сиалическим породам конуса и кальдеры вулкана Байтоушань, сформированными при катастрофических извержениях в 10 в.н.э. [5], и тефре В-Тм в глубоководных отложениях Японского моря [4] (рисунок 3).

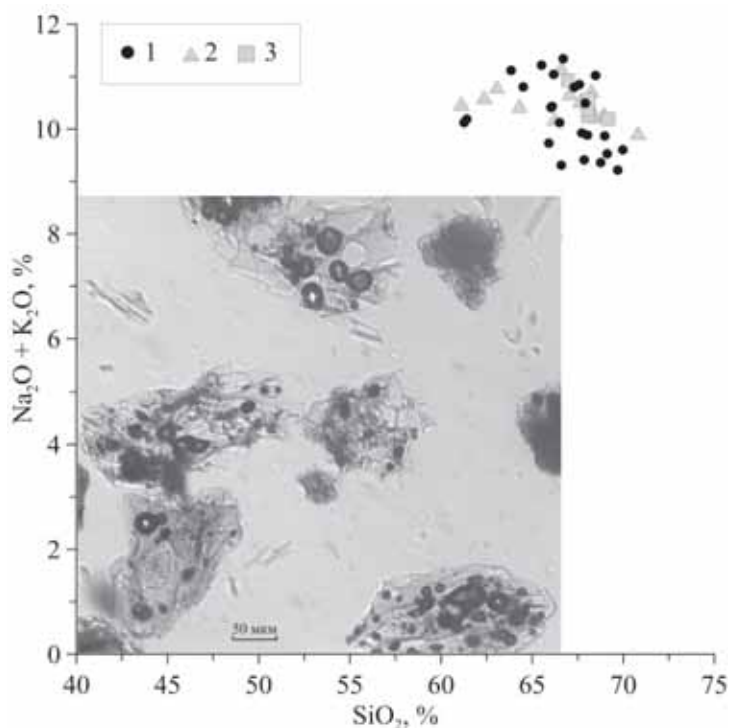


Рисунок 3. Положение точек анализов вулканического стекла на классификационной диаграмме. 1 – точки пеплов из изучаемых кернов донных отложений (микрозондовый анализ); 2 – щелочно-сиалические породы конуса и кальдеры катастрофического извержения 10 в.н.э.[5]; 3 – пепловые прослои вулкана Байтоушань из глубоководных отложений Японского моря [4]. На вставке фото зерен вулканического стекла, обнаруженных в донных отложениях Амурского залива

Особенностью сканирования РФА СИ является его высокая разрешающая способность (0.5–1.0 мм) определения химических элементов в толще донных отложений и получение непрерывного геохимического ряда. Вследствие этого, используя набор химических элементов и/или их соотношений, можно достоверно идентифицировать прослои (и их мощность) с геохимическими аномалиями, которые содержат рассеянное вулканическое стекло. Такой подход может успешно применяться для донных отложений шельфа, где терригенная компонента значительно разбавляет вещество, поступившее от различных эпизодических событий, какими и являются вулканические извержения.

Авторы признательны А.А. Карабцову (ДВГИ ДВО РАН) за проведённый микрозондовый анализ, и всем, кто помогал в экспедиционных работах. *Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 15-35-50123, 15-05-06845).*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дарьин А.В., Калугин И. А., Ракшун Я.В. Применение сканирующего рентгенофлуоресцентного микроанализа с использованием синхротронного излучения для изучения вариаций элементного состава годовых слоев в шлифах донных осадков оз. Телецкое // Известия РАН. Серия физическая. 2013. Т. 77. № 2. С. 210–211.
2. Lim C., Lee I., Ikehara K. Geochemical identification of cryptotephra using INAA from Late Quaternary hemipelagic sediments, southwest Japan // Mar. Geol. 2013. T. 346. C. 233–245.
3. Gorbarenko S. Chebykin E.P., Goldberg E.L. et al. Chronicle of regional volcanic eruptions recorded in Okhotsk Sea sediments over the last 350 ka // Quat. Geochronol. 2014. V. 20. P. 29–38.
4. Сахно В.Г., Уткин И.В. Пеплы вулкана Чанбайшань в осадках Японского моря: идентификация по микро- и редкоземельным элементам и определения возраста их извержений // Доклады Академии наук. 2009. Т. 428. № 5. С. 641–647.
5. Андреева О.А., Ярмолук В.В., Андреева И.А. и др. Состав и источники магм вулкана Чанбайшань Тяньчи (Китай–Северная Корея) // Доклады Академии Наук. 2014. Т. 456. № 2. С. 200–206.

In bottom sediments of the Amur Bay were identified horizons of cryptotephra by use of Scanning X-ray microanalysis using synchrotron radiation. Geochemistry anomalies of K, Mn, Zr, Nb are point at the forming the horizons due to catastrophic eruption of the volcano Mount Changbai (Paektu) in the 10th century BC.

Бараш М.С.

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

Причины массового вымирания морских организмов в позднем девоне

Barash M.S.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Causes of the Mass Extinction of marine biota in the Late Devonian

Ключевые слова: массовое вымирание, поздний девон, условия среды, вулканизм, импакт-события, аноксия

В течение фанерозоя произошло пять катастрофических сокращений биологического разнообразия, так называемых «великих вымираний», когда погибало более 75% видов. Вторым из них было сокращение биоразнообразия морских организмов в позднем девоне, когда исчезло 70–82% видов. Большинство вымираний отдельных таксонов соответствует кризисам у границы франского и фаменского веков (FFB–Fräanian/ Famenian Boundary, 372.2 млн.л.н.) и в конце девона, у границы с карбоном (DCB–Devonian/ Carboniferous Boundary, 358.9 млн. л.н.). Погибла основная часть рифообразующих организмов (кораллов и строматопороидов). Среди прочей биоты вымерло 70% таксонов (брахиопод, трилобитов, аммонитов, мшанок, конодонтов, бесчелюстных и панцирных рыб). Первый из кризисов (FFB) был более сильным. Часто именно его называют великим массовым вымиранием.

Палеонтологические свидетельства кризисов совпадают по времени с литологическими, геохимическими и изотопными признаками изменений природной среды. На соответствующих стратиграфических уровнях располагаются слои черных сланцев, вулканогенных отложений, импактиты, отмечаются колебания соотношения изотопов углерода и кислорода, признаки климатических колебаний, изменений уровня моря и др. В качестве основных причин вымирания рассматриваются тектонические движения, колебания климата и уровня моря, вулканизм, столкновение Земли с космическими телами (импакт-события). Абиотические факторы через гидрологическую структуру и гидрохимический состав водной толщи влияли на эволюцию биоты океана – на ареалы размеры организмов, биоразнообразие, биопродуктивность. Сочетание неблагоприятных условий вызывало массовую гибель.

Тектоническим фоном вымирания было существование Гондваны Южного полюса и каледонским горообразованием. Губительные пертур-

бации условий среды могли быть вызваны интенсификацией силикатного выветривания на приподнятых континентальных площадях и уменьшением концентрации парниковой CO_2 в атмосфере.

Характерными признаками возникновения крайне неблагоприятных условий во время двух последних вымираний позднего девона (FFBи CDB) было неоднократное глобальное развитие фации черных сланцев, обогащения осадков редкими металлами, увеличения $\delta^{34}\text{S}$ пирита, позитивных сдвигов $\delta^{13}\text{C}$, преимущественного развития толерантных к низкому содержанию кислорода бентических организмов. Обогащенные органическим веществом черные сланцы образовались при высоком поступлении в осадок органики и условиях ее сохранения при недостатке кислорода на границе вода-дно.

Основной пульс вымирания в позднедевонских разрезах у FFB границы получил название Келлвассер, он выделяется в виде двух слоев черных сланцев. Событие Келлвассер воздействовало в большей степени на мелководные тепловодные организмы (системы коралловых рифов, брахиоподы, трилобиты, аммониты, конодонты, акритархи и др.). Заключительный пульс вымирания непосредственно перед DCB также литологически отражается в виде слоя черных сланцев Хангенберг. Причиной изменения гидрохимических характеристик океана в интервале DCB от малоокислородных к высокоокислородным условиям могло быть изменение типа вертикальной циркуляции с галинной на термогалинную. Другая вероятность – низкая концентрация кислорода в девонской атмосфере и ее повышение к концу периода.

Франский век был временем общего подъема уровня моря (рис.). Массовое вымирание произошло при резком падении уровня у FFB, вызванном началом оледенения Южного полушария. Накапливались черные сланцы Келлвассер. Фаменский век был временем общего понижения уровня, которое прерывалось несколькими гляциоэвстатическими поднятиями и завершилось менее значительным массовым вымиранием Хангенберг при другом резком падении уровня моря. Это понижение уровня было связано с культинацией ледникового щита на Гондване.

Ряд авторов к причинам вымирания относят климатические колебания, как потепления, так и похолодания. Потепления ассоциируются с выделением парниковых газов при вулканизме и с последующим развитием аноксии. Похолодания ассоциируются с оледенением в Южном полушарии и падением уровня моря. Похолодание в интервале FFB обосновывается преимущественным вымиранием рифовых и других низкоширотных организмов, выживанием холодноводных организмов во время и после кризисных интервалов, признаками оледенения в Гондване, быстрыми колебаниями уровня моря. Похолодание в низкоширотных областях могло быть следствием сближения Гондваны и Евро-Американского континента во франском веке, перекрытия экваториальной циркуляции и отклонения холодных высокоширотных вод в тропики.

Опубликованы многочисленные палеонтологические и литологические данные о том, что в конце франа имело место похолодание, связанное с оледенением в Гондване, и что оно было первым этапом позднепалеозойской ледниковой эпохи. Его первый пульс проявился около 376 млн. л.н. (нижний Келлвассер), а второй – около 375 млн. л.н. (верхний Келлвассер). Оба пульса отразились в сокращении биоразнообразия. Вторым этапом позднепалеозойской ледниковой эпохи было похолодание в позднем фамене. В это время ледники в Гондване достигли максимума. В прибрежных отложениях (Кентукки, США) отлагался ледниковый детрит, включая валуны. Минимальный объем второго этапа фаменского ледникового покрова в западной Гондване оценивается в 16×10^6 км². На многих континентах имеются свидетельства быстрых эвстатических понижений уровня моря в позднем девоне: карстификация и брекчирование франских и фаменских карбонатных пород, вызванные их субаэральной экспозицией, стратиграфические перерывы, отложения эвапоритов и черных сланцев.

Подетальным исследованием морских отложений в США (Иллинойс) в конце фамена – начале турнейского века (карбон) значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ возросли от -1.0 до $+5.0$ – 7.0 ‰ (экспедиция Хангенберг), показывая, что парниковый климат сменился ледниковым. Понижение температуры, вызванное уменьшением парникового эффекта атмосферной CO_2 , могло внести вклад в массовое вымирание.

Несомненно, важнейшее влияние на вымирание вулканических извержений. В девоне крупнейшее из них - извержение Виллойских траппов. Виллойская (Якутская) трапповая провинция обнажается в долинах рек Лена, Марха и Виллой, вдоль рифтовых сбросов и на склонах Анабарского и Алданского щитов. Базальты переслаиваются с пеплами и туфами. Извержения проходили в виде нескольких пульсов. Общий объем магматизма Виллойского рифта оценивается в один млн. км³.

В области южного Урала проявились две стадии базальтового магматизма: в последней трети франского века и более мощная, которая совпадает с FFB. На Восточно-Европейской платформе располагалась крупнейшая область развития щелочного магматизма, включавшая 25 магматических центров на площади 100 000 км². Известны также магматические проявления позднего девона в северном Иране, в Северном и Южном Китае. Воздействие извержений на биоту включает несколько вероятных механизмов: через выбросы в атмосферу больших количеств CO_2 и SO_2 , глобальное затемнение, кислотные дожди, потепление, поднятие уровня моря, образование высокосолёных глубинных вод, повышенную вертикальную стратификацию, развитие бескислородных водных масс в океане.

В позднедевонских отложениях обнаружены последствия активной бомбардировки Земли космическими телами – астероидами и/или кометами, которые не могли не повлиять губительно на биоразнообразие. Они проявились в виде кратеров, а также районов повышенной концентрации ири-

дия и распространения шокового (импактного) кварца и микросферул. Кратер Вудлей диаметром в 120–160 км обнаружен у западного побережья Австралии. Кратер Сильян диаметром 50–60 км расположен в центральной Швеции. Кратер Флинн-Крик диаметром 3.6 км обнаружен в штате Тенесси (США). В Северном Чаде (Африка) была обнаружена цепочка из нескольких кратеров, диаметрами 10–18 км. В Северной Америке (Невада и соседние штаты, США) обнаружена гигантская структура Аламо, диаметром до 190 км. Здесь на площади ~ 25 тыс. кв. км расположена ударная брекчия мощностью 50–100 м. Имеются геологические, петрографические и геохимические свидетельства, что событие Аламо было вызвано ударом крупного космического тела (~5 км диаметром). Ряд авторов относит к позднему девону кратеры Шарлевуа и Элбоу в Канаде, а также несколько мелких кратеров. В Южном Китае в осадках конца франа обнаружены микросферулы, а на границе FFB– пиксодержания иридия. Умеренная аномалия концентрации иридия была обнаружена вблизи FFB границы в Западной Австралии.

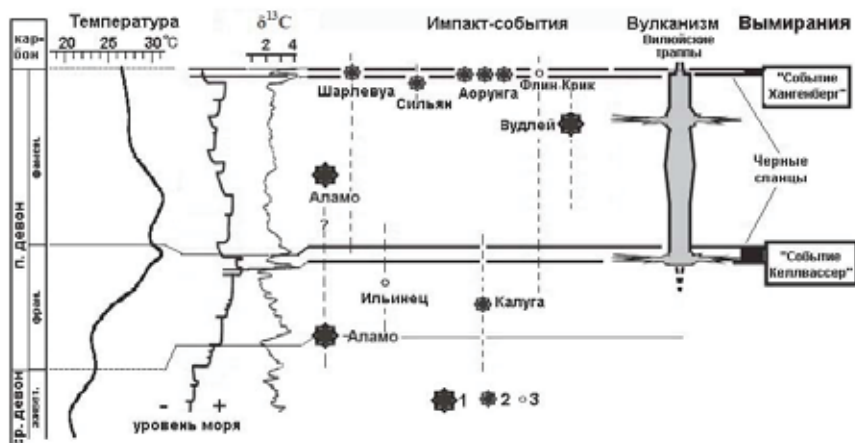


Рисунок. Связь между абиотическими факторами и массовой гибелью морских организмов в позднем девоне.

Условия среды: температура поверхностной воды в низких широтах; уровень моря ("+"–трансгрессия, "-"–регрессия); изотопно-углеродное соотношение $\delta^{13}\text{C}$ (‰V-PDB); импакт-события (размеры кратеров: 1 – более 100 км, 2 – 100–10 км, 3 – менее 10 км); вулканизм Виллийской трапповой провинции (выделены интервалы активизации извержений). Показаны положение горизонтов черных сланцев и события массовых вымираний Келлвассер и Хангенберг.

Общим условием почти для всех великих массовых вымираний, и, в частности, для позднедевонского, была комбинация импакт-событий и об-

ширного вулканизма. Вулканизм и импакт-события вызывают сходные последствия. В обоих случаях в атмосферу выбрасываются вредные химические элементы и аэрозоли. Возникают парниковый эффект, потепление, затемнение атмосферы, препятствующее проникновению ультрафиолетовых лучей и фотосинтезу, стагнация океана, аноксия. Сокращается биопродуктивность, разрушаются пищевые цепи. В итоге нарушаются все жизненно важные процессы, и происходит вымирание значительной части биоты. Массовые вымирания происходили в пределах интервалов, когда сочетание вредных условий среды достигало уровня, делающего дальнейшее существование тех или иных групп организмов невозможным. В итоге нарушались все жизненно важные процессы, и происходило вымирание значительной части биоты.

Работа выполнена в рамках проекта ИОРАН № 0149-2014-0027 по Госзаданию ФАНО при поддержке программы №28 Президиума РАН «Проблемы происхождения жизни и становления биосферы».

Geological evidences of changes in environmental conditions in the Late Devonian are considered which led to a catastrophic loss of biodiversity of marine organisms. They are similar to the changes that caused other great mass extinctions in the Phanerozoic. Two main successions of events have developed: terrestrial, resulting in powerful volcanism, and extraterrestrial, connected with falls of large asteroids or comets on the Earth. Both processes produce similar event sequences that lead to the extinctions.

Баркин Ю.В.

(Астрономический институт им. П.К. Штернберга при МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: barkin@inbox.ru)

Океанические приливы от подвижного ядра и механизмы регрессий, трансгрессий, инверсий и скачков в изменениях уровня океана в геологической истории

Barkin Yu.V.

(Sternberg Astronomical Institute at Moscow Lomonosov State University, Moscow)

Tides from the movable core and the mechanisms of regression, transgression, inversion and surges in sea level changes in geological history

Ключевые слова: одновременные регрессии и трансгрессии, приливы от подвижного ядра Земли, уровень океана

1. Инверсия уровня океана в противоположных полушариях Земли. Объяснение одновременности явлений регрессии и трансгрессии. Согласно развиваемой геодинамической модели современный тренд ядра по направлению к северному полюсу вызывает как атмосферный прилив в северное полушарие, так и аналогичный океанический инверсионный прилив [1, 2].

Этот прилив наблюдается в современную эпоху, а также проявляет себя в более длинных шкалах времени, включая геологическую. Об этом свидетельствуют данные об изменении уровня океана, о затопляемых материковых площадях др. в фанерозое и другие периоды [3]. Основным фактором инверсионного изменения уровня океана выступает гравитационное притяжение океанических масс подвижным ядром, а также деформация поверхности Земли и, в частности, изменения дна океана, а также потепление климата [4]. В результате, увеличивающиеся по объему и вытесняемые воды океана приводят к быстрому повышению среднего уровня океана со скоростью около 1.5 мм/год. При этом мы ожидаем контрастного (инверсионного) поведения средних уровней океана в северном и южном полушарии (различные средние скорости).

Аналогичные явления должны наблюдаться в более длинных шкалах времени. Должны наблюдаться, например, вариации среднего уровня океана, контрастные вариации среднего уровня океана в противоположных полушариях Земли с периодами Миланковича (периоды планетных вековых возмущений), а также с геологическими периодами [5]. При экстремальном отклонении ядра (в сторону полусферы с преимущественным расположением континентов) тектоника будет замедлена (своеобразные периоды стояния). Этим периодам соответствует как раз

наибольший прилив к материкам и, соответственно, наибольшая затопленная площадь. Схематически формирование инверсионного прилива представлено на рис.1. Приливные воды, устремляющиеся в занятое континентами полушарие, вынуждены перераспределяться у берегов и занимать все более высокие уровни стояния. Нарастающая деформация дна океанического полушария приводит к вытеснению океанических вод в противоположное полушарие. Что приводит к дополнительному подъему уровня океана. Если материки расположены в противоположных полушариях, то, естественно, они будут одновременно испытывать различные тенденции в плане затопляемости материковых территорий (инверсия в изменениях уровня океана). Тем не менее, тенденция может быть выражена достаточно четко, если материки преимущественно расположены в полушарии по ходу смещения ядра [5].

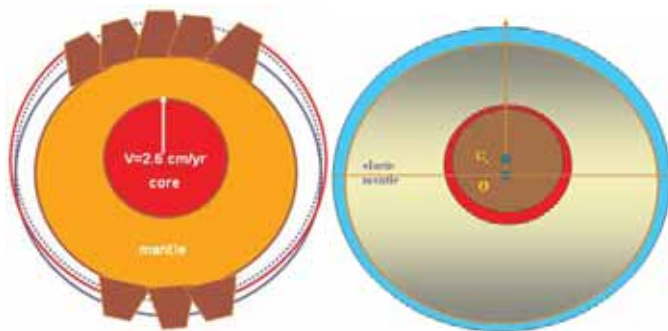


Рисунок 1 (слева). Относительная динамика оболочек Земли: вынужденные колебания ядра относительно вязкоупругой мантии. Колебания и дрейф центра масс Земли.

Рисунок 2 (справа). Схематическое представление инверсионных атмосферных и океанических приливов.

Таким образом, здесь фактически дается объяснение известным наблюдательным фактам, на которые указывали ведущие геологи своего времени Шатский (1955) и Яншин (1973) [3]. Эти ученые полагали, что трансгрессии и регрессии океана в различных участках его побережья могли происходить и одновременно, определяясь развитием структур земной коры, в результате чего значительные участки побережья могли одновременно подниматься или опускаться. Мы можем уточнить это положение: участки подъема и опускания побережья преимущественно располагаются в противоположных полушариях [1].

Подобный планетарный прилив океанических вод из южного полушария в северное полушарие Земли (в современную эпоху) был предсказан и обнаружен автором [4, 6].

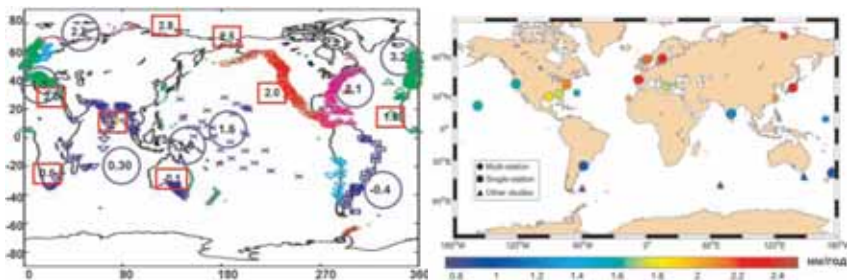


Рисунок 3 (слева). Районы Мирового океана и положение рассматриваемых приливных станций по работе [4], для которых использовались оценки средних скоростей изменения уровня океана (указаны внутри кругов и квадратов в мм / год). Формально они приписываются центрам этих районах Мирового океана.

Рисунок 4 (справа). Региональные тенденции изменения уровня моря, полученные из 76 мареографы отобранных и скорректированные со скоростями GPS и GIA (эфф- фектов после ледникового отступления). Треугольниками отмечены станции из не- давно опубликованных работ. Рисунок взят из работы [7].

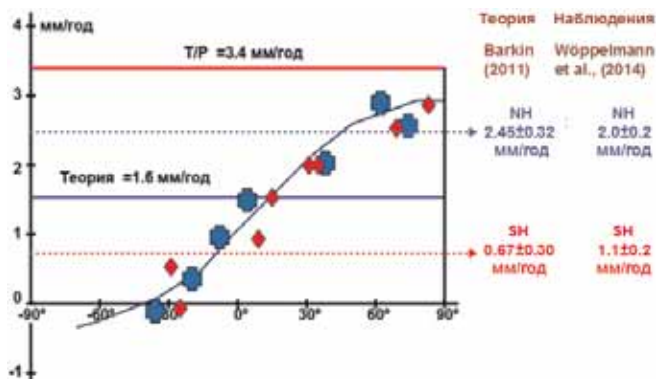


Рисунок 5. Теоретическая кривая зависимости скорости нарастания уровня океана в последние двадцать пять лет в зависимости от широты в сравнении с наблюдаемыми значениями таковых скоростей для регионов мирового океана (отмечены крестиками и ромбиками) [1].

В основных своих чертах выводы результаты работ [4] и [7] согласуются друг с другом и подтверждают факт существования южно-северного океанического векового прилива. Основным фактором (механизмом) этого прилива является гравитационное воздействие на океан дрейфующего к северу ядра Земли [1, 2]. Вынужденные колебания ядра относительно вязко-упругой мантии будут возбуждать комплексы новых

приливов, причем в самых разнообразных шкалах времени, включая геологическую – в десятки и сотни миллионов лет. Подобные приливы ранее не отмечались и игнорировались или затушовывались специалистами по океану. Быстрые, резкие смещения ядра относительно мантии приводят к скачкообразным изменениям и тоже в разных шкалах времени.

2 Синхронность и инверсия вариаций уровней Каспийского моря и мирового океана в последние 400 тысяч лет. Предложенная модель геодинамики [1] позволяет объяснить установленную ранее полную синхронность во времени ледниковых эпох Северного полушария, трансгрессий Каспия и обще-планетарных регрессий Мирового океана [3]. В работе [5] было показано, что основные изменения уровня Каспия и мирового океана в последние 400 тысяч лет происходили в противофазе. В нашей терминологии – указанные процессы имеют инверсионный характер. Дело в том, что Каспий и глобальный океан расположены как бы в противоположных полушариях Земли. В грубом приближении можно принять северное полушарие – полушарие Каспия, а южное полушарие, где расположились основные океанические массы, – полушарие океана. Ядро циклически смещается вдоль оси указанных полушарий. При смещении в северном направлении нагнетаются воды в северное полушарие, которые достигают Каспия. Если формально применить теорию инверсионных приливов, вызванных смещающимся гравитирующим ядром [4, 5], на указанные периоды времени в сотни тысяч лет, то можно дать грубую оценку смещений ядра для вариаций уровня Каспия с амплитудами около 50–60 м и мирового океана с амплитудами около 80–90 м.

Этим вариациям соответствуют трансляционные смещения центра масс Земли (с амплитудой около 70–85 м). Соответствующие смещения центра масс ядра относительно центра масс упругой мантии нами оцениваются при этом в 135–160 м. Максимальная скорость смещения ядра (в период 100 000 лет) при этом составляет около 1 мм/год. В пиковые периоды быстрого изменения уровней Каспия и океана эта скорость может достигать 4–5 и более мм/год, что близко к современным значениям скорости дрейфа центра масс Земли и ее ядра [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ 15-05-07590 А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности // Известия секции наук о Земле Российской академии естественных наук. 2002. Вып. 9.С. 45–97.
2. Баркин Ю.В. Колебания ядра Земли, новые океанические приливы и динамические следствия // Матер. XI Межд. конф. «Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере» (г. Сыктывкар, 20 по 22 сентября

- 2005 г.). Сыктывкар: Изд-во Инст. Геол. Коми НЦ УрО РАН, 2005. С. 26–28.
3. Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н. История гидросферы. М.: Научный мир, 1998.
4. Баркин Ю.В. Объяснение вековых изменений среднего глобального уровня океана и средних уровней океана в северном и южном полушариях Земли // Вестник Московского университета. Серия 3. Физика, астрономия. 2011. № 4. С. 75–83.
5. Баркин Ю.В. Механизм планетарных деформаций дна океана и явления регрессии, трансгрессии и инверсии уровня океана в геологической истории // «Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (школы) по морской геологии». Т. IV. М.: ГЕОС, 2007. С. 188–191.
6. Баркин Ю.В. О контрастных вековых изменениях средних уровней океана в северном и южном полушариях // Вестник МГУ. Сер. 3. Физика, астрономия. 2015. № 4. С. 83–86. Moscow University Physics Bulletin. 2015. V. 70. № 4. P. 299–302.
7. Wöppelmann G., Marcos M., Santamaría-Gómez A. et al. Evidence for a differential sea level rise between hemispheres over the twentieth century // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. P. 1639–1643. doi:10.1002/2013GL059039.

The basic mechanism of fundamental geological changes of ocean (its transgression and regress, and also the observably phenomenon of inversion of changes of levels of the seas and parts of ocean) is the mechanism of inversion deformations of the Earth surface (and the bottom of ocean) and inversion tide due to gravitational action of the Earth core displacing relatively the elastic mantle.

Баркин Ю.В.

(Астрономический институт им. П.К. Штернберга при МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: barkin@inbox.ru)

О природе циркумполярных океанических течений на планетах и спутниках – объяснении направлений основных океанических течений Земли

Barkin Yu.V.

(Sternberg Astronomical Institute at Moscow Lomonosov State University, Moscow)

On the nature of circular circumpolar ocean currents on planets and satellites – an explanation of the directions of main Earth's ocean currents

Ключевые слова: циркумполярные течения, полярный океанический прилив юг – север, возрастание уровня океана, широтная зависимость

1. Океанический планетарный прилив – главный организатор крупных океанических течений. Причины возникновения океанических течений, которые традиционно указываются в учебных курсах, являются надуманными, порой наивными, и не дают ответа на многие вопросы этой сложной проблемы. В данной работе я связываю происхождение планетарных течений с действием основного фундаментального механизма активной жизни Земли – механизма вынужденных относительных смещений и колебаний ядра и мантии Земли в различных шкалах времени [1, 2], а также с фундаментальным океаническим приливом по направлению “юг – север”, вызванным подвижным ядром Земли [3, 4] (рис. 1, 2). Кроме океанических течений в будущем будут открыты широтные перераспределения грунтовых вод. Это положение мы распространяем на все планеты и спутники с морями и океанами в солнечной системе (в частности на моря Титана) и в других планетных системах.

Планетарный прилив океанических вод из южного полушария Земли в ее северное полушарие, который происходит в современную эпоху, был предсказан и обнаружен автором [2–4]. И уже получил подтверждение в работах других авторов [5, 6]. Этот прилив наблюдается в современную эпоху, а также проявляет себя в более длинных шкалах времени, включая геологическую. Общая картина прилива в общем случае усложняется тем, что она происходит на фоне дрейфа материков. Об этом свидетельствуют данные об изменении уровня океана, о затопляемых материковых площадях др. в фанерозое и в другие периоды

В основных своих чертах выводы результаты работ [3–5] согласуются друг с другом и подтверждают факт существования южно-северного океанического векового прилива. Основным фактором (механизмом) этого

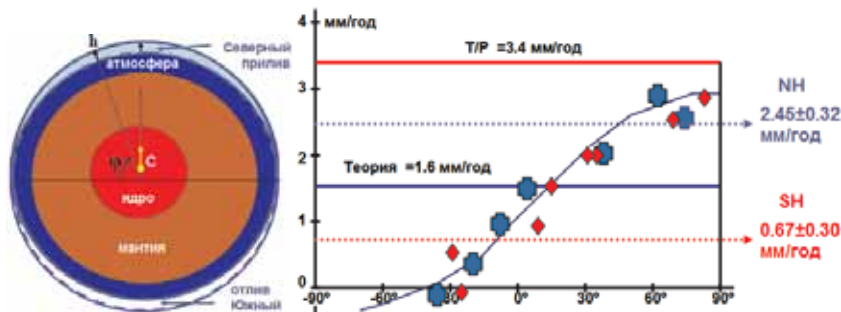


Рисунок 1 (слева). Относительная динамика оболочек Земли: вынужденные колебания ядра относительно вязкоупругой мантии; инверсионные атмосферные и океанические приливы. Колебания и дрейф центра масс Земли. h высота прилива.

Рисунок 2 (справа). Скоростивекового нарастания уровня океана в зависимости от широты.

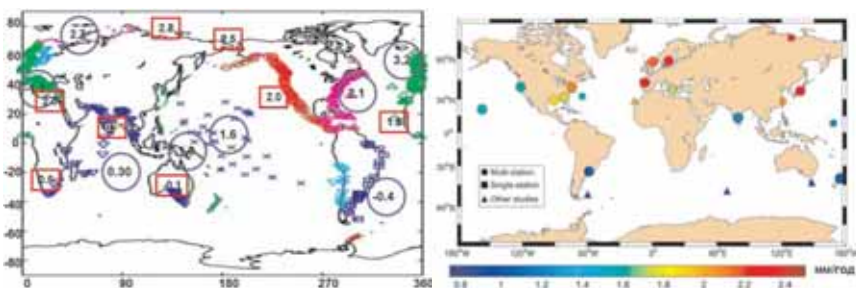


Рисунок 3 (справа). Районы Мирового океана и положение рассматриваемых приливных станций по работе [3], для которых использовались оценки средних скоростей изменения уровня океана (указаны внутри кругов и квадратов в мм/год).

Формально они приписываются центрам этих районов Мирового океана.

Рисунок 4 (слева). Региональные тенденции изменения уровня моря, полученные по данным 76 мареографов отобранных и скорректированных со скоростями GPS и GIA (эффектов после ледникового отступления). Треугольниками отмечены станции из недавно опубликованных работ. Рисунок взят из работы [5].

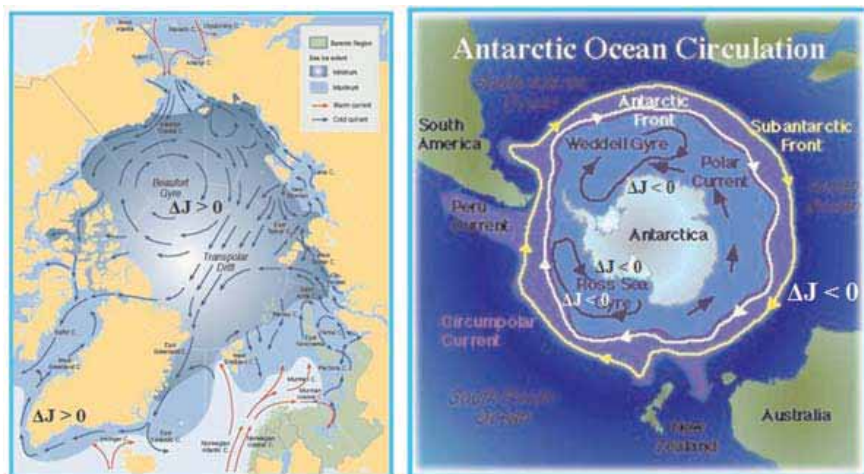


Рисунок 5 (слева). Полярный момент инерции пояса циркумполярного течения в Арктике возрастает из-за океанического прилива “Юг – Север” [4, 5]. При этом скорость течения в западном направлении медленно нарастает, а в настоящее время она уже выросла существенно в предыстории северного дрейфа ядра.

Рисунок 6 (справа). В Антарктической полярной зоне полярный момент инерции водных масс наоборот убывает и циркумполярное течение имеет противоположное направление (т.е. восточное).

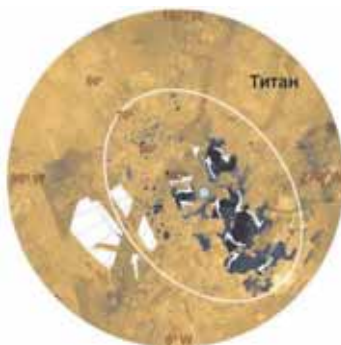
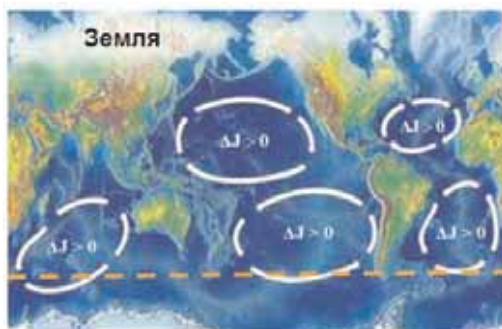


Рисунок 7 (слева). Момент инерции пояса циркумполярного течения, который расположен южнее пунктирной линии, убывает и скорость течения в восточном направлении нарастает в настоящее время и уже выросла существенно в предыстории северного дрейфа ядра [6].

Рисунок 8 (справа). Озера и моря в северной полярной области Титана. Стрелки указывают направление предполагаемых морских течений на Титане [6].

прилива является гравитационное воздействие на океан дрейфующего к северу ядра Земли [2, 3]. Имеются конечно другие составляющие приливов, например, проявляют себя климатологические факторы. Вынужденные колебания ядра относительно вязко-упругой мантии будут возбуждать комплексы новых приливов, причем в самых разнообразных шкалах времени, включая геологическую – в десятки и сотни миллионов лет [1, 2]. Подобные приливы ранее не были замечены и игнорировались или затушовывались специалистами по океану. Что впрочем и сейчас делается многими из них.

Быстрые, резкие смещения ядра относительно мантии приводят к скачкообразным синхронным изменениям уровня океана и его течений и также в разных шкалах времени. Так что работы автора открывают новую эру в исследованиях океана и в геодинاميке по изучению указанных новых приливов [1, 7].

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИН 15-05-07590 А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баркин Ю.В. Объяснение эндогенной активности планет и спутников и ее цикличности // Известия секции наук о Земле Российской академии естественных наук. 2002. Вып. 9.С. 45–97.
2. Баркин Ю.В. Колебания ядра Земли, новые океанические приливы и динамические следствия // Матер. XI Межд. конф. «Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере» (г. Сыктывкар, 20 по 22 сентября 2005 г.). Сыктывкар: Изд-во Инст. Геол. Коми НЦ УрО РАН, 2005.С. 26–28.
3. Баркин Ю.В. Объяснение вековых изменений среднего глобального уровня океана и средних уровней океана в северном и южном полушариях Земли // Вестник Московского университета. Серия 3. Физика, астрономия. 2011. № 4. С. 75–83.
4. Баркин Ю.В. О контрастных вековых изменениях средних уровней океана в северном и южном полушариях // Вестник МГУ. Сер. 3. Физика, астрономия. 2015. № 4.С. 83–86. Moscow University Physics Bulletin. 2015. V. 70. № 4.Р. 299–302.
5. Wöppelmann G., Marcos M., Santamaría-Gómez A. et al. Evidence for a differential sea level rise between hemispheres over the twentieth century // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. P. 1639–1643. doi:10.1002/2013GL059039.
6. Баркин Ю.В. Геофизические следствия относительных смещений и колебаний ядра и мантии Земли. Доклад на шестом заседании Общественного тектоно-физического семинара под рук.д.физ.-мат.н. Ю.Л.Ребецкого (16 сентября 2014, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН). Презентация доклада на сайте ОМТС: http://www.ifz.ru/lab_204/omts/2014-god/zasedanie-omts-1609/
Видео доклада в youtube: <http://www.youtube.com/watch?v=yLfHYBNya5E&feature=youtu.be>
7. <http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/southern/antarctic-cp.html>

Geodynamic model is developed, according to which the main mechanism responsible for the formation of planetary circumpolar and other major ocean currents and changes in the planetary gear is relative shifts and oscillations of the core and the mantle. These oscillations and the mutual displacements are accompanied by inversion between the hemispheres of the Earth tides, organized by the gravitational attraction of the excess mass of the core, and its slow drift in direction South – North.

Баширова Л.Д.^{1,2}, Кулешова Л.А.^{1,2}, Матуль А.Г.³

(¹Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Калининград Москва, e-mail: bas_leila@mail.ru; ²Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград; ³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

Миграции Северо-Атлантического течения и Северного полярного фронта в последнем ледниковом интервале и голоцене по данным изучения планктонных фораминифер

Bashirova L.D.^{1,2}, Kuleshova L.A.^{1,2}, Matul A.G.³

(¹Atlantic Branch of the Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad; ²Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad; ³Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

North Atlantic Current and Polar Front Migrations During the Last Glacial and Holocene: Evidence from Planktonic Foraminiferal Data

Ключевые слова: палеотемпература поверхностного слоя воды, планктонные фораминиферы, Северо-Атлантическое течение; Северный полярный фронт.

Кратковременные (в геологическом масштабе) климатические события существенно влияют на характер глобальной термохалинной циркуляции [1]. С этой точки зрения, очень важно изучать такие переходные состояния климатической системы, как резкое глобальное потепление на переходе от последнего ледникового периода к голоцену.

Исследуемый разрез колонки АМК-4515 (52°03.14' с.ш., 29°00.12' з.д., глубина 3590 м, длина 370 см) формировался в восточной части зоны разлома Чарли-Гиббса, выраженной в виде депрессии рельефа дна на границе Исландской и Европейской котловин (рис. 1). Разрез представлен чередованием миопелагических мергельных и глинистых илов [2, 3]. В районе отбора колонки проходит основной поток Северо-Атлантического течения, которое определяло поверхностные условия в районе исследования во время последнего оледенения и голоцена. Колонка продолжает изучаемый в течение нескольких лет широтный разрез 52–53° с.ш. [4, 5] (рис. 1).

Колонка АМК-4515 была опробована непрерывно с шагом 2 см. Всего было получено 186 проб. Ввиду того, что в нижней части разреза (86–370 см) абсолютное количество раковин планктонных фораминифер, а также зерен ледового разноса (ice-rafted debris – IRD) не превышало 100 экземпляров, нами в данной работе рассматривается только верхняя часть разреза – 0–86 см.

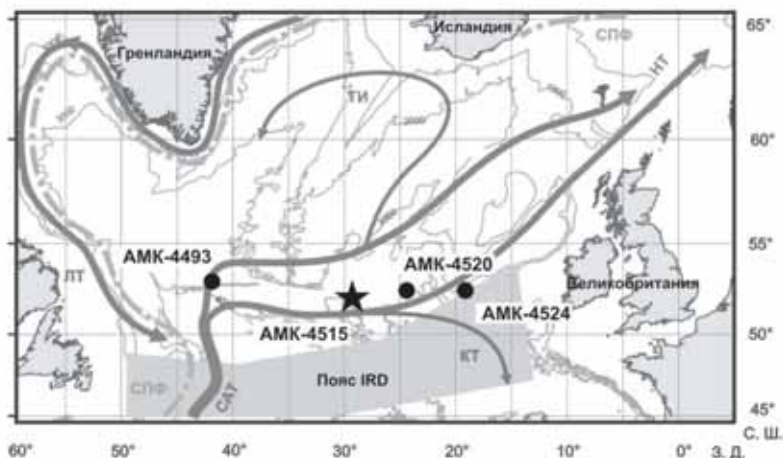


Рисунок 1. Местоположение исследуемой колонки и общая схема поверхностной циркуляции в Северной Атлантике [по 6, 7]

САТ – Северо-Атлантическое течение, КТ – Канарское течение, НАТ – Норвежское течение, ТИ – течение Ирмингера, СПФ – Северный полярный фронт. Звездочкой обозначена исследуемая колонка АМК-4515. Черными кружками показаны колонки, исследованные ранее в рамках грантов РФФИ: АМК-4520 – №12-05-90818-мол_рф_нр, АМК-4493 – №13-05-90704-мол_рф_нр, АМК-4524 - №14-35-50027-мол_нр.

Предположительно исследуемый осадочный разрез охватывает интервал морских изотопных стадий (МИС) 1–3. Таким образом, возраст самого нижнего горизонта не превышает 60 тыс. лет.

На основе данных о соотношении видов планктонных фораминифер была реконструирована палеотемпература поверхностного слоя воды (0–50 м) с помощью метода Modern Analogue Technique [MAT; 8].

Применение микропалеонтологического метода наряду с изучением содержания в осадках IRD и карбоната кальция (рис. 2) позволило получить надежные реконструкции миграций Северо-Атлантического течения (САТ) и связанного с ним Северного полярного фронта (СПФ) на рубеже позднего плейстоцена и голоцена. Граница между поздним плейстоценом и голоценом четко отбивается по этим параметрам.

В качестве показателей, определяющих положение СПФ, использовались (1) температурный диапазон 1–3°C, который маркирует современное положение фронта в Атлантическом океане [9], (2) практически абсолютное доминирование полярного вида планктонных фораминифер *N. pachyderma* (s) – 90% и выше [10–12], (3) смена видов-индикаторов СПФ *T. quinqueloba* и *N. pachyderma* (s) [13].

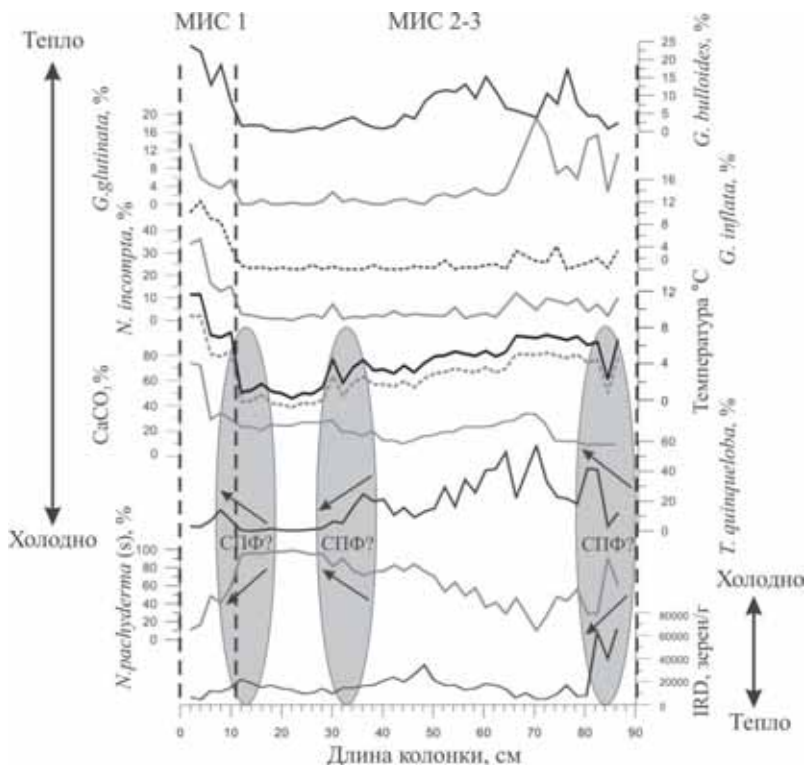


Рисунок 2. Распределение планктонных фораминифер, CaCO_3 и IRD, а также летних (черная сплошная линия) и зимних (серая пунктирная линия) палеотемператур. СПФ? – предположительное расположение Северного полярного фронта в районе исследования.

За последние 60 тыс. лет СПФ трижды приближался к району исследования с севера и пересекал его (рис. 2), определяя интенсивность, направление течения и струйность САТ. Нами были отмечены миграция фронта к северу от района исследования во время МИС 3, миграция фронта далеко на юг во время последнего ледникового максимума, а также очередное отступление СПФ к северу во время последней дегляциации. На это указывает смена доминирования видов-индикаторов, совпадающая с низкими температурными значениями поверхностного слоя воды, не превышающими 3°C даже летом.

Расположение СПФ южнее района исследования наблюдалось лишь один раз во время последнего ледникового максимума (слой 12–34 см) и было отмечено по высокому содержанию полярного вида планктонных фо-

раминифер *N. pachyderma* (s) (до 99.2%), а также минимальным температурным значениям (0.15°C летом и ниже 0°C зимой).

Температура превышающая 3°C, зарегистрирована в МИС 3 (слой 80 и 90 см), а также во время голоцена. (МИС 1), что свидетельствует о расположении фронта к северу от района исследования. В эти интервалы происходило усиление адвекции теплых североатлантических вод в высокие широты, о чем свидетельствует увеличение относительного содержания тепловодных видов, а также уменьшение содержания полярного вида планктонных фораминифер в исследуемых комплексах.

Таким образом, в МИС 1–3 нами были зарегистрированы интервалы усиления и ослабления адвекции североатлантических водных масс в район исследования. Полученные выводы о миграциях САТ и СПФ требуют коррекции и дополнения. В частности, необходимо уточнить возраст изучаемых осадков, а также степень влияния растворения на исследуемые комплексы планктонных фораминифер, особенно в нижней части осадочного разреза.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 15-35-50446-мол_нр, 14-05-31349-мол_а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Clark P.U., Pisias N.G., Stocker T.F., Weaver A.J. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change // *Nature*. 2002. V. 415. P. 863–869.
2. Отчет о работах 48 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш»: Отчеты начальника экспедиции, капитана и начальников отряда. Москва, 2002. С. 77–103.
3. Дмитренко О.Б., Сивков В.В., Русаков В.Ю. Позднечетвертичные миграции Субарктического фронта Северной Атлантики (по литологии и наннофосилиям) // *Океанология*. 2009. Т. 49. № 2. С. 262–277.
4. Баширова Л.Д. Исследование региональных особенностей Северо-Атлантического течения в среднем плейстоцене и голоцене по данным фораминиферового анализа // *Геология морей и океанов: Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии*. Москва, 18–22 ноября 2013. Т. I. М.: ГЕОС. 2013. С. 155–159.
5. Баширова Л.Д. Исследование изменений поверхностной циркуляции в Северной Атлантике (дрифт Фени) в позднем плейстоцене-голоцене по данным микропалеонтологического анализа // *Современная микропалеонтология: Труды XVI Всероссийского микропалеонтологического совещания*. Калининград, 24–27 августа 2015. АО ИО РАН, ГИН РАН. 2015. С. 159–163.
6. Баранов Е.И. Средние месячные положения гидрологических фронтов в северной части Атлантического океана // *Океанология*. 1972. Т. 12. Вып. 2. С. 217–224.
7. 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. P 1–18.

8. 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.
9. Levitus S. and Boyer T.P. World Ocean Atlas 1994: Temperature, NOAA Atlas NESDIS 4. Washington: D.C. Gov. Printing Office, 1994. V. 4. 117 p.
10. Бараш М.С., Оськина Н.С. Распределение в океанских осадках раковин *Globigerina pachyderma* (Ehr.) в зависимости от температуры поверхностной воды // Морская микропалеонтология. 1978. С. 196–205.
11. Бараш М.С. Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. М.: Наука, 1988. 272 с.
12. Eynaud F., de Abreu L. and 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
13. Johannessen T., Jansen E., Flatoy A., Ravelo A. C. The relationship between surface water masses, oceanographic fronts and paleoclimatic proxies in surface sediments of the Greenland, Iceland, Norwegian seas // *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints of the Oceans's Role in Global Change* / Eds. Zahn R., Pedersen T.F., Kaminski M.A., Labeyrie L. Berlin: Springer, 1994. P. 61–85.

Migrations of the North Atlantic Current (NAC) and Polar Front (PF) which are closely related were studied. It was shown that PF crossed studied area three times within investigated period. Intensified advection of the North Atlantic surface waters to the study area was registered during the Holocene and warm interval of the MIS 3. Weakening of NAC and suppressed warm water advection to the high latitudes was observed during the last glacial maximum.

**Блинова И.В.¹, Яковишина Е.В.¹, Крупская В.В.²,
Бордунов С.И.¹**

(¹Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, yakovishina@mail.ru, ²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН)

Уточнение условий седиментации маастрихтских отложений Саратовского Поволжья

**Blinova I.V.¹, Yakovishina E.V.¹, Krupskaya V.V.²,
Bordunov S.I.¹**

(¹Geological Faculty Lomonosov MSU, Moscow, yakovishina@mail.ru; ²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry Russian Academy of Science)

Clarification of the sedimentation conditions of Maastrichtian deposits in the Volga region of Saratov

Ключевые слова: Маастрихт, условия седиментации, минеральный состав, глауконит, монтмориллонит, кремнезем, карбонаты

В течение всего маастрихта Саратовское Поволжье представляла собой мелководно-морской эпиконтинентальный бассейн краевой северо-восточной шельфовой зоны океана Тетис. В пределах данной территории накапливались отложения, представленные различными типами седиментации: карбонатным и карбонатно-глинисто-терригенным. Отложения первого типа распространены преимущественно в северной части Саратовского Поволжья, они сложены известняками и мергелями. Отложения южной части Саратовского Поволжья отличаются совершенно иным вещественным составом, для них характерны как карбонатные породы, так и глинистые и терригенные породы. Таким образом, на территории Саратовского Поволжья отмечается значительное литологическое разнообразие пород. Для понимания природы и закономерностей смены состава маастрихтских отложений Саратовского Поволжья были изучены разрезы карьеров «Большевик» и «Коммунар», расположенных в северной части Саратовского Поволжья, вблизи города Вольск и разреза возле села Нижняя Банновка, находящего в южной части рассматриваемого региона.

В ходе работы изучались образцы, отобранные сотрудниками кафедры региональной геологии и истории Земли МГУ и сотрудниками кафедры общей геологии и полезных ископаемых СГУ под руководством А.Ю.Гужикова, во время полевого сезона в районе Саратовского Поволжья в 2012 г. В качестве основных методов были использованы – литологическое описание и описание шлифов под оптическим микроскопом, рентгенографический анализ, рентгенофлуоресцентный анализ.

Основой для уточнения условий седиментации отложений Саратовского Поволжья в маастрихте послужило установление минерального состава пород, а так же содержание различных химических элементов в породах разреза Нижняя Банновка.

Породы разрезов карьеров "Большевик" и "Коммунар" характеризуются кварц-кальцитовая минеральной ассоциацией. Главным породообразующим минералом является кальцит, в незначительном количестве в породах содержится кварц. Минеральный состав пород данных разрезов в течение всего маастрихта существенно не изменялся, отмечаются лишь незначительные колебания содержания кварца в пределах первых процентов. Таким образом, приведённые выше данные позволяют сделать вывод о том, что осадконакопление отложений разрезов "Большевик" и "Коммунар" в течении маастрихта происходило в пределах мелководно-морского бассейна с карбонатным осадконакоплением, в условиях ограниченного поступления с суши в данную область бассейна терригенного материала в виде кварца.

Иным минеральным составом характеризуются породы маастрихтского возраста разреза возле села Нижняя Банновка, расположенного южнее разрезов "Большевик" и "Коммунар". Их состав отличается разнообразием минеральных ассоциаций. В нижней части разреза в породах отмечается присутствие минерала опала. Данный минерал характерен для ряда силицитовых пород и указывает на присутствие источника кремнезёма. В отложения разреза Нижняя Банновка источником кремнезёма являются кремневые организмы радиолярии, благоприятными условиями для существования которых являются холодные воды, обогащённые SiO_2 , поэтому на осадконакопление немалое влияние оказывали холодные глубинные воды, содержащие растворённый кремнезём.

Выше по разрезу отмечается присутствие в отложениях аутигенного глауконита. Глауконит образуется обычно в морских обстановках, в верхнем слое осадка, обогащённого аэробно разлагающимся органическим веществом. Массовые скопления глауконита приурочены к зонам приостановки осадконакопления.

Далее вверх по разрезу начинает преобладать накопление кальцита при незначительном или полном прекращении осаднения опала. Это свидетельствует о резкой смене условий осадконакопления. Благоприятными становятся условия обитания для кальцийсодержащих организмов. Для отложений данного интервала характерен богатый комплекс бентосных фораминифер.

Таким образом, в маастрихтских отложениях разреза Нижняя Банновка можно выделить два типа осадконакопления. Первый характеризуется присутствием в отложениях кремнистого материала, указывающего на влияние холодных глубинных вод, обогащённых биогенными элементами (растворённый кремнезём). Второй тип осадконакопления связан с накоплением

карбонатов, т.е. произошла смена водных масс влияющих на условия формирования отложений. Кроме того следует отметить, что на протяжении всего периода осадконакопления происходил снос обломочного материала. Терригенный материал поступал с суши в виде кварца, иногда с примесью альбита и микроклина. Максимальный снос обломочной компоненты приходится на накопление отложений верхней части разреза.

Глинистые минералы пород разреза Нижняя Банновка представлены монтмориллонитом, относящимся к группе смектитов и иллитом (минерал группы гидрослюд). Монтмориллонит образует за счёт разложения пепла, что свидетельствует о приносе вулканического материала. На этот же факт указывает и содержание цеолита (минерала вулканического происхождения) в породах.

Так же при определении условий седиментации отложений разреза Нижняя Банновка крайне важными оказались исследования содержания различных химических элементов в породах. Отношения химических элементов и их модули позволили детализировать обстановку осадконакопления. При изучении образцов разреза Нижняя Банновка рассматривались отношения Fe/Mn , Ti/Zr и щелочной модуль.

По величине отношения Fe/Mn согласно классификации приведённой в работе [1] породы разреза Нижняя Банновка накапливались в относительно мелководных обстановках с терригенным источником осадконакопления. Величина отношения Fe/Mn в них колеблется от 44 до 5729. Последние завышенные значения характерны для образцов, которые представлены глауконитовыми песчаниками. Данное повышение значений можно объяснить массовым скоплением глауконита, в формировании которого активное участие принимает Fe .

Отношение Ti/Zr использовалось при оценке дальности переноса терригенного материала [1]. Расчет отношений для пород разреза Нижняя Банновка в целом показал, что вверх по разрезу отмечается уменьшение величины Ti/Zr , что указывает на увеличение расстояния от области сноса до места захоронения обломочного материала. При этом близость значений отношения Ti/Zr для образцов свидетельствует об общности источника сноса и о прохождении обломочным материалом близких расстояний.

Щелочной модуль ($ЩМ = Na_2O/K_2O$), охарактеризовал интенсивность процессов химического выветривания в области размыва [1, 2]. Для отложений разреза Нижняя Банновка отмечается увеличение значений модуля вверх по разрезу, что указывает на увеличение со временем объёма сносимого обломочного материала. Также такой рост щелочного модуля свидетельствует высокой минералогической зрелости пород.

Таким образом, на основании выше изложенного, при сопоставлении разрезов, отличающиеся различными типами седиментации, было установлено, что при формировании отложений разреза Нижняя Банновка не малую роль сыграли несколько факторов. Во-первых, это влияние Приураль-

ского пролива, соединявшего Тетис и Палеоарктику. Через пролив глубокие холодные воды, насыщенные SiO_2 , проникали на территорию Саратовского Поволжья, поэтому в породах нижней части разреза, представленных глинами, отмечается присутствие минерала опала. Во-вторых, после накопления глауконитовых песчаников, залегающих с размывом на глинах, существенно резко изменяются условия седиментации, начинает преобладать накопление карбонатов при незначительном или полном прекращении осаждения опала. Благоприятными становятся условия обитания для бентосных фораминифер. Предположительно в данный момент времени Приуральский пролив начал закрываться, что подтверждается ранее опубликованными данными [3].

В третьих после закрытия Приуральского пролива происходит интенсивный принос обломочного материала, объём которого постепенно увеличивается, что может быть связано с появлением временного водного потока.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 15-05-03004и Project 609—CretaceousSea-LevelChanges (IGCP609).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Енгальчев С.Ю., Панова Е.Г. Геохимия и генезис песчаников восточной части главного девонского поля на северо-западе Русской плиты // Литосфера. 2001. №5. С.16–29.
2. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литогенетическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742с.
3. Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю., Олферьев А.Г. Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу // 400 миллионов лет геологической истории юга Восточной Европы / Никишин А.М. (ред.). Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России». Вып. 1. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2005. С. 233–258.

It has been found that the formation of deposits section Bannovka defined by several factors. Firstly, it is the effect of the Priuralsky Strait connecting Tethys and Paleoarctic. Secondly, at this time Priuralsky Strait began to close. Third after the closure of Priuralsky Strait there was an intensive influx of clastic material, which may be associated with the temporary water flow.

**Борисов Д.Г.¹, Мурдмаа И.О.¹, Иванова Е.В.¹,
Левченко О.В.¹, Емельянов Е.М.², Дорохова Е.В.²**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: dborISOV@ocean.ru; ² Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Калининград)

Плиоцен-четвертичная история формирования контуритового Дрифта Иоффе (Юго-Западная Атлантика)

**BorISOV D.G.¹, Murdmaa I.O.¹, Ivanova E.V.¹,
Levchenko O.V.¹, Emelyanov E.M.², Dorokhova E.V.²**

(¹P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ² Atlantic Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Kaliningrad)

The Pliocene-Pleistocene history of formation of the Ioffe Contourite Drift (Western South Atlantic)

Ключевые слова: контуриты, дрифт, придонные течения, эрозия, латеральная седиментация, ААДВ

В настоящее время возможность придонных (контурных) течений эродировать дно, образовывать многокилометровые каналы глубиной до первых сотен метров и возводить мощные осадочные тела с разнообразной геометрией не ставится под сомнение. Многочисленные примеры подобных эрозионных и аккумулятивных форм рельефа обнаружены на континентальных окраинах и открытых частях глубоководных котловин во всех океанах, включая Южный и Северный-Ледовитый [1]. Осадки, отложенные придонными контурными течениями, получили название «контуриты». Осадочные тела сложенные контуритами называются контуритовыми дрифтами [1]. На данный момент в одной только юго-западной Атлантике открыто более десятка систем гигантских контуритовых дрифтов (например, дрифты Юинга, Сапиола, Аргиро, Вима, Колумбия). Дрифт Иоффе – это уникальный природный объект, открытый учеными ИО РАН в 32-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (2010 г.) в южной части Бразильской котловины Атлантического океана на хребте, приуроченном к зоне разломов Флорианополис (26–27° ю.ш.). Он представляет собой мощное осадочное тело (~300 м), сложенное биогенным карбонатным материалом, накопление которого происходило под влиянием придонных течений Антарктических вод. Данная работа направлена на изучение верхней части осадочного разреза дрифта, исследование механизмов его формирования и истории развития в течение плиоцен-четвертичного времени.

Район исследования охватывает абиссальную часть Бразильской котловины к северу от поднятия Риу-Гранди. Дно океана здесь иссечено хребта-

ми и желобами субширотно простирающихся трансформных разломов, которые относятся к зоне разломов Флорианополис [2]. Глубина океана варьирует от 3700 до 4800 м. Придонная циркуляция контролируется придонными течениями антарктических придонных вод (ААДВ) с потенциальной температурой $\theta < 2^{\circ}\text{C}$ [3]. Основной объем этих вод проникает в Бразильскую котловину из Аргентинской котловины через канал Вима. Традиционно придонные антарктические воды подразделяются на верхние, называемые иначе Нижними циркумполярными водами (НЦПВ), и нижние, именуемые Глубинными водами моря Уэдделла (УГВ). Верхняя граница ААДВ в районе исследования обнаруживается на глубине 3600 м, однако фораминиферовый лизоклин находится глубже (3900–4000 м) [4] и приходится примерно на границу между НЦПВ и УГВ (изотерма $\theta = 0.2$) [5, 6].

Дрифт Иоффе покрывает вершину и южный склон субширотного протяженного хребта и прослеживается в интервале глубин от 3700 до 4000 м. Его исследование началось в 32-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (2010) и было продолжено в 46-м рейсе (2014). На дрифте получена серия сейсмопрофилей высокого разрешения с помощью параметрического эхолота-профилографа «SES-2000 deep» (4–7 кГц) и отобраны 4 колонки донных осадков. Колонки длиной от 3.46 до 7.12 м были получены с глубин 3785–3900 м. В качестве батиметрической основы для проведения исследований была выбрана модель рельефа ETOPO1, скорректированная в соответствии с данными однолучевых эхолотных промеров, выполненных в 36-м и 37-м рейсах НИС «Академик Сергей Вавилов» и 46-м рейсе НИС «Академик Иоффе» (2012–2014 гг.) с помощью эхолота «ELAC Master Recorder Rack MP 139-02». Дополнительно из общедоступной электронной базы геолого-геофизических данных Marine Geoscience Data System/ASP-UTIG получены данные одноканального низкочастотного сейсмического профилирования, проведенного в рейсе V1804 НИС «Vema». Литологическое описание колонок проводилось на основании макроскопического изучения разрезов, исследования осадка в смер-слайдах и шлифах под поляризационным микроскопом, результатах сканирующей электронной микроскопии (с помощью LEO Supra 50 VP), данных о карбонатности осадка (экспресс анализатор углерода AN-7529), и данных о гранулометрическом составе, полученных на лазерном анализаторе размеров частиц SHIMADZU SALD 2300 и методом Петелина. Возраст вскрытых отложений оценивался по данным изучения видового состава планктонных фораминифер и нанофоссилий, а также на основании двух радиоуглеродных датировок.

Анализ низкочастотных сейсмических профилей позволил обнаружить, что дрифт представляет собой линзовидное осадочное тело, покрывающее вершину и южный склон хребта. На северном склоне, вероятно, имеют место выходы коренных пород. Мощность осадочного тела изменяется от 0.3 до 0.54 с (двойное время пробега звуковой волны). В акустической структуре дрифта выделены 4 основных сейсмофациальных единицы, разделен-

ных угловыми несогласиями. В структуре верхней части дрефта (до 60 м ниже поверхности дна) выделены 5 дополнительных (подчиненных) сейсмофациальных единиц, также разделенных угловыми несогласиями. Отмечаются четкие признаки «срезания» рефлекторов [7].

Все четыре колонки вскрыли разрезы карбонатных биогенных илов (до 85% CaCO_3), сложенных преимущественно целыми раковинами фораминифер, их обломками и кокколитами. Терригенный материал присутствует в подчиненных количествах в силу значительной удаленности района исследования от континента. Три колонки прошли через весь (сильно сжатый) четвертичный разрез и достигли верхнеплиоценовых отложений.

Характерная геометрия осадочного тела, его вытянутость в направлении придонных течений, наличие четких внутренних несогласий, линзовидная, выпуклая кверху форма сейсмофациальных единиц, низкая (до умеренной) амплитуда отражений – все эти признаки позволяют отнести обнаруженное осадочное тело к контуритовым дрефтам [8]. Предполагается, что выделенные сейсмофациальные единицы отражают основные стадии развития дрефта, которое началось с заполнения неровностей фундамента предположительно в эоцене-олигоцене. В этот период произошло открытие пролива Дрейка и образование ААДВ. Следствием этих событий стало начало формирования большинства контуритовых систем в Южной Атлантике [9, 10]. Нарращивание дрефта Иоффе проходило в несколько этапов, характеризующихся чередованием периодов эрозии и аккумуляции, а также смещением области наиболее интенсивного осадконакопления к северу и югу относительно оси хребта. Это связано с периодами интенсификации и ослабления придонного течения ААДВ, омывающего дрефт, а также смещением его основных струй.

Материалы исследования кернов глубоководного бурения скв. 516 на поднятии Риу-Гранди свидетельствуют о том, что условия осадконакопления в данном регионе принципиально не менялись с начала формирования дрефта. Это дает основание полагать, что весь дрефт представлен биогенными карбонатными илами (контуритами), отложенными под действием придонных течений антарктических вод. Сильно сжатый разрез четвертичных отложений в колонках подразумевает наличие длительных перерывов, связанных с эрозией и периодами неотложения в результате интенсификации придонных течений [11, 12].

Вещественный состав осадка характеризуется вариациями отношения двух основных литологических компонентов: целые раковины фораминифер прекрасной сохранности с размером > 63 мкм и их обломки (< 63 мкм) с признаками сильного растворения. Поскольку все колонки получены с глубин выше фораминиферового лизоклина, следует предположить, что обломки раковин принесены из областей ниже лизоклина. Таким образом, целые раковины фораминифер, имеют локальное происхождение, а их обломки принесены с больших глубин придонными течениями, вероятно, из

канала Вима. Скорости течений в канале достигают 50 см/с, в результате чего легкие обломки раковин фораминифер (вместе с кокколитами) могут быть взмучены, подняты на значительное расстояние от дна и перенесены в район дрейфа. На картах распределения параметров придонного нефелоидного слоя видна мощная струя донных водповышенной мутности, движущихся из канала Вима на северо-восток к дрейфу Иоффе. Преобладание в разрезах колонок фораминифер над кокколитами противоречит естественному соотношению этих компонентов в вертикальных потоках взвеси на дно океана. Это объясняется тем, что под действием придонных течений кокколиты осаждаются медленнее, чем более крупные и тяжелые фораминиферы [7].

Прямая корреляция колонок донных осадков с сеймопрофилями высокого разрешения позволила определить возраст нескольких интенсивных рефлекторов, расположенных близко к поверхности дна, а также выявить и проследить по разрезу рефлектор, соответствующий границе плиоцен-плейстоцен [7].

Авторы выражают благодарность научному составу и экипажам рейсов 32 и 46 НИС «Академик Иоффе» за помощь в проведении исследований. *Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов №14-05-000744 а и №14-05-31357 мол а.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Rebesco M., Hernandez-Molina F.J., Van Rooij D., Wahlin A. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations // *Marine Geology*. 2014. №352. P. 111–154.
2. Meisling K.E., Cobbold P.R., Mount V.S. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil // *APG Bulletin*. 2001. V. 85. № 11. P. 1903–1924.
3. Wüst G. Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans / Ed. Defant A. Wissenschaftliche Ergebnisse, Deutsche Atlantische Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff “Meteor” 1925–1927, 6(1), Walter de Gruyter & Co, Berlin. 1936. 411p.
4. Melguen M., Thiede J. Facies distribution and dissolution depths of surface sediment components from the Vema Channel and the Rio Grande Rise (southwest Atlantic Ocean). // *Marine Geology*. 1974. №17. P. 341–353.
5. Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean. Springer, Dordrecht. 2010. 266p.
6. Тараканов Р.Ю., Морозов Е.Г. Поток антарктической донной воды на выходе из канала Вима // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 2. С. 173–181.
7. Murdmaa I.O., Borisov D.G., Ivanova E.V. et al. The Ioffe Calcareous Contourite Drift, Western South Atlantic // *Marine Geology*. 2015, submitted.
8. Rebesco M. Contourites // *Encyclopedia of Geology* / R.C. Selley, L.R.M. Cocks, I.R. Plimer (Eds.). Elsevier, Oxford, 2005. P. 513–527.
9. Niemi T.M., Ben-Avraham Z., Hartnady C.J.H., Reznikov M. Post-Eocene seismic

- stratigraphy of the deep ocean basin adjacent to the southeast African continental margin: a record of geostrophic bottom current systems // *Marine Geology*. 2000. №162. P. 237–258.
10. Hernández-Molina F.J. , Paterlini M., Somoza L. et al. Giant mounded drifts in the Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation // *Marine and Petroleum Geology*. 2010. №27. P. 1508–1530.
 11. Бараш М.С. Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. М.: Наука, 1988. 272 с.
 12. Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Borisov D.G. et al. The Ioffe Calcareous Contourite Drift, Western South Atlantic: the Late Pliocene-Pleistocene Stratigraphy and History of Formation // *Marine Geology*, submitted.

Seismic stratigraphy reveals four major stages of the calcareous Ioffe contourite drift development on the Florianopolis fracture zone ridge, western South Atlantic, since the Eocene-Oligocene. Three of four sediment cores from the northern drift slope recovered Upper Pliocene nannofossil-foraminiferal ooze representing extremely compressed sections with long-term hiatuses which reflect erosion events by the AABW outflow from the Vema Channel. The calcareous contourites are formed by interplay between three rather independent biogenic components: well preserved foraminiferal tests from a local source above the lysocline, small foraminiferal fragments transported within the near-bottom nepheloid layer from an area below the lysocline, and nannofossils making up the background suspension. Behavior of the erosion-depositional contourite system depends on the AABW outflow intensity and configuration.

Василенко Л.Н.

(Тихоокеанский океанологический институт им. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, lidia@poi.dvo.ru)

Олигоцен-раннемиоценовые радиоларии из отложений островного склона Курило-Камчатского желоба

Vasilenko L.N.

(V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

Oligocene-Early Miocene Radiolaria of sediments the island slopes Kuril-Kamchatka Trench

Ключевые слова: радиоларии, олигоцен, миоцен, Курило-Камчатский желоб, островной склон

Островной склон Курило-Камчатского желоба представляет собой сложную геологическую структуру и относится к одному из наиболее важных объектов северо-западной области Тихого океана. Разработка стратиграфической схемы этого района, включающей данные комплексных исследований с применением литологических и биостратиграфических методов, имеет большое значение для установления времени образования сопряженной структуры дуга-желоб. Для отложений кайнозойского возраста островного склона Курило-Камчатского жёлоба наиболее полные данные получены по диатомеям, силикофлагеллатам и спорам пыльцы [1–3]. Менее изученными являются радиоларии.

Проблема. В настоящее время существует две различные биостратиграфические схемы по радиолариям для эоцен-плейстоценового времени [4, 5]. Так же в небольшом количестве изучены радиоларии позднемелового-раннепалеогенового возраста [6]. Отсутствие единой схемы по радиолариям затрудняет работу с материалами драгирования, полученными в ходе многочисленных морских экспедиций, так как главной задачей биостратиграфических реконструкций является установление последовательности седиментационного процесса и определение возраста осадочных слоёв.

Цель настоящей работы заключается в продолжение работы по созданию биостратиграфической схемы по радиолариям для осадочного чехла островного склона Курило-Камчатского желоба.

Материал включает 6 образцов драгированием из 4 станций (интервал глубин 2500–1600 м), поднятых в ходе 37 и 52 рейсов НИС «Академик Лаврентьев» (рис.1). Корреляция осуществлялась с глубоководными разрезами островного склона Японского желоба (скв. 434В) [7], (скв.1150, 1151) [8] и гайотов Детройт (скв. 884В) и Суйко (скв. 433А) [9].

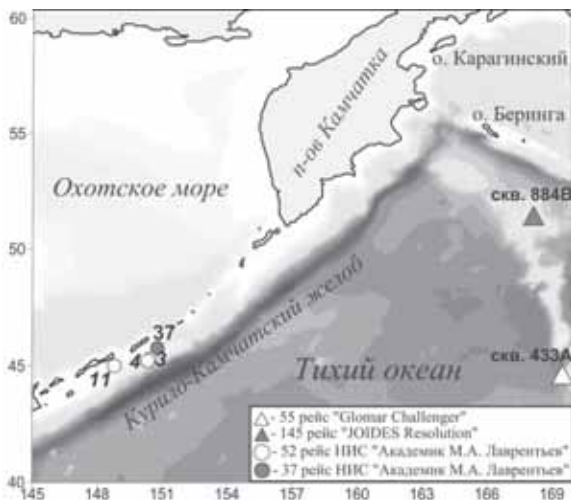


Рисунок 1. Схема расположения станций.

Методика радиолариевого анализа приведена в работе [4].

Результаты. В результате изучения фоссилий радиоларий в образцах драгирования островного склона Курило-Камчатского жёлоба были выделены ассоциации в ранге «слоёв с радиолариями» согласно биостратиграфическим принципам по «доминированию» и «характерным видам». Эти слои соответствуют «радиолариевым зонам» выделенным ранее в северо-западной области Тихого океана [4, 8, 9].

Олигоцен. Слои с *Prunopyle solida* (станции Lv-37-37, глуб. 2200–1900 м, Lv52-4, глуб. 1800–1700 м). Осадки представлены туфодиадомитом и песчаником. Численность радиоларий в ассоциации составляет 78–118 экз./г. Раковины имеют хорошую сохранность. На индекс-вид приходится 10.20%. Таксономический состав включает: *Hexacontium* sp. – 2.04%, *Phacostylus* aff. *dellupi* Carnevale – 2.04%, *Xiphosphaera* aff. *irinae* Lipman – 2.04%, *Xiphotractus chabakovii* Lipman – 2.04%, *Druppatractus* sp. – 2.04%, *Prunopyle haeckelii* Dreyer – 10.2%, *Spongocyclus* (?) *cycloides* Haeckel – 2.04%, *Perichlamidium limbatum* Ehrenberg – 2.04%, *Calocyclus extensa contracta* Clark et Campbell – 30.61%, *Dictyohimus tripus* Haeckel – 2.04%, *Tripilidium* sp. 2.04% и др. Кроме этого, в ассоциации встречаются единичные экземпляры плохой сохранности, по морфологии близкие к *Lophoconus* aff. *titanothericeraos* Clark et Campbell и *Theocampe* aff. *apicata* Foreman, известные из позднепалеоценовых и эоценовых отложений г. Детройт [9] и Калифорнии [10]. Плохая сохранность раковин предполагает их переотложение.

Возраст. Ассоциация радиолярий с *Prunopylesolida* была впервые прослежена С.В. Точиной [4] на островном склоне Курило-Камчатского жёлоба в ранге «слоёв с радиоляриями». Позднее, в отложениях гайотов Детройт (скв. 884В) и Суйко (скв. 433А) была выделена одноимённая зона [9], возраст которой составляет ≈ 21.8 млн. лет, что соответствует позднеолигоценовому времени [11]. Доминирующий вид *Calocyclas extensa contracta* был описан из отложений г. Диабло Калифорнии [10:Pl. 8, fig. 15]. Позднее в олигоценовых отложениях каменной свиты о. Беринга и Ильхатунской свиты о. Карагинский близкий экземпляр был выделен как *Lithometrissa conica* [12:Таб. IX фиг. 2].

Распространение. Островной склон Курило-Камчатского жёлоба, Императорский хребет.

Слои с Haliomma nobile (станции Lv52-3, глуб. 1700–1600 м). Осадки представлены туфодиацитомитом. Общая численность радиолярий составляет 820 экз. в 1 г. осадка. Раковины радиолярий имеют хорошую сохранность. На индекс-вид приходится 5.63%. В таксономическом составе так же содержатся: *Haliomma* aff. *oculatum* Ehrenberg – 4.23%, *Hexacantium* sp. – 7.04%, *Spirema* aff. *solaris* Haeckel – 1.41%, *Spirotunica* aff. *elliptica* (Dreyer) – 2.82%, *Spirotunica* sp. – 21.13%, *Ommatogramma* sp. – 4.23%, *Spongodiscus cratuculatus* Stohr – 1.41%, *Sethocorys cristata* Stohr – 7.04%, *Cyrtopera languncula* Haeckel – 1.41% и др.

Возраст. Обсуждаемые слои выделены в отложениях гайотов Детройт и Суйко [9] и являются аналогом слоёв с *Haliomma entactinia*, выделенных ранее на островном склоне о. Хонсю (скв. 434В) [7]. Возраст зоны *Haliomma nobile* ≈ 25.4 млн. лет.

Распространение. Островные склоны Японского и Курило-Камчатского жёлобов, Императорский хребет.

Ранний миоцен. Слои с Dendrospyris sakaii (Lv52-11, глуб. 2500–2200 м). Осадки представлены туфодиацитомитом. Численность радиолярий в ассоциации достигает 1346 экз./г. Раковины радиолярий имеют хорошую и удовлетворительную сохранность. На вид-индекс приходится 2.28%. Таксономический состав включает: *Actinomma* ex gr. *denticulatum* Haeckel – 3.26%, *Actinomma* ex gr. *hootsi* Campbell et Clark – 4.23%, *Stylosphaera angelina* Campbell et Clark group. – 3.26%, *Lithelius minor* Jorgensen – 4.23%, *Prunopyle solida* Dreyer – 4.89%, *Cornutella hexagona* Haeckel – 1.95%, *Helotholus* aff. *vema* Hays – 6.19%, *Peridium longispinum* Jorgensen – 2.93%, *Cyrtocapsa subconica* Nakaseko – 0.33%, *Dendrospyris* aff. *suganoi* Sugiyama et Furutani – 1.63% и др.

Возраст. Слои с *Dendrospyris sakaii* соответствуют одноимённой зоне, выделенной в отложениях островного склона Японского жёлоба (скв. 1150, 1151) [8], а позднее прослеженной в разрезе гайота Детройт. Возраст зоны *Dendrospyris sakaii* ≈ 23.5 млн. лет [9].

Распространение. Островные склоны Японского и Курило-Камчатского желобов, Императорский хребет.

Закключение. В результате изучения фоссилий радиолярий в отложениях островного склона Курило-Камчатского желоба определены ассоциации радиолярий олигоцен-раннемиоценового возраста (рис.2). Корреляция с глубоководными разрезами гайотов Детройт (скв. 884В) и Суйко (скв. 433А) [9], а также с разрезами островного склона Японского желоба (скв. 434В) [7] и (скв.1150, 1151) [8] позволила определить последовательность ассоциаций радиолярий, встреченных в пробах драгирования.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Дальний Восток» №15-II-1-039 и №15-I-1-0040.

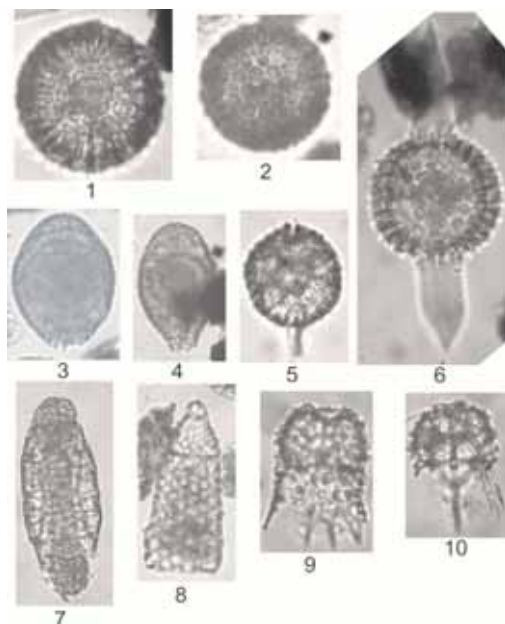


Рисунок 2. Радиолярии из отложений островного склона Курило-Камчатского желоба:

1. *Haliomma oculatum* Ehrenberg; 2. *H. nobile* Ehrenberg; 3. *Prunopyle haeckelii* Dreyer; 4. *Pr. solida* Dreyer; 5. *Xiphotractus chabakovii* Lipman; 6. *Phacostylus* aff. *dellupi* Carnevale; 7. *Amphymenium pupula* Haeckel; 8. *Calocyclus extensa contracta* Clark et Campbell (= *Lithomitrisa conica* Vituchin); 9. *Dendrospyrus suganoi* Sugiyama et Furutani; 10. *D. ex gr. sakaii* Sugiyama and Furutani. Фиг. 1, 2, 7 – обр. Lv52-3-6a; фиг. 3, 4, 6, 8 – обр. Lv52-4-2в; фиг. 5 – обр. Lv37-37-1; фиг. 9, 10 – обр. Lv52-11-1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Леликов Е.П., Цой И.Б., Емельянова Т.А. и др. Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе "сейсмической брешии" (тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 2. С. 3–15.
2. Терехов Е.П., Можеровский А.В., Цой И.Б. и др. Верхнемеловые и кайнозойские вулканогенно-осадочные комплексы подводного хребта Витязя (островной склон Курило-Камчатского желоба) и история его развития // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 3. С. 24–31.
3. Цой И.Б. Комплексы диатомей верхнего олигоцена-нижнего миоцена подводного хребта Витязь (островной склон Курило-Камчатского желоба) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 70–83.
4. Точилина С.В. Биостратиграфия кайнозоя северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1985. 134 с.
5. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2005. 181 с.
6. Смирнова О.Л. Новые данные радиоляриевых анализов о возрасте докайнозойского фундамента подводного хребта Витязя (Курило-Камчатская островная дуга) // Палеонтология, палеобиогеография и палеоэкология: Материалы III сессии Палеонтологического общ-ва при РАН (2–6 апреля 2007 г., Санкт-Петербург). СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 115–116.
7. Точилина С.В., Василенко Л.Н. Новые данные по стратиграфии островного склона Японского желоба // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 2. С. 15–30.
8. Kamikuri S., Nishi H., Motoyama I., Saito S. Middle Miocene to Pleistocene radiolarian biostratigraphy in the Northwest Pacific Ocean, ODP Leg 186. The Island Arc, 2004. vol. 13. P.191-226.
9. Точилина С.В. Перспективы применения радиоляриевых анализов для геотектонических моделей севера Императорского хребта (гайотов Детройт и Суйко) // Физика геосфер. Материалы докладов. Девятый Всероссийский симпозиум 21–24 сентября 2015 года. Владивосток: Дальнаука, 2015. С.434–441.
10. Clark B.L., Campbell A.S. Eocene radiolarian faunas from the Mt. Diablo area, California // Geol. Soc. Am. Spec.1942.Paper 39. 112 p.
11. Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 6093–6095.
12. Витухин Д.И. Расчленение кайнозоя Дальнего Востока по радиоляриям. М: Наука. 1993. 105 с.

Results of radiolarian analysis identified the presence in the sedimentary cover of the island slope Kurile-Kamchatka Trench associations of radiolarians Oligocene-Early Miocene age. Correlation with deep sections has allowed to determine them the stratigraphic sequence.

**Василенко Ю.П.¹, Горбаренко С.А.¹, Ши К.²,
Василенко Л.Н.¹, Цзоу Ц.²**

(Тихоокеанский океанологический институт им. Ильичёва Дальневосточного
отделения Российской академии наук; ²Первый институт океанографии
Государственного океанографического управления, Циндао, КНР)

Реакция ледовых условий Охотского моря на колебания климата тысячелетнего масштаба во время МИС4-МИС2

**Vasilenko Yu.P.¹, Gorbarenko S.A.¹, Shi X.², Vasilenko L.N.¹,
Zou J.²**

(¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Vladivostok; ²First Institute of
Oceanography of SOA, Qingdao, China)

Response of sea ice conductions of the Sea of Okhotsk to the millennial-scale climate variability during MIS4-MIS2

Ключевые слова: Поздний плейстоцен, реконструкция ледовых условий, Охотского
моря, материал ледового разноса

Целью настоящей работы является: выявление изменений ледовых условий Охотского моря во время последнего оледенения (морские изотопно-кислородные стадии (МИС) 2–4), реконструкция их хода с высокой степенью детализации, определение причины данных изменений.

Мы изучили изменения в содержании материала ледового разноса (МЛР) и его характер в отложениях керна LV28-44-4. Этот керн был отобран в восточной части Охотского моря. Результаты исследования были сопоставлены с опубликованными ранее данными высокого разрешения по содержанию МЛР, полученными при изучении керна PC-07R из центральной части Охотского моря [1] (рис. 1), а также данными по потокам МЛР (скоростей аккумуляции МЛР (САМЛР), осреднённым по МИС [2] (рис. 2).

МИС 4. В восточной части моря (керн LV28-44-4) по сравнению с предыдущим периодом (100-73,9 тыс. лет назад) не отмечается значительного валового увеличения поставки МЛР (рис. 2). Значения потоков МЛР в эти периоды приблизительно равны. Тем не менее, в течение Дансгаард-Ойшгер стадиялов (ДОС) во время МИС 4 выделяются один ярко выраженный пик содержания МЛР и три менее выраженных пика. Практически не наблюдается поступление галечного материала (рис. 1). По сравнению с МИС 5.a–5.b, во время МИС 3 и МИС 1 несколько понижено содержание гравийного материала (рис. 1).

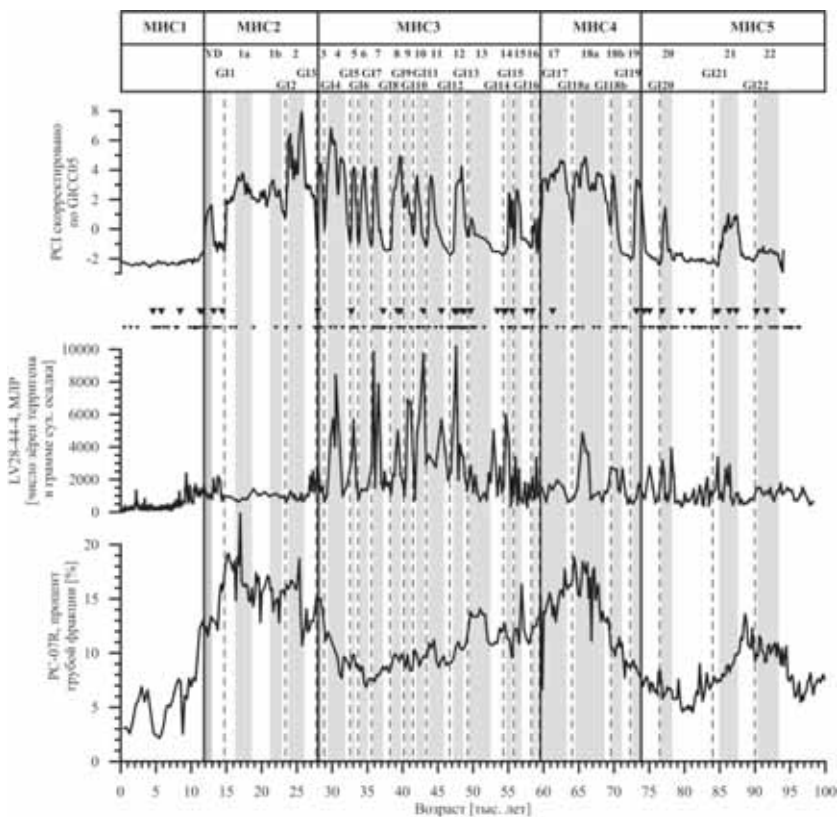


Рисунок 1. Показано содержание фракции 0.063-2 мм в керне PC-07R (нижний график) [1], а также содержание МЛР в керне LV28-44-4 (центральный график). Сравнение этих данных с кривой изменения индекса интенсивности полярной циркуляции северного полушария PC1 [3], откалиброванной согласно возрастной модели предложенной [4] (верхний график). Большими черными треугольниками обозначены горизонты обнаружения гальки в керне LV28-44-4, маленькими чёрными треугольниками – гравия. Литеры «GI» означают Дансгаар-Ойшгер интерстадиалы (ДОИ). Пунктирные линии указывают положение соответствующих ДОИ (GI). Затенённые полосы обозначают усиление интенсивности полярной циркуляции северного полушария. Цифры в верхней части графика указывают соответствующие Дансгаар-Ойшгер стадиалы, литеры «YD» – Younger Dryas.

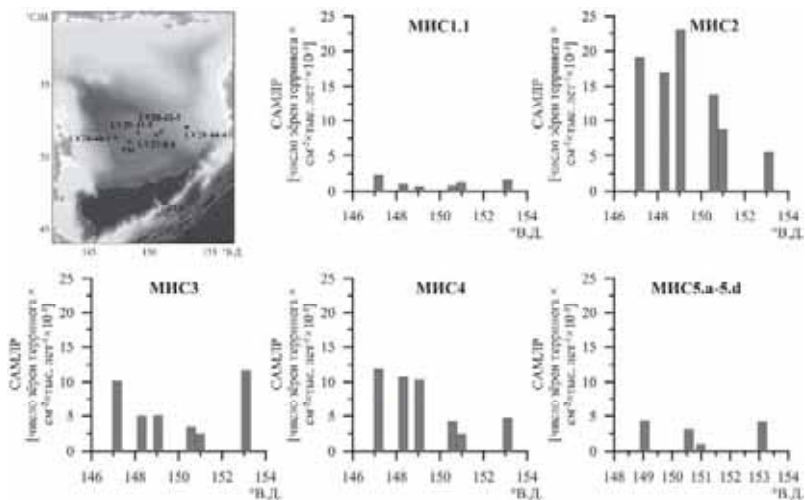


Рисунок 2. Средние скорости аккумуляции материала ледового разноса (САМЛР) для морских изотопно-кислородных стадий (МИС) [2] по широтному разрезу осадков центральной части Охотского моря. В верхнем левом углу показана карта-схема станций отбора кернов, образующих широтный разрез. МИС1.1 охватывает последний 6 тыс. лет – период отвечающий современному состоянию среды Охотского моря [5]. На графике МИС5.а–5.д значения САМЛР для керна LV28-44-4 осреднены за период с 98,2 по 73,9 тыс. лет назад.

В центральной области моря (керны PC-07R и LV28-41-5) по сравнению с периодом МИС 5.а–5.д во время МИС 4 происходит существенное увеличение валового потока МЛР, почти в 2.5 раза (кern LV28-41-5, рис. 2). Начиная с конца МИС 5, происходит резкий рост содержания МЛР (кern PC-07R). Приблизительно с середины МИС 4 этот рост сменяется постепенным снижением содержания МЛР (рис. 1).

Оценка валовой поставки МЛР по субширотному разрезу показывает, что центральная и западная части моря характеризуются высокими значениями потока МЛР. В то время как в наиболее восточной части моря (кern LV28-44-4) его значения лишь несколько повышены.

МИС 3. В восточной части моря (кern LV28-44-4) по сравнению с МИС 4 (73.9–59 тыс. лет назад) наблюдается значительное валовое увеличение поставки МЛР в 2.5 раза (рис. 2). Существенный вклад в увлечении валового потока МЛР вносят пики содержания МЛР (рис. 1). В этот период отмечаются наиболее ярко выраженные пики содержания МЛР, которые преимущественно отмечаются синхронно с ДОС. Происходит активное

поступление галечного и гравийного материала, особенно это явно прослеживается в первой половине МИС 3 (рис. 1). При этом не отмечается явной приуроченности грубого материала к ДОС или к ДОИ (рис. 1). По сравнению с предыдущими периодами, как в ДОС, так и в ДОИ происходит и существенное увеличение относительного содержания песчаного материала.

В центральной области моря (керны PC-07R и LV28-41-5) по сравнению с периодом МИС 4 во время МИС 3 происходит значительное снижение валового потока МЛР в 2 раза (кern LV28-41-5, рис. 2). Начавшееся в конце МИС 4 постепенное снижение содержания МЛР продолжается до второй половины МИС 3 (кern PC-07R, рис. 1). В самом конце МИС 3 снова отмечается резкий рост содержания МЛР, который достигает высоких значений уже в начале МИС 2. Следует отметить, что не наблюдается явно выраженного повышения содержания МЛР во время ДОС (кern PC-07R, рис. 1). Тем не менее, во время большей части ДОИ МИС 3 происходит снижение содержания МЛР (рис. 1).

В восточной и западной частях моря валовая поставка МЛР имеет высокие значения (рис. 2). При этом, относительно небольшие значения потока отмечаются в центральной части моря (рис. 2).

МИС 2. В восточной части моря (кern LV28-44-4) по сравнению с МИС 3 (MIS 3) (59–28 тыс. лет назад) отмечается сильное снижение значений валовой поставки МЛР более чем в 2 раза, но по сравнению с МИС 4 эти значения всё-таки выше почти на 20% (рис. 2). Усиление поставки МЛР в ДОС МИС 2 не отмечается. Напротив, из двух случаев повышения содержания МЛР, один приходится на период ~27.9–26.6 тыс. лет, который можно отнести к ДОИ 3. Второй случай приходится на потепление Бёрлинг/Аллерёд (рис. 1). Наблюдается только три случая обнаружения галечного материала. Один из них приходится на границу МИС 3 и МИС 2, два других – на Бёрлинг/Аллерёд (рис. 1). Также существенно снижается поставка материала гравийной размерности. Во время МИС 2 – она самая низкая за весь исследуемый период (рис. 1). По сравнению с предыдущими периодами происходит и существенное увеличение относительного содержания глинистой фракции.

В центральной области моря (керны PC-07R и LV28-41-5) в это время происходит значительное увеличение валового потока МЛР, более, чем в 2.5 раза по сравнению с МИС 3 и более, чем в 2 раза по сравнению с МИС 4 (кern LV28-41-5, рис. 2). Тренд на рост содержания МЛР сохраняется почти на протяжении всей МИС 2 до начала дегляциации. В конце МИС 2 происходит резкое снижение содержания МЛР (кern PC-07R, рис. 1). Можно отметить повышение содержания МЛР во время стадиалов, и менее выраженное снижение его содержания во время ДОИ (кern PC-07R, рис. 1).

В целом, наиболее высокие значения валовой поставки МЛР за весь наблюдаемый период отмечаются в центральной части моря во время МИС

2. В западной части моря значения потока МЛР сопоставимы со значениями в центральной области моря. Тогда как, во время МИС 2 в восточной части моря наблюдаются самые низкие значения потока МЛР (рис. 2).

Сопоставления результатов нашего исследования с индексом интенсивности полярной циркуляции северного полушария РСІ [3], а также современные знания о влиянии атмосферной циркуляции на развитие ледовых условий Охотского моря (в частности, на объём формирования и дрейф льда) указывают на то, что изменения в поставке МЛР являются следствием реакции ледовых условий Охотского моря на перестройку атмосферной циркуляции в высоких и средних широтах Северного полушария во время последнего оледенения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (научные проекты № 13-05-00296 а, № 14-05-31364 мол_а) Национального фонда естественных наук Китая (ночные проекты № 41420104005, № 40710069004, № 40431002, № 41476056) и Дальневосточного отделения Российской академии наук (программа № 14-ННС-002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. Василенко Ю.П., Горбаренко С.А., Цзоу Ц. Ледяной покров Охотского моря в позднелейстоценовом оледенении и голоцене // *Вестник ДВО РАН*, 2011. № 2. С. 70–77.
3. 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.
4. 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.
5. Бараш М.С., Бубенщикова Н.В., Казарина Г.Х., Хусид Т.А. О палеоокеанологии центральной части Охотского моря в течение последних 200 тыс. лет (по микропалеонтологическим данным) // *Океанология*. 2001. Т. 41. № 5. С. 755–767.

The orbital and millenium-scale changes of sea ice transport are manifested in different ways in separate parts of the Sea of Okhotsk during the Last Glaciation. These changes are the response of sea ice conditions to the reorganization of the atmospheric circulation high and middle latitudes of the Northern Hemisphere.

Вишневская В.С.

(Геологический институт РАН, valentina.vishnaa@mail.ru, г. Москва)

Аркто-бореальные радиоларии юры-мела Арктической и Тихоокеанской окраин

Vishnevskaya V.S.

(Geological Institute of the RAS, valentina.vishnaa@mail.ru, Moscow)

Arcto-Boreal Jurassic to Cretaceous radiolarians of the Arctic and Pacific rims

Ключевые слова: парвицингулиды, мезозой, Северо-Восток России, север Сибири, Восточно-Европейская платформа

Анализ морфологических изменений у юрско-меловых радиоларий Nassellaria, принадлежащих таксонам различного ранга, показал, что первые циртиды (семейство Bagotidae, геттанг-титон, и Hsuidae, геттанг-альб) появились на рубеже триаса и юры, быстро эволюционировали за счет резкого увеличения количества отделов, дали начало семейству Archaeodictyomitridae и современным циртидам, в то время как наиболее многочисленное по числу родов и видов юрское семейство Parvicingulidae (рэт-альб) вымерло в конце раннего мела, а меловые циртиды семейства Amphipyndacidae вымерли в середине палеогенового периода, когда произошёл температурный оптимум, который вызвал вымирание глубоководных циртид не только семейства Amphipyndacidae, но и семейства Archaeodictyomitridae [1].

Следует отметить, что в состав семейства Parvicingulidae присутствует род Parvicingula в который входит максимальное количество видов – 64. На основе эволюционного развития видов рода Parvicingula построена схема зонального расчленения кремнистых отложений юры и нижнего мела Калифорнии [2], Аргентины и Антарктиды [3], северных районов России [4, 5]. Многие роды и виды из группы высококонических парвицингулид имеют большое не только стратиграфическое, но и палеогеографическое значение.

Установлены руководящие и маркирующие таксоны юрских и меловых радиоларий для тихоокеанской, аркто-бореальной и атлантической палеогеографических провинций в пределах России. Прослежена филогенетическая последовательность ряда видов рода Parvicingula и выделены четыре биогоризонта с радиолариями *P. blowi* → *P. jonesi* → *P. haeckeli* → *P. khabakovi*, которые могут быть использованы при расчленении и корреляции разнофациальных разрезов титон-берриаса и волжского яруса в тихоокеанской, аркто-бореальной и атлантической России. Установлено, что род *Spinicingula* Vishnevskaya et Kozlova до настоящего времени остается

радиоляриевых ассоциаций с *Prunobrachium* еще значительнее, и простирается далеко на юг, достигая не только Ульяновской, Волгоградской и Саратовской современных областей, но даже и Ростовской [6], а также восток (Камчатская область, Чукотка), в то время как ареал меловых (валанжин-кампан) радиолярий сем. *Pseudoaulophacidae* с наибольшим таксономическим и морфологическим разнообразием в низкоширотных ассоциациях, охватывает всю умеренную область, что имеет принципиальное значение для палеогеографии и стратиграфической корреляции отложений из бореальной, умеренной и тетической областей [1,7].

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ15-05-00470 и программы 24 Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беньямовский В.Н., Алексеев А.С., Подгаецкий А.В. и др. Верхний кампан – нижний маастрихт Севера Ростовской области. Статья 2. Условия осадконакопления и палеогеография // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 5. С. 36–79.
2. Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.
3. Вишневская В.С. Эволюция юрских и меловых циртоидных радиолярий (*Nassellaria*) на различных стратиграфических рубежах // Палеострат. М.: ПИН РАН, 2014. С. 21–22.
4. Вишневская В.С., Амон Э.О., Маринов В.А., Шурыгин Б.Н. Новая находка радиолярий раннего мела на Арктическом побережье восточной Сибири (район дельты р. Лена) // Доклады Академии Наук. 2014. Т. 458. № 2. С. 177–181.
5. Kiessling, W. Late Jurassic radiolarians from the Antarctic Peninsula // *Micropaleontology*. 1999. V. 45(1). P. 1–96.
6. Pessagno E.A.Jr. Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of the Great Valley Sequence and Franciscan Complex, California Coast Ranges // Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication, 1977. 87 p.
7. Vishnevskaya V.S. Morphological changes in the Jurassic and Cretaceous Radiolarians (*Nassellaria*) at different stratigraphic levels // *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assembly–2014. 2014. V. 16. EGU2014-3237.

Characteristic and marking Jurassic and Cretaceous Radiolarian taxa for Pacific, Arcto-Borealand Atlantic paleogeographic provinces are identified within Russian territory. Analysis of morphological changes of Jurassic-Cretaceous *Nassellaria*, showed that the first cirtrids (a family of Bagotidae, Hettangian-Tithonian, and Hsuidae, Hettangian-Albian) appeared at the turn of the Triassic and Jurassic, rapidly evolved due to a sharp increase in the number of divisions, have given rise to a family Archaeodictyomitridae and Amphipyndacidae, which became extinct in the early Paleogene, and Jurassic family of Parvicinulidae (Rethian-Albian) became extinct at the end of the early Cretaceous.

**Ганзей Л.А.¹, Разжигает Н.Г.¹, Нишимура Ю.²,
Гребенникова Т.А.¹, Кайстренко В.М.³, Горбунов А.О.³,
Наунов Ю.А.⁴**

(¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: lganzey@tig.dvo.ru; ²Университет Хоккайдо, г. Саппоро, Япония; ³Институт морской геологии и геофизики РАН, г. Южно-Сахалинск; ⁴ВГУЭС, г. Находка)

Геологическая летопись цунами на побережье северо-западной части Японского моря

**Ganzev L.A.¹, Razzhigaeva N.G.¹, Nishimura Yu.², Grebennik-
ova T.A.¹, Kaistrenko V.M.³, Gorbunov A.O.³, Naumov Yu.A.⁴**

(¹Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok; ²University of Hokkaido, Sapporo, Japan; ³Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk; ⁴Vladivostok State University of Economics and Service, Nakhodka)

Geological traces of tsunamis on the northwestern coast of the Sea of Japan

Ключевые слова: осадки, цунами, хронология, голоцен, Японское море

В Япономорском бассейне в историческое время наблюдалось несколько катастрофических цунами, например, цунами 1993 г., вызвавшее сильные разрушения на о-ва Окусири. Сильные цунами произошли в 1833, 1741 гг. Сильные цунами в этом регионе связаны с землетрясениями, эпицентры которых концентрируются узкой полосой на шельфе и подводном склоне вдоль Японских островов, продолжающейся вдоль западного побережья о. Сахалин до Углегорска [1, 2]. Здесь происходили цунами, связанные с вулканическими извержениями, например, цунами 1741 г. было вызвано извержением вулкана Осима, расположенном на острове в 55 км к западу от южной оконечности о. Хоккайдо [3].

На побережье Приморья цунами происходят редко, и недостаточное количество исторических наблюдений не позволяет получить надежные данные по их повторяемости и интенсивности. В XX веке у побережья Приморья сильные цунами произошли в 1940, 1983, 1993 гг. После цунами 1983, 1993 гг. были проведены обследования берегов, во время которых измерялись высота заплеска, дальность проникновения волн и были собраны сведения очевидцев [4, 5]. В некоторых работах [5] отмечалось, что цунами 1983 г. кроме мусора оставило тонкий слой осадков, но распределение и состав осадков не изучался. В 2010–2014 гг. были проведены экспедиции, во время которых был собран материал, позволивший идентифицировать осадки исторических и палеоцунами в разрезах береговых низменностей Восточного Приморья [6]. В цели работ входило выявление особенностей

осадконакопления при прохождении волн цунами в бухтах разного типа, реконструкция подобных событий в прошлом – определение возраста, масштаба и частоты сильных цунами на разных участках побережья. Район работ включал побережье от бух. Пластун до бух. Анна. Изучались разрезы озерно-болотных отложений в пределах береговых низменностей, которые находятся за пределами зоны влияния сильных штормов. От линии уреза вглубь суши закладывались трансекты, высотное положение точек измерялось с помощью нивелирования. Описано и опробовано 90 разрезов, опробовались прослой песка для последующей идентификации их происхождения, на ключевых точках отбирались вмещающие отложения для определения палеоэкологической обстановки во время прохождения цунами. Были опробованы пляж и штормовые валы, как возможные источники материала, переносимого цунами и для определения критериев отличия цунамигенных осадков от других прибрежно-морских фаций. Изучение осадков включало гранулометрический и диатомовый анализы. Определение возраста палеоцунами основано на данных радиоуглеродного датирования вмещающих отложений, выполненного в СПбГУ (г. Санкт-Петербург). Для возрастной привязки использовались также данные тефростратиграфии. В ряде разрезов обнаружен тонкий прослой вулканического пепла В-Тm влк. Байтоушань (извержение около 969 г.н.э.) Для определения источника был сделан микрозондовый анализ вулканического стекла в ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток).

В изученных разрезах были обнаружены прослой песка, имеющие покровное залегание и протягивающихся вглубь суши за пределы действия штормовых волн. Слои имеют четкие границы, их мощность, как правило, несколько см, в отдельных случаях достигает 23 см и уменьшается вглубь суши. По мере удаления от береговой линии уменьшается и размерность материала. Обнаружены следы сильных позднеголоценовых и исторических цунами, произошедших в последние 2.3 тысячи лет. Наиболее протяженные покровы цунамигенных осадков найдены на побережье бухт, которые относятся к наиболее цунамиопасным, где во время цунами 1983, 1993 гг. были наиболее высокие заплески [4, 5]. Проведенные исследования показали, что исторические и позднеголоценовые палеоцунами могли быть более масштабными событиями, чем цунами XX века. Наиболее выраженные слои были найдены в бухтах Морьяк-Рыболов, Милоградовка, Валентин, Кит, Проселочная, Киевка. Радиоуглеродное датирование показало, что сильные цунами проходили около 2100–2300, 1700–1800, 1200, 800, 600, 400 и менее 200 калиб. л.н.

Состав осадков цунами во многом определяется геоморфологическим строением дна бухт и побережья, литодинамической ситуации (в первую очередь, изменение объемов рыхлого материала и его состава в прибрежной зоне) и особенностью прохождения цунами, что контролирует вклад разных источников питания. Хорошая сохранность цунамигенных песков

наблюдается в небольших бухтах, приуроченных к низкопорядковым водотокам. Как правило, здесь за штормовыми валами расположены небольшие лагуны с заболоченными берегами, которые являются своеобразными седиментологическими ловушками. В бухтах, приуроченных к долинам крупных водотоков приустьевые зоны часто затапливаются во время сильных наводнений и осадки цунами плохо сохраняются. На обследованном участке побережья подъем уровня в нижних частях речных долин в сильные наводнения может достигать 3–4 м. В открытых бухтах с валунно-галечными пляжами и где нет песчаного материала на подводном береговом склоне, который мог бы переотлагаться цунами и формировать видимые прослои песка, следов цунами в геологических разрезах обнаружить не удалось.

Наиболее хорошо выраженные осадки цунами 1983, 1993 гг. обнаружены на побережье бухт Валентин и Проселочная, осадки цунами 1983 г. – в бух. Моряк Рыболов и Киевка, цунами 1993 г. – в бух. Кит. В бух. Моряк Рыболов обнаружены цунамигенные илы цунами 1983 г., которое было более сильным по сравнению с 1993 г. Волна заходила в устье и приустьевую лагуну (высота уровня достигала 2.5 м), но не затопляла барьерную форму. Осадки (мощность до 4 см) обнаружены под дерном на заболоченном берегу приустьевой лагуны в 1 км от устья. В разрезах встречено два прослоя алевритового ила, подстилающий и перекрывающий слой песка, отвечающие прохождению двух волн. Тонкий материал захватывался цунами из лагуны и осаждался при стоянии воды. Гранулометрические кривые полимодальные, наиболее хорошо выражена мода 20–30 мкм, присутствует примесь пелита (мода 3–4 мкм) и мелкого песка (100–200 мкм). Частицы <100 мкм составляют до 93% осадка. В илах встречено до 20 форм морских и солоноватоводных диатомей (в сумме 32.8%). Преобладают сублиторальные виды. Доминируют, характерные для бухт и заливов планктонные *Actinocyclus octonarius* (10.4%), *Paralia sulcata* (5.5%), бентосный *Hyalodiscus scoticus* (2.2%), *Diploneis smithii* var. *rhombica*, и солоноватоводные *Thalassiosira bramaeputrae* var. *septentrionalis* (1.6%), *Thalassiosira bramaeputrae*, *Campylodiscus echeneis* (2.2%), *Melosira moniliformis* var. *octogona* (2.2%), *Halamphora acutiuscula* (1.1%), *Nitzschia vitrea* (2.2%). *Fragilaria pulchella*, *Tryblionella littoralis*, *T. plana*. Здесь же в значительном количестве встречен пресноводно-солоноватоводный *Coscinoneis pusilla* (5.2%), населяющий как озера и реки, так и эстуарии и лиманы, и присутствуют планктонные *Aulacoseira italica*, *A. granulata*, *A. alpigena*. В песке встречено 23 морских (38%) и солоноватоводных формы (12%). Преобладают сублиторальные формы, среди которых высокую концентрацию створок дают характерные для бухт и заливов планктонные *Actinocyclus octonarius* (21.3%), *Paralia sulcata* (4.3%), *Navicula marina* (1.6%), бентосные *Cocconeis scutellum* (1.1%), *Delphineis delicatus* (1.1%), *Nitzschia granulata* (1.1%). Здесь же встречены фрагменты океанического *Coscinodiscus*

asteromphalus. Из числа солоноватоводных, характерных для сильно распресненных вод выделяются *Thalassiosira bramaputrae* (3.7%), *Campylodiscus echeneis* (2.1%), *Tryblionella marginulata* (1.6%).

В бух. Валентин обнаружены осадки цунами 1983 и 1993 гг. Верхний прослой (мощностью до 10 см) прослеживается до 280 м от берега. Осадки хорошо сортированы (коэффициент сортировки σ 0.45–0.60), имеют одно-модальные кривые распределения (мода 0.16–0.2 мм), включают примесь алевроита (до 16.7%). Материал, скорее всего, переносился с подводного берегового склона, поскольку пляж и штормовой вал сложен средне- и крупнозернистым песком. В осадках цунами обнаружено 13 видов морских и солоноватоводных диатомей, что составляет 40% от общего количества створок. Доминируют бентосные *Delphineis surirella* (19.2%), *Anaulus maritimus* (12.6%), встречены *Fallacia forcipata*, *F. dithmarsica*, *Triceratium arctica*, *Cocconeis decipiens*, *Cocconeis scutellum*, *Gomphonema kamtschatika*, *Orephora marina*, *Plagiogramma* aff. *vanheurckii*, планктонный *Parali asulcata*, солоноватоводный *Melosira moniliformis* и др. Здесь же встречены фрагменты глубоководных видов рода *Coscinodiscus*. К осадкам цунами 1983 г. отнесен маломощный прослой хорошо сортированного (σ 0.55) песка, обнаруженный в 122 м от берега. Осадок более тонкий (модальная фракция 0.125–1.6 мм), чем пески цунами 1993 г. В нем встречено до 10 видов морских диатомей (2.6%) – бентосные *Anaulus maritimus*, *Cocconeis scutellum*, *C. Scutellum* var. *parva*, *Delphineis surirella*, *Diploneis interrupta*, планктонный *Odontella aurita* и фрагменты *Triceratium* sp., океанических и неритических *Actinocyclus curvatus*, *Coscinodiscus asteromphalus*, *C. oculus-iridis*, *Thalassiosira* sp.

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 в цунами-генных осадках показало, что основной перенос материала шел с небольших глубин, т.к. среди морских форм преобладают сублиторальные бентосные виды, обычно обитающие на глубинах до 10–15 м. Особенно активное поступление материала с берегового склона во время цунами происходило в бух. Валентин, Кит. В бух. Проселочная во время цунами 1993 г. шел вынос материала как с пляжа и штормового вала, так и с подводного склона, в 1983 г. – в основном, с пляжа.

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 гранулометрические характеристики, что свидетельствует о схожести седиментологической ситуации во время прохождения цунами в условиях открытого побережья. Разнообразные по гранулометрическому составу осадки обнаружены в бух. Кит, где на подводном склоне и в береговой зоне выходят хорошо дифференцированные по крупности наносы, составляющие

весь ряд от алевро-пелитовых илов до крупнозернистых песков и гравийно-галечного материала.

Можно предположить, что эпицентры цунамигенных землетрясений, произошедших в позднем голоцене и историческое время имели разную локализацию на дне Японского моря. Исторические цунами, скорее всего, были вызваны землетрясения, эпицентры которых располагались в той же области, что и эпицентры цунамигенных землетрясений XX века.

Результаты проведенных работ дополнили данные по реконструкции событий цунами на побережье Восточного и Южного Приморья. Наряду с песками здесь впервые были найдены цунамигенные илы, образованные после прохождения волн цунами через обширную приустьевую лагуну.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-00179.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. Соловьев С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М.: Наука, 1972. 309 с.
3. Nishimura Yu., Miyaji N. Tsunami deposits from the 1993 southwest Hokkaido earthquake and the 1640 Hokkaido Komagatake eruption, northern Japan // Pure and Applied Geophysics. 1995. V. 144. P. 720–733.
4. Горбунова Г.В., Диденко Г.В., Дьяченко В.Д. и др. Обследование проявления цунами 12–13 июля 1993 года на побережье Приморского края // Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. Т. 8. С. 7–28.
5. Полякова А.М. Опасные и особо опасные гидрометеорологические явления в северной части Тихого океана и цунами в побережья Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2012. 182 с.
6. Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Нишимура Ю.и др. Осадки исторических и палеоцунами на побережье Восточного Приморья // Тихоокеанская геология. 2015. № 1. С. 79–95.

Historical and Late Holocene paleotsunamis, the traces of which were found in the sections on the northwestern coast of the Sea of Japan, were presumably the larger scale events than known tsunamis of the 20th century. The age of the events, the height of the wave runups, and the length of the flood zones on the coastal areas with different geomorphology were determined. The source areas of the material were determined.

Гладенков А.Ю.

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

Биоразнообразие диатомовой флоры в совершенствовании стратиграфических схем неогена Северотихоокеанского региона

Gladenkov A.Yu.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Biodiversity of diatom flora in improvement of stratigraphic schemes of the North Pacific Neogene

Ключевые слова: Северная Пацифика, неоген, зональная стратиграфия, диатомовые водоросли, биоразнообразие

Начиная с неогена, морские диатомовые водоросли получили широкое развитие в Мировом океане и стали преобладать в фитопланктоне высоких-средних широт. Высокая разрешающая способность диатомей при стратиграфических построениях, наряду с широким распространением их остатков в осадочных отложениях, позволяет с успехом использовать эту группу для детального расчленения и корреляций толщ верхнего кайнозоя. В частности, это относится к Северотихоокеанскому региону, где остатки карбонатного планктона в разрезах неогена редки или отсутствуют, а кремнистые микроорганизмы (в первую очередь, диатомовые) представляют один из основных бистратиграфических инструментов.

Наиболее значительные результаты, которые дали возможность подойти к разработке зональных шкал неогена по диатомеям, были достигнуты при изучении разрезов океанического дна. Такие данные были получены по материалам глубоководного бурения в Северной Пацифике, стартовавшего в начале 1970-х годов. Обработка разрезов скважин позволила проследить смену разновозрастных комплексов диатомей, что явилось основой для расчленения вмещающих отложений на зональной основе. Выделение границ зон базировалось на выявлении стратиграфически важных видов, для которых определялись возрастные пределы распространения в разрезах. В результате были созданы первые варианты северотихоокеанской зональной шкалы неогена-квартера по диатомеям. Специально следует подчеркнуть, что была также показана возможность успешного применения океанической шкалы при изучении наземных и окраинноморских разрезов. Изучение диатомовых комплексов из разрезов различных районов обрамления Северной Пацифики и их сопоставление с зональными ассоциациями позволило уточнить, а во многих случаях и пересмотреть возраст ряда свит,

горизонтов и формаций. Во многих случаях эти данные обеспечили дробное расчленение неогеновых толщ, что, в частности, явилось важным вкладом в построение новых региональных стратиграфических схем кайнозоя.

Появление новых материалов позволило к настоящему времени значительно усовершенствовать и детализировать шкалу, и этот процесс продолжается. В этом отношении диверсификация диатомовой флоры, прослеживаемая в неогене (в частности, вспышки разнообразия в пределах отдельных родов) предоставляет ценную информацию, в которой заложен большой потенциал для дальнейшей детализации зональных шкал.

Диверсификация морской неогеновой диатомовой флоры связана, прежде всего, с бурным развитием и видовым разнообразием планктонных представителей рода центрических диатомей *Thalassiosira*, а также появлением и быстрой эволюцией таких родов пеннатных шовных диатомей как *Nitzschia*, *Crucidenticula*, *Denticulopsis* и *Neodenticula*. Детальное изучение морфологии кремнистого панциря позволяет выявлять в составе этих родов десятки видов, ряд из которых имеет устойчивые пределы стратиграфического распространения. Уровни появления или исчезновения таких форм (часто имеющих узкий возрастной диапазон существования) используются в качестве обоснования границ неогеновых зон по диатомеям в шкалах, которые разработаны для различных регионов. Наглядным примером служит зональная шкала неогена Северной Пацифики - региона, который является основным объектом исследований автора. В настоящее время эта шкала включает более 15 зон, и для границ большей их части использованы интервалы распространения представителей родов *Crucidenticula*, *Denticulopsis* и *Neodenticula*, возникших в результате эволюции на разных уровнях неогена от различных видов рода *Nitzschia* [1, 2]. Входящие в состав этих родов виды являются типичными элементами морского планктона, большинство из которых характерны для разрезов осадочного неогена всей Северотихоокеанской области. Быстро эволюционировавшие роды *Crucidenticula* и *Denticulopsis* относятся к вымершим. Род *Crucidenticula*, который появился в раннем миоцене и исчез в конце среднего миоцена, включает 6 видов, возникших на протяжении около 2.5 млн. лет. Период существования рода *Denticulopsis* (возник вблизи границы между ранним и средним миоценом и вымер в середине позднего миоцена, к уровню около 8.5 млн. лет назад) длился около 8 млн. лет. За это время в его составе появилось, по крайней мере, 10 видов (по мнению некоторых исследователей [2] – 17 видов), не считая разновидностей. Род *Neodenticula*, появившийся в конце позднего миоцена (7.5 млн. лет назад), включает три вида, один из которых (*N. seminae*) типичен для состава современных планктонных ассоциаций. При изучении этих родов удалось проследить закономерности последовательной смены выявленных стратиграфически важных форм. Для ряда представителей упомянутых родов, широко развитых в регионе, установлена устойчивость пределов их стратиграфического распространения в

разрезах. Именно уровни появления или исчезновения (датированные уровни) видов, для которых получены необходимые доказательства их изохронности в пределах региона, используются в качестве маркеров границ подразделений океанической зональной шкалы [3, 4].

Биоразнообразие, связанное с быстрой эволюцией нескольких родов диатомей в неогене, дает также возможность устанавливать внутри зон дополнительные датированные уровни, некоторые из которых в дальнейшем могут служить в качестве границ более дробных зональных подразделений. “Наполняя” зоны в определенной последовательности, такие уровни играют роль важных биостратиграфических маркеров при анализе диатомовых ассоциаций и оценке их возраста на инфразональной основе. Например, в качестве инфразональных единиц шкал по диатомеям могут выделяться подзоны, которые представляют смыкаемую последовательность (из двух и более) внутри зоны. После апробации возможности их прослеживаемости и использования при корреляциях в пределах региона некоторые из таких подразделений могут получать впоследствии статус зон. В других случаях, комплекс подзоны может не прослеживаться достаточно широко, то есть изменяться в пространстве, что может быть обусловлено зависимостью от условий фациальных условий и проч. При этом он характеризует внутризональное подразделение, которое используется на относительно ограниченном пространстве внутри региона, в котором его удастся трассировать. Подобные подразделения можно относить к реперам, которые позволяют проверять или уточнять те или иные корреляции. Такие реперы очень важны при изучении разрезов относительно мелководных морских толщ. Представленные в них отложения содержат диатомовую флору, в составе которой обычно преобладают формы, характерные для неглубоководных зон, в том числе неритические виды, некоторые из которых в глубоководных осадках не встречаются. По этой причине, часто достаточно трудно сопоставлять ассоциации, формировавшиеся в разных частях окраинных бассейнов и открытого океана, так как они имеют разный таксономический состав. Поэтому в ряде случаев требуется выделение местных или локальных стратиграфических подразделений, охарактеризованных в основном мелководными диатомовыми ассоциациями. В этом отношении большое значение имеет выявление и прослеживание узких стратиграфических интервалов, к которым приурочены появившиеся на различных уровнях разнообразие представители рода *Thalassiosira* (Рисунок). Особенно широкое развитие (в частности, неритическом планктоне) они получили с позднего миоцена. Отдельные виды *Thalassiosira* приурочены к определенным фациям, или развиты в пределах ограниченных областей, для которых служат ценными биостратиграфическими реперами. В качестве примера, можно привести недавние результаты изучения ископаемого вида *Th. dolmatovae* [8].

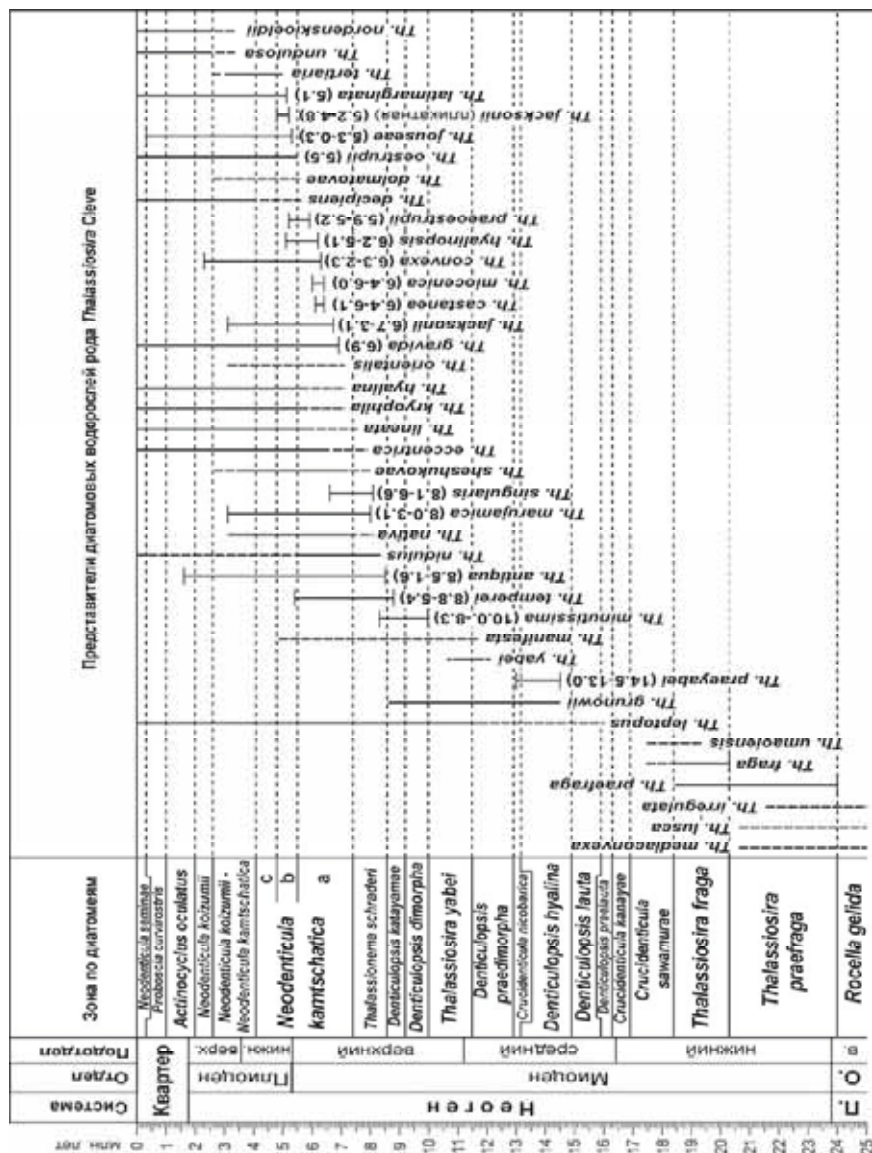


Рисунок. Стратиграфическое распространение некоторых представителей рода *Thalassiosira* в Северотихоокеанском регионе [по 3-8]. Дана корреляция зональной океанической шкалы по диатомеям [3] с геохронологической шкалой 2012 [9].

Полученные данные свидетельствуют, что данный вид не встречается в океанических осадках, но распространен в неогеновых отложениях разрезов Аляски и Камчатки [8], в которых может служить биостратиграфическим маркером конца позднего миоцена-плиоцена (рис.).

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 13-05-00115.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Akiba F., Yanagisawa Y. Taxonomy, morphology and phylogeny of the Neogene diatom zonal marker species in the middle-to-high latitudes of the north Pacific // Init. Repts DSDP. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1986. V. 87. P. 483–554.
2. Yanagisawa Y., Akiba F. Taxonomy and phylogeny of the three marine diatom genera, *Crucidentacula*, *Denticulopsis* and *Neodenticula* // Bull. Geol. Surv. Japan. 1990. V. 41. № 5. P. 197–301.
3. Barron J.A., Gladenkov A.Y. Early Miocene to Pleistocene diatom stratigraphy of Leg 145 // Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 3–19.
4. Yanagisawa Y., Akiba F. Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // Jour. Geol. Soc. Japan. 1998. V. 104. № 6. P. 395–414.
5. Barron J.A. Planktonic marine diatom record of the past 18 m.y.: appearances and extinctions in the Pacific and Southern Oceans // Diatom Research. 2005. V. 18: № 2. P. 203–224.
6. Гладенков А.Ю. Детальная стратиграфия и морские экосистемы позднего кайнозоя севера Тихоокеанского региона (по диатомеям). М.: ГЕОС, 2007. 296 с.
7. Koizumi I. Revised diatom biostratigraphy of DSDP Leg 19 drill cores and dredged samples from the subarctic Pacific and Bering Sea // JAMSTEC Report of Research and Development. 2010. V. 10: P. 1–23.
8. Gladenkov A. Morphological features and new description of the fossil species *Thalassiosira dolmatovae* (Bacillariophyceae) // Phytotaxa. 2013. V. 127 (1). P. 100–112.
9. The Geologic Time Scale 2012 / Eds. Gradstein F.M., Ogg J.M., Schmitz M.D., Ogg G.M. Elsevier, 2012. 1144 p.

The current knowledge on fossil diatoms provides the high-resolution Neogene biostratigraphy in the North Pacific. New materials allow refining and improving the diatom zonation and stratigraphic schemes. In this regard, diversification of diatom flora (in particular, the “flashes” of biodiversity within particular rapidly evolved genera) provides a promising data set of great potential.

Гладенков Ю.Б.

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

О современных концепциях развития палеобиоты в морских экосистемах и Геомериде

Gladenkov Yu.B.

(Geological Institute RAS, Moscow)

Modern concepts of paleobiota evolution in marine ecosystems and Geomerida

Ключевые слова: палеосообщества, концепции развития морских экосистем, экосистемы, геомерида, этапы развития

В последнее время палеобиотические сообщества как специальные объекты исследования стали привлекать повышенное внимание. Это относится и к океаническим сообществам, в частности свойственным окраинным и шельфовым морям. К ним из 160 тыс. океанических видов приурочено 157 тыс. видов (98% из них приходится на бентос). Это позволило В.И. Вернадскому [1] относить их к одному из самых больших скоплений (“сгустков”) органического мира. Обычно выделяют три вида зональности, определяющих распространение биосообществ: климатическую, вертикальную и трофическую. Изучая их, мы можем восстанавливать особенности распространения в пространстве современных и древних комплексов. Но вместе с тем мы часто совсем не затрагиваем существенного момента - специфики развития биосообществ во времени.

Между тем хорошо известно, что данные по смене в осадочных разрезах ископаемых комплексов часто используются в стратиграфии - при расчленении и корреляции древних толщ, что на практике приводит к выделению ряда стратиграфических подразделений: ярусов, хронозон, региоярусов (горизонтов). Хорошими иллюстрациями в этом отношении являются, например, широко известные горизонты неогена Восточного Паратетиса (Понто-Каспия), выделенные по моллюскам (по Н.И. Андрусову, Л.А. Невеской и др.), палеогена и неогена Дальнего Востока по моллюскам (по Л.В. Криштофович), верхнего палеозоя Северо-Востока по брахиоподам и моллюскам (по В.Г. Ганелину и А.С. Бякову) и др. В этом русле в последние годы проводилось детальное изучение комплексов кайнозойских моллюсков на Сахалине и Камчатке, которое привело к выделению здесь до 17 региоярусов – горизонтов, отражающих последовательные этапы эволюции шельфовых систем Северной Пацифики [2]. Горизонты аккумулируют общие сведения как по изменению биосообществ во времени, так и по смене седиментационных и палеогеографических обстановок. В нашем случае

они обычно соответствуют временным интервалам по 2–5 млн. лет. Эти подразделения фактически отражают региональные события, которые проходили на фоне субглобальных явлений. И здесь важно отметить, что при их выделении в каждом случае учитывалось стратиграфическое положение не только отдельных видов, но и их ассоциаций. Именно это при изучении осадочных разрезов позволяет делать реальные выводы по изменениям в определенные отрезки геологического времени пространственного расположения трофических зон, батиметрия бассейна, температурных обстановок и т.п. С другой стороны, такие же данные могут использоваться и для выявления этапности развития группировок древней биоты, что, собственно, и позволяет выделять стратиграфические горизонты, а в некоторых случаях и более дробные подразделения. В этом отношении сахалинские и камчатские горизонты являются стратиграфическими категориями, которые достаточно объективно отражают эволюцию морских палеоэкосистем. Конечно, для полной расшифровки геологической истории бассейнов, помимо палеонтологических данных, следует учитывать материалы по седиментации, климатическим флуктуациям и тектоническим перестройкам, вызывающим изменения палеогеографических обстановок и проч.

Если оценивать морские экосистемы в масштабе всего фанерозоя, то они в своем развитии, как и в приведенном примере по Северной Пацифике, проходят определенные этапы, соответствующие смене состояний биосферы и ее отдельных частей, т.е. экосистем. При этом самым чутким индикатором этой смены является сменяемость в разрезе ископаемых комплексов. Однако очень часто исследователи только фиксируют это явление, что бывает достаточным для практической стратиграфии, когда, например, выделяются свиты или горизонты, но не объясняют эту смену с позиций особенностей эволюции палеобиотических сообществ. К сожалению, анализу этого явления уделялось вообще мало внимания, хотя важные соображения на эту тему были высказаны в прошлые годы Н.В. Тимофеевым-Ресовским, Л.А.Зенкевичем, О. Шиндевольфом, А. Буко, Л.А.Невесской, В.А. Красиловым, В.В. Жерихиным и другими.

В настоящее время в оценке путей развития экосистем и их сообществ наметились два подхода, или две противоположные концепции — континуализма и структурализма [3]. Названия этих концепций кажутся мне не совсем удачными, но дело в их сути. Согласно первой концепции, все виды эволюционируют более или менее независимо друг от друга, слагая случайным образом сочетания, которые плавно переходят одно в другое, образуя континуумы [4, 5]. Фактически это означает признание только двух уровней организации жизни: организм и биосфера. Согласно структурализму, биосфера обладает эндогенной структурой, и слагающие ее дискретные структуры имеют достаточно отчетливые границы. И самое главное, они эволюционируют как единое целое [6, 7]. Виды при этом рассматриваются как элементы экосистемы

В широком смысле эта проблематика становится сейчас все актуальнее при растущем интересе к особенностям развития Геомериды и Биосферы. Введенное в науку в 30-х годах прошлого столетия понятие “мерида” (в мало известной книге К.Д. Старынкевича “Строение жизни”) [8] стало предметом особого внимания в последние годы в связи с попытками понять специфику эволюции живого вещества (т.е. Геомериды, по Старынкевичу) в масштабе Биосферы. Поэтому не случайно появились такие понятия, как “экосистема”, “биогеоценоз”, “ценозона” и прочие, которые являются отражением новых подходов к анализу изменения в геологическом времени не просто отдельных видов тех или иных палеонтологических групп, а их сообществ (т.е. к анализу с позиций не только традиционного организмоцентризма, но и развития целостных систем).

В свое время, учитывая трудности решения этих проблем, Н.В. Тимофеев-Ресовский [9] предположил, что для этого понадобятся исследования двух-трех поколений. Часть времени уже прошла. Но палеонтологи уже сейчас имеют в своем распоряжении громадный банк данных по морским палеосообществам. Целенаправленный синтез этих данных мог бы реально продвинуть вперед проблему эволюции сообществ. Пришло время не просто изучать стратиграфическое положение отдельных видов, а определять ход и направление изменений экосистем с их сообществами. Эта проблематика могла бы стать одним из приоритетных направлений исследований нашего времени.

Каждая палеоэкосистема имеет свою особую геологическую историю, и каждый раз, синтезируя эти данные, мы пытаемся рассмотреть изменения экосистем в едином биосферном процессе. При этом мы по-прежнему задаемся вопросом: с чем связана этапность их развития — саморазвитием биосообществ Геомериды или (и) влиянием космических процессов на биосферу, роль которых остается пока не вполне выясненной. Современную стратиграфию с ее направленностью изучать стратоны, как протоколы изменений состояний палео-экосистем и Биосферы в целом, можно назвать “биосферной” [10], ибо, в конце концов, вместе с другими геологическими дисциплинами она занимается решением важнейшей общегеологической проблемы – выявлением естественной периодичности геологического развития Земли и Биосферы.

Идеи по биологической структуре и биогеоценологии современного и древнего Океана, отраженные в замечательных обобщениях океанологов [11], биологов [9] и палеонтологов [12] последних десятилетий, в свете новых представлений о развитии палеосистем могут получить новое движение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вернадский В.И. Биосфера. Л.: Гостехиздат, 1926. 147 с.
2. Гладенков Ю.Б. Северотихоокеанская область в палеогене и неогена как пример полузамкнутой морской экосистемы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 4. С. 91–105.
3. Жирков И.А. Жизнь на дне. Био-география и био-экология бентоса. М.: Т-во научных изданий КМК, 2010. 453 с.
4. Раменский Л.Г. Избранные работы (Проблемы и методы изучения растительного покрова). Л.: Наука, 1971. 333 с.
5. Gleason H.A. The individualistic concept of plant association // American Midland Naturalist. 1939. V. 21. № 1. P. 92–110.
6. Разумовский С.М. Закономерности динамики биоценозов. М.: Наука, 1929. 231 с.
7. Clements F.E., Shelford V.E. Bio-ecology. New York: J. Wiley & Sons, inc., 1939. 170 p.
8. Старынкевича К.Д. Строение жизни. Прага: POLITIKA, 1931. 36 с.
9. Тимофеев-Ресовский Н.В., Воронцов Н.Н., Яблоков А.В. Краткий очерк теории эволюции. М.: Наука, 1977. 301 с.
10. Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М.: ГЕОС, 2004. 120 с.
11. Зенкевич Л.А. Избранные труды. Т. 2. Биология океана. М.; Наука, 1977. 244 с.
12. Невесская Л.А. Этапы развития бентоса фанерозойских морей. М.: Наука, 1999. 503 с.

Changes of paleoassociations of the Phanerozoic stratigraphic horizons reflect stages of organic evolution in marine ecosystems, geomerid, and biosphere. Two concepts of ecosystem evolution (continualism and structuralism) are considered. Importance of studying changes both individual species and bioassociation as a whole is emphasized.

**Голикова Е.А.¹, Варфоломеева М.А.¹, Михайлов Д.А.¹,
Корсун С.А.²**

(¹Санкт-Петербургский государственный Университет, г. Санкт-Петербург, e-mail: e.golikova@bio.spbu.ru; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: s_korsun@ocean.ru)

Литоральные и маршевые фораминиферы приполярных местообитаний

**Golikova E.A.¹, Varfolomeeva M.A.¹, Mikhailov D.A.¹,
Korsun S.A.²**

(¹Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Subpolar intertidal and saltmarsh foraminifera

Ключевые слова: маршевые фораминиферы, приполярные местообитания, марши, Белое море, канал Бигля.

Изменения уровня моря в голоцене можно проследить, используя ископаемые сообщества литоральных фораминифер [1]. При этом фауна маршевых лугов считается одним из наиболее чувствительных инструментов для подобных реконструкций с разрешающей способностью ± 5 см [2–3]. Соленые марши являются частью литорали и расположены в верхней части литоральной зоны, что делает их легкодоступными для исследования. Фауна маршевых фораминифер умеренных широт изучена в значительной степени. Сообщества же маршевых фораминифер приполярных областей практически не исследованы. Настоящая работа посвящена изучению литоральных и маршевых сообществ фораминифер приполярных областей обоих полушарий.

В субарктическом Белом море марши встречаются вдоль побережий губ, проливов, эстуариев. Литоральная фауна фораминифер Белого моря изучена до некоторой степени [4–11]. Однако маршевые сообщества фораминифер никогда ранее не являлись предметом самостоятельного исследования.

В ходе нашей работы впервые были исследованы литоральные маршевые луга западной части Белого моря ($66^{\circ}18'$ с.ш.; $33^{\circ}40'$ в.д.). Впервые был составлен таксономический список видов фораминифер маршевых лугов и литорали в губе Чупа (Кандалакшский залив): *Jadammina macrescens*, *Balticammina pseudomacrescens*, *Trochammina inflata*, *Miliammina fusca*, *Ovammina opaca*, *Elphidium williamsoni*, *Ammotium cassis*, *Ammobaculites exiguus*. Всего на литорали, включая марш, было обнаружено 8 видов фораминифер, из них 3 вида (*J. macrescens*, *B. pseudomacrescens*, *T. inflata*)

обитают на маршах. Вид *Balticammina pseudomacrescens*, обычный для маршей умеренных широт, для Белого моря отмечен впервые. Остальные виды и ранее были встречены в Белом море [4-11] и являются типичными представителями литоральной фауны. Сообщество фораминифер четко делится на две группы, первая из которых тяготеет к наиболее верхней части литорали (собственно, маршу), а вторая - к средней и нижней части литорали. Наличие маршевых видов фораминифер делает реконструкцию уровня моря в этих широтах потенциально возможной. Однако, количество видов маршевых фораминифер в субарктических условиях меньше по сравнению с маршами умеренных широт [12].

Для субполярного пояса Южно-Американского континента имеются лишь фрагментарные данные о распределении маршевых фораминифер. Литоральные соленые марши Южной Америки являются одними из наименее изученных областей мира [13]. Данные о численностях литоральных и маршевых видов приполярных областей, а также их видовом составе несут фрагментарный характер и нуждаются в существенном дополнении.

Нами было изучено 7 трансект вдоль субполярных маршей восточной части канала Бигля в Чили (54°56' ю.ш.; 67°37' з.д.). На настоящий момент эти марши являются наиболее южной точкой в мире, где когда-либо проводилось изучение сообществ маршевых фораминифер.

В ходе исследования было обнаружено 15 видов фораминифер. Так же как и беломорские виды, все они - типичные литоральные обитатели: *Jadammina macrescens*, *Polysaccamina ipohalina*, *Trochamminita salsa*, *Trochammina inflata*, *Trochammina ochracea*, *Tiphotrocha comprimata*, *Naplophragmoides manilaensis*, *Miliammina fusca*, *Ovamina opaca*, *Miliolinella subrotunda*, *Quinqueloculina seminula*, *Haynesina depressula*, *Elphidium williamsoni*, *Elphidium macellum*, *Elphidium royeunum*. Из них *J. macrescens*, *P. ipohalina*, *T. salsa*, *T. inflata* были встречены только на маршах.

Сообщество маршевых фораминифер канала Бигля полностью представлено агглютинированными видами. Маршевые сообщества в этой точке характеризуются резким скачком численности фораминифер и выраженным доминированием маршевых видов *J. macrescens*, *T. salsa* и *P. ipohalina*. Из них два вида - *J. macrescens* и *P. ipohalina* - являются видами космополитами и имеют всесветное распространение [3, 14-16], а вид *T. salsa* встречается преимущественно в южном полушарии [3, 17-18]. Литоральные сообщества представлены в основном известковыми видами фораминифер, из которых доминирующими являются *H. depressula*, *E. macellum* и *E. royeunum*. Фауна маршевых фораминифер канала Бигля богаче фауны маршей Белого моря и тяготеет по составу и количеству видов к фауне маршей умеренных широт.

Несмотря на существенное удаление двух изученных районов исследования, их характеризует частичная общность видового состава (для марше-

вых местообитаний общими являются виды *J. macrescens*, *T. inflata*; для собственно литорального сообщества - *E. williamsoni*, *M. fusca*, *O. opaca*), а также воспроизводятся аналогичные паттерны распределения литоральных фораминифер. На литоральных обоих полушарий можно выделить как маршевое, так и собственно литоральное сообщества фораминифер. Присутствие типичной маршевой фауны делает возможным проведение палеореконов уровней моря в субполярных областях обоих полушарий.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №14-04-93083, а также гранта OSL-14-11 российско-германской Лаборатории им. О. Шмидта (ААНИИ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Scott D.B., Medioli F.S. Quantitative studies of marsh foraminiferal distributions in Nova Scotia: Implications for sea-level studies // Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Special Publication. 1980. V. 17. P. 1–57.
2. Horton B.P., Edwards R.J. Quantifying Holocene sea level change using intertidal foraminifera: lessons from the British Isles // Cushman Foundation for Foraminiferal Research. Special Publication. 2006. V. 40. P. 97.
3. Southall K.E., Gehrels W.R., Hayward B.W. Foraminiferal in a New Zealand saltmarsh and their suitability as sea-level indicators // Marine Micropaleontology. 2006. V. 60. P. 167–179.
4. Щедрина З.Г. Фауна фораминифер Гридинской губы // Работы морской биологической станции Карело-Финского университета. 1947. Т. 1. С. 70–92.
5. Щедрина З.Г. Два новых рода фораминифер из семейства Trochamminidae (Foraminifera) // Труды Зоологического института АН СССР. 1955. Т. 18. С. 5–9.
6. Щедрина З.Г. Фораминиферы заливов Белого моря // Биология Белого моря: Труды Беломорской биологической станции, издательство МГУ. 1962. Т. 1. С. 51–69.
7. Майер Е.М. Новые виды фораминифер мелководий Кандалакшского залива // Биология Белого моря, издательство МГУ. 1962. Т. 1. С. 70–87.
8. Майер Е.М. Количественное распределение ныне живущих фораминифер Белого моря // Труды Беломорской биологической станции МГУ. 1980. Т. 5. С. 29–43.
9. Лукина Т.Г. Фораминиферы Онежского залива и сопредельного бассейна Белого моря // Экосистемы Онежского залива Белого моря. 1985. Т. 33(41). С. 113–26.
10. Лукина Т.Г. Фораминиферы верхнего отдела шельфа губы Чупа (Кандалакшский залив, Белое море) // Биосеносы губы Чупа и их сезонная динамика. Л.: Наука, 1985. Т. 27(35). С. 109–119.
11. Лукина Т.Г. Фораминиферы из района Сонострова (Кандалакшский залив, Белое море) // Экосистемы бентоса юго-восточной части Кандалакшского залива и сопредельных вод Белого моря. 1988. Т. 38(46). С. 4–29.
12. Schönfeld J., Mendes I., Ferreira O. et al. Ecology and diversity patterns of benthic foraminifera from Ria Formosa, Algarve, Portugal // The Micropalaeontological Society's Foraminifera and Nannofossil Groups Spring Meeting 2014, Texel, Netherlands, 23–25.06.2014.
13. Idaszkin Y.L., Bortolus A. Does low temperature prevent *Spartina alterniflora* from

- expanding toward the austral-most salt marshes? // *Plant Ecology*. 2010. V. 212(4). P. 553–561.
14. Horton B., Edwards R., Lloyd J. UK intertidal foraminiferal distributions: implications for sea-level studies // *Marine Micropaleontology*. 1999. V. 36(4). P. 205–223.
 15. Gehrels W.R., Newman S.W.G. Salt-marsh foraminifera in Ho Bugt, western Denmark, and their use as sea-level indicators // *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography*. 2004. V. 104(1). P. 97–106.
 16. Scott D. K., Leckie R.M. Foraminiferal zonation of Great Sippewissett salt marsh (Falmouth, Massachusetts) // *Journal of Foraminiferal Research*. 1990. V. 20(3). P. 248–266.
 17. Jennings A.E., Nelson A.R., Scott D.B. et al. Marsh foraminiferal assemblages in the Valdivia estuary, south-central Chile, relative to vascular plants and sea level // *Journal of Coastal Research*. 1995. V. 11(1). P. 107–123.
 18. Saunders J.B. Trochamminidae and certain Lituolidae (Foraminifera) from the recent brakish-water sediments of Trinidad, British West Indies // *Smithsonian miscellaneous collections*. 1957. V. 134(5). P. 1–20.

Saltmarsh foraminifera were investigated from two subpolar localities – the White Sea (Russia) and the Beagle Channel (Tierra del Fuego, Chile). Clearly distinguished saltmarsh and mudflat foraminiferal assemblages were founded at both localities. The presence of a saltmarsh foraminiferal assemblage on subpolar shores potentially allows sea-level reconstructions.

Дара О.М., Леин А.Ю.

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

Особенности минерального состава донных осадков Черного моря как отражение различных стадий литогенеза

Dara O.M., Lein A.Yu.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Features of the mineral composition of the bottom sediments of the Black Sea as a reflection of the different stages of lithogenesis

Ключевые слова: современные и древнечерноморские осадки, рентгеновская дифрактометрия, Черное море, межслоевые катионы, монтмориллонит

Современные и древнечерноморские осадки внешнего шельфа, континентального склона и глубоководной котловины российского сектора Черного моря были исследованы методом рентгеновской дифрактометрии. Материалы для исследования были получены в экспедиции ИО РАН в марте 2009 г. на НИС “Профессор Штокман”. На рис. 1 изображена схема расположения станций с отбором проб.

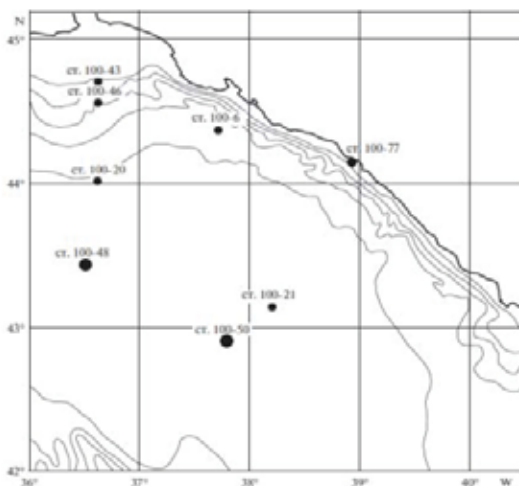


Рисунок 1. Схема расположения станций.

Материал был отобран с помощью ТБД с полиэтиленовым вкладышем, трубкой Неймисто, боксorreером, дочерпателем.

Минеральный состав черноморских осадков был изучен в области внешнего шельфа (ст. 100-77, глубина < 50 м), а также пелагиали (ст. 100-48, ст. 100-50, глубина ~ 2000 м) – всего около 50 проб. Анализ минерального состава проводился на автоматизированном рентгеновском дифрактометре ДРОН-2.0. На электронном микроскопе SEM JSM-U3 были исследованы образцы из 10 горизонтов (около 300 снимков)

Современные (верхнеголоценовые) осадки (ст. 100-77) внешнего шельфа представлены сверху вниз по разрезу окисленными ($E_h = +280$ мВ) коричневато-бурыми илами (гор. 0.0–0.7 см из трубки Неймисто), перекрывающими пачку (гор. 0.7–32 см) темно-серых слоистых восстановленных ($E_h = -100$ мВ) осадков с многочисленными раковинами *Modiolus phaseolinus* (“фазеолиновый ил”). В составе современных осадков внешнего шельфа присутствуют карбонаты (кальцит, арагонит), количество которых изменяется от более 60% в богатых раковинами фазеолин прослоях до менее 32% в темных, преимущественно глинистых (хлорит, иллит, смектит, каолинит) слоях. Современные осадки также обогащены терригенными минералами: кварцем, полевыми шпатами (альбит, микроклин), в следовых количествах встречаются амфиболы, пироксены, пирит.

Раковины *Modiolus phaseolinus* были изучены рентгеновским методом послойно. Наружное скелетное образование изученных раковин, построенное из темно-серых и белых слойков – остракум – состоит из кальцита и арагонита. Внутренний тонкий перламутровый слой – гипостракум – состоит из арагонита. Современные отложения глубже гор. 32 см представлены монотонной однородной толщей темносерых карбонатно-глинистых пелит-алевритовых и алеврито-пелитовых илов с редкими прослоями (гор. 69–71 см) и линзами раковин фазеолин. Под слоем фазеолиновых илов в колонке ст. 100-77 вскрыты зеленовато-серые и оливково-зеленые древнечерноморские осадки, мощность которых составляет более 2-х метров (гор. 90–325 см). В них встречаются обломки древесины континентального происхождения и высокопористые мидиевые прослои обедненные терригенным материалом. Обнаруженные створки *Mytilus galloprovincialis* и их фрагменты, характерные для всей толщи древнечерноморских илов, в отличие от створок *Modiolus phaseolinus*, имеют очень тонкий перламутровый арагонитовый слой и состоят на 95 % из кальцита.

Полный разрез современных и древнечерноморских осадков предположительно до границы с новоэвксинскими, в пелагиали вскрыт на ст. 100-48. Сверху вниз по колонке выделяется пачка современных осадков (гор. 0–24 см), состоящих из тонких переслаивающихся карбонатных (коколитофориды) и терригенных слойков (ритмолит), типичных для отложений черноморских халистаз. Современные глинисто-карбонатные осадки по резкой горизонтальной границе залегают на толще (~250 см) преимущественно

терригенных древнечерноморских отложений с многочисленными, часто брекчированными прослоями и линзами сапропеля. Основную рентгеноаморфную фазу сапропеля на дифрактограммах характеризует гало. Губчатая, упругая масса сапропеля с размером ячейки порядка 5 μ (рис. 2) вмещает в себя фрамбоидальный пирит, хлопьевидные и чешуйчатые частицы глинистых минералов, зерна гипса и доломита, а также известковые скелеты ископаемых кокколитофорид такие как *Braarudosphaera bigelovii*, *Coccolitus pelagicus*, *Syracosphaera pulcha* Lohmann (ст. 100-50)

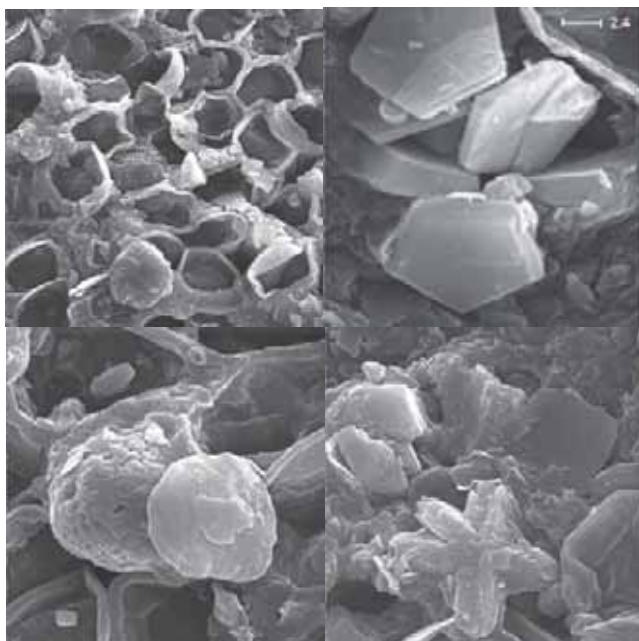


Рисунок 2. Электронномикроскопические изображения сапропеля.

Особенностью толщи древнечерноморских отложений пелагиали является несогласное залегание слоев, присутствие грубозернистых песчано-алевритовых обводненных прослоев и линз, наличие следов размыва и переротложения, присутствие древесных остатков.

В современных глубоководных отложениях в белых слоях ритмолита, обогащенных раковинами кокколитофорид, содержание кальцита здесь доходит до 80% (в среднем 58–60%), арагонита до 7%, доломита до 5%, а в глинистых слоях ритмолита содержание карбонатов падает до 30%. Наряду с раковинным карбонатом в современных и древнечерноморских отложениях присутствует аутигенный карбонат в виде агрегатов тонких кристаллов арагонита и кальцита.

В изученных колонках осадков пелагиали, помимо карбонатов, по данным рентгенографического фазового анализа, присутствуют кварц (до 56%), в значительно меньших количествах встречаются альбит, К-полевые шпаты, амфиболы. Среди аутигенных минералов в песчано-алевритовой фракции, помимо карбонатов, присутствуют гидротроилит, тонкорассеянный пирит и сульфидные стяжения, также в основном состоящие из пирита. Кроме того, встречаются одиночные зерна гипса и барита. Из глинистых минералов преобладают иллит и магнезиально-железистый хлорит, каолинит и диоктаэдрические смектиты. Как известно, диоктаэдрические смектиты, в группу которых входит монтмориллонит, образованы трехслойными пакетами тетраэдр-октаэдр-тетраэдр и расположенными между ними гидратированными обменными катионами Na^+ , K^+ , Mg^{2+} и Ca^{2+} , которые регулируют степень внутрикристаллического набухания смектитов. Это, в свою очередь, находит отражение в их дифракционной картине – базальному отражению 001 монтмориллонита с обменными катионами Na^+ , K^+ соответствует межплоскостное расстояние $\sim 12.4 \text{ \AA}$, замещение катионов на Mg^{2+} и Ca^{2+} приводит к увеличению d до $15.5 \text{ \AA}$. Полученные нами данные позволяют по значению базального отражения монтмориллонита первого порядка давать оценку условиям осадконакопления. Так, значения отражения 001 равное $\sim 12.6 \text{ \AA}$ (ст. 100-77, гор. 10 см) соответствует современному морскому этапу осадконакопления с межслоевыми катионами, характерными для солоноводной среды - Na^+ , K^+ (рис. 3).

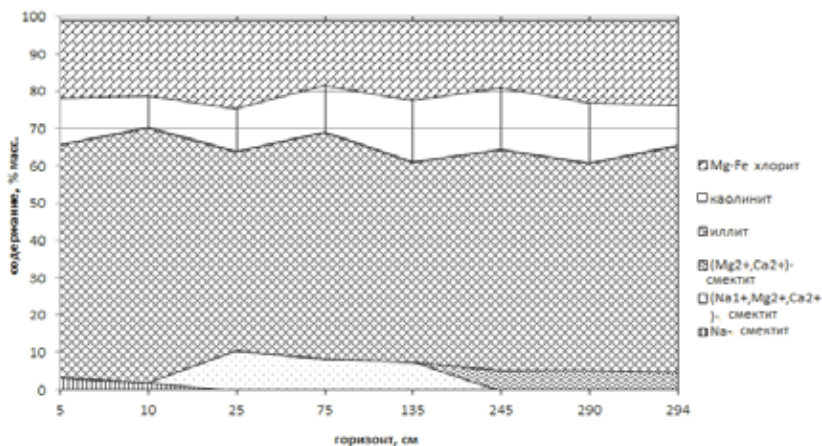


Рисунок 3. Распределение глинистых минералов в современных и древне-черноморских осадках, ст. 100-77

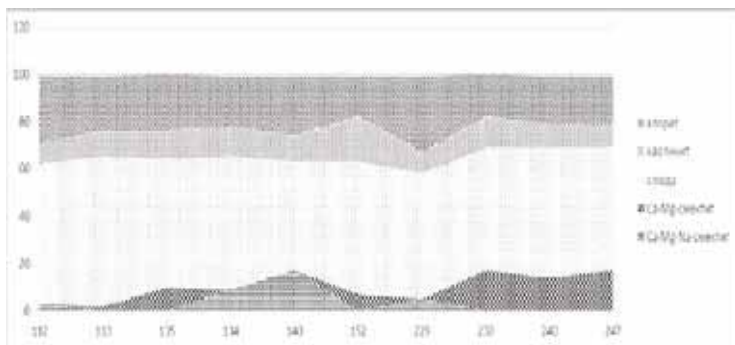


Рисунок 4. Распределение глинистых минералов в современных и древне-черноморских осадках, ст. 100-48

Значения отражения 001 ~ 14.1 – 15 Å (ст. 100-48, гл. 2000 м, гор. 246-248 см) соответствуют древнечерноморскому/новоэвксинскому озерному этапу осадконакопления с межслоевыми катионами, характерными для пресноводной среды Mg^{2+} и Ca^{2+} (рис. 4)

В разрезах голоценовых отложений Черного моря принято выделять сверху вниз три стратиграфических горизонта: I – современные отложения, обогащенные раковинным материалом; II – древнечерноморские, с прослоями сапропелей и сапропелевидных отложений и III – новоэвксинские, обогащенные гидротроилитом. В строении изученных нами отложений северо-восточного района Черного моря границы между тремя перечисленными горизонтами, как правило, нечеткие за счет многочисленных размывов, переотложения, масштабного поступления материала с континента. Это связано с историей бассейна в верхнеголоценовое время, с активной сейсмичностью района, с геоморфологией дна (узкий шельф, в отличие от широкого западного, и крутой склон), а также со сложным гидродинамическим режимом придонных вод.

Авторы признательны д.б.н. М.В. Флинту, всем участникам черноморской экспедиции ИО РАН в марте 2009 г. на НИС “Профессор Штокман”, а также В.А. Карлову. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 09.05.00164) и грантов по Программам фундаментальных исследований Президиума РАН “Фундаментальные проблемы океанологии”.

Modern and ancient sediments outer shelf, continental slope and deep basin of the Russian sector of the Black Sea have been studied by X-ray diffraction and electron microscopy. We studied the mineral composition and obtain criteria to assess the conditions of sedimentation.

Дарьин А.В.¹, Калугин И.А.¹, Маркович Т.И.¹, Максимова Н.В.¹, Рогозин Д.Ю.², Рудая Н.А.³, Дарьин Ф.А.⁴, Ракшун Я.В.⁴, Сороколетов Д.С.⁴, Feray Meydan⁵, İsmet Meydan⁵

(¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: darin@ngs.ru; ²Институт биофизики СО РАН, г. Красноярск; ³Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск; ⁴Институт ядерной физики СО РАН, г.Новосибирск; ⁵Yüzüncü Yıl üniversitesi, Van, Turkey).

Аналитическая микростратиграфия годовых слоев в донных осадках соленых озер Хакасии и Восточной Турции

Dar'in A.V.¹, Kalugin I.A.¹, Markovich T.I.¹, Maksimova N.V.¹, Rogozin D.Yu.², Rudaya N.A.³, Dar'in F.A.⁴, Rakshun Ya.V.⁴, Sorokoletov D.S.⁴, Feray Meydan⁵, İsmet Meydan⁵

(¹Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk; ²Institute of Biophysics SB RAS, Krasnoyarsk; ³Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, Novosibirsk; ⁴ Institute of Nuclear Physics SB RAS, Novosibirsk; ⁵Yüzüncü Yıl üniversitesi, Van, Turkey)

Analytical mikrostratigrafy of annual layers in Khakassia and Eastern Turkey salt lakes bottom sediments

Ключевые слова: сканирующий микроанализ, донный осадок, соленые озера, синхротронное излучение, Хакасия, Турция

Ленточные (в англоязычной литературе «варвные») озерные осадки дают исследователям возможность одновременно получать информацию о климатических изменениях, зафиксированных в биологических или геохимических индикаторах (проху), и скорости осадконакопления, оцениваемой по толщине годовых слоев, что позволяет строить реконструкции на абсолютной временной шкале [1].

В ходе полевых работ 2012–2015 гг. были получены керны донных осадков ряда соленых озер юга Восточной Сибири (Хакасия, Ширинский район) и Восточной Турции (провинция Ван) имеющих выраженную тонкослоистую структуру (рис.1).

Используя ранее разработанную методику аналитической микростратиграфии (сканирующий рентгенофлуоресцентный микроанализ на пучках синхротронного излучения микро-РФА СИ [2]) были проведены исследования микроэлементного состава внутри отдельных годовых слоев, лежащих в интервале современных осадков, соответствующих времени 1900–2010 гг. н.э. Абсолютный возраст годовых слоев определялся как подсчетом визуально выделяемых слоев в оптических шлифах, так и по геохимическим индикаторам – отношения Ca/Sr и Br/Rb (рис.2).

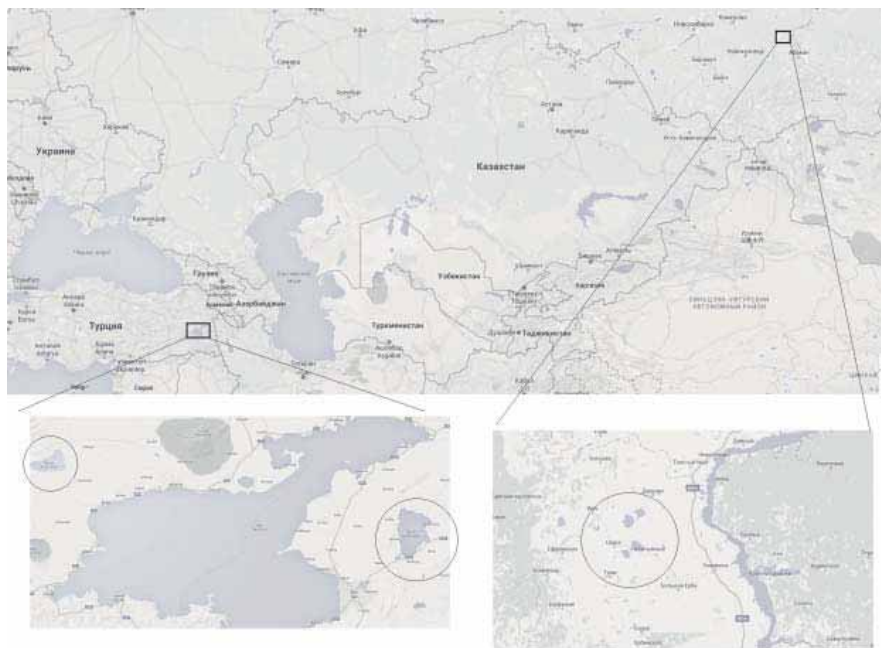


Рисунок 1. Локализация объектов исследования.

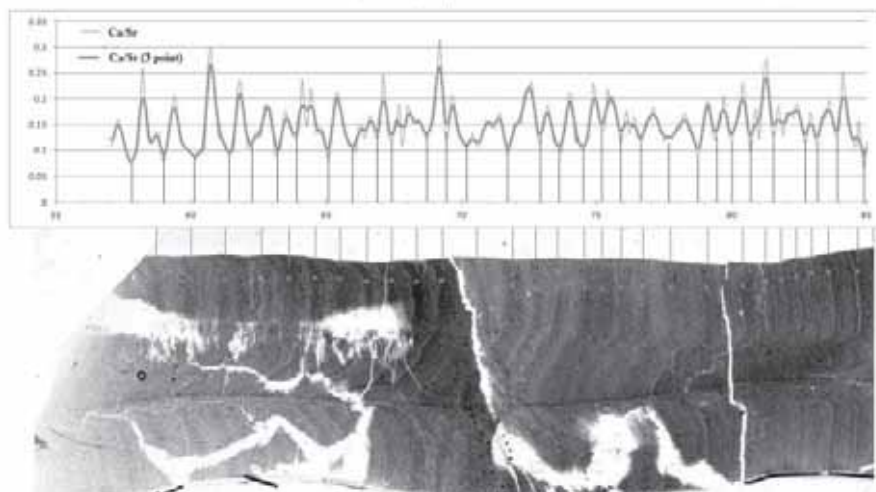


Рисунок 2. Подсчет годовых слоев в керне донных осадков оз. Беле по визуально выделяемым слоям и данным микро-РФА сканирования.

Полученные результаты позволяют строить абсолютные возрастные модели и трансферные функции, связывающие геохимический состав осадков с данными региональных инструментальных метеонаблюдений, что позволяет получать количественные климатические палеореконструкции на годовой временной шкале.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 13-05-00871, 14-02-00631, 15-55-46001).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ojala A.E.K., Francus P., Zolitschka B. et al. Characteristics of sedimentary varve chronologies - A review // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 43. P. 45–60.
2. 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.

For the study of trace-element composition of the annual layers in Khakassia and Eastern Turkey salt lakes bottom sediments method of scanning microanalysis was used. The results allow us to construct the absolute age models and transfer functions linking the geochemical composition of sediments with regional data of instrumental meteorological observations.

Деркачев А.Н.¹, Портнягин М.В.^{2,5}, Пономарева В.В.³, Горбаренко С.А.¹, Малахов М.И.⁴, Николаева Н.А.¹, Нюрнберг Д.⁵, Ши Хуефа⁶, Лю Янгуанг⁶

(¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: derkachev@poi.dvo.ru; ²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва; ³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; ⁴Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило (ДВО РАН, г. Магадан), ⁵GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany; ⁶First Institute of Oceanography, China, Quindao)

Маркирующие прослой тефры крупных извержений вулканов Алеутских островов и Аляски в четвертичных отложениях Берингова моря

Derkachev A.N.¹, Portnyagin M.V.^{2,5}, Ponomareva V.V.³, Gorbarenko S.A.¹, Malakhov M.I.⁴, Nikolaeva N.A.¹, Nuernberg D.⁵, Shi Xuefa⁶, Liu Yanguang⁶

(¹V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, ²V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow; ³Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; ⁴N.A. Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS, Magadan), ⁵GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany; ⁶First Institute of Oceanography, China, Quindao)

Marker tephra layers of large explosive eruptions from volcanoes of Aleutian Islands and Alaska in Quaternary deposits of the Bering Sea

Ключевые слова: маркирующие прослой тефры, геохимия вулканических стекол, голоцен-плейстоценовые отложения, тефростратиграфия, Берингово море, Алеутские острова, Аляска.

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. Прослой тефры являются очень эффективными маркирующими реперами при стратиграфическом изучении осадочных толщ и датировании событий прошлого.

На основе комплексных исследований, выполненных в рамках международных проектов российско-германского KALMAR в 2009 г. (201-й рейс «Sonnen») и российско-китайского в 2013 г. (63 рейс НИС «Академик М.А. Лаврентьев»), прослой тефры (15 прослоев и 8 линз) были выявлены и

изучены в 15 колонках. Из них ранее идентифицирована только тефра PL2(SR1) и SR6, происхождение которой связано с извержением вулканов Камчатки: Дальний Плоский и Карымский [1, 2]. Выявлено присутствие вулканических стекол извержения вулкана Шивелуч [3]. Данные по наличию следов эксплозивных извержений вулканов Аляски и Алеутских островов в осадках Берингова моря до последнего времени отсутствовали.

В основу работы были положены результаты высококачественных микронзондовых (EPMA) химических анализов (660 анализов вулканических стекол), выполненных авторами в GEOMAR (г. Киль, Германия). Впервые для тефры этого региона получены результаты химических анализов минералов-вкрапленников (пироксенов, амфиболов, оливина, ильменита и магнетита – 275 анализов), а также данные по содержанию редкоземельных элементов в вулканических стеклах (метод лазерной абляции – LA ICP MS–63 анализа), что позволило существенно уточнить сведения о составе тефры этого региона.

В результате комплексных исследований и систематизация результатов по вещественному составу пеплов и их пространственному распространению нами сделаны выводы о наличии трех маркирующих прослоев тефры эксплозивных извержений вулканов Аляски и Алеутских островов. Это прослои тефры Br2, SR2 и SR4.

Тефра Br2 встречена в колонке Lv63-19, расположенной у подножия материкового склона в районе северо-восточного замыкания Алеутской котловины. Мощность прослоя около 2 см светло-серого цвета; представлен бесцветным вулканическим стеклом преимущественно осколчатой и флюидально-ячеистой формы, в меньшем количестве присутствуют бледно-окрашенные стекла (светло-коричневые) такого же морфологического облика, а также редкие зерна коричневого цвета с включениями микролитов минералов. По химическому составу тефра принадлежит к умереннощелочным трахириодацитам с содержанием $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 8.1–8.5, в среднем 8.25 масс.%. По отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ стекла характеризуются натриево-калиевой специализацией (1.6–1.9, в среднем 1.78) и умеренным содержанием калия (2.8–3.1, в среднем 2.97 масс. %). По содержанию глинозема они относятся к весьма высокоглиноземистым разностям со значениями Al^* равными 5.1–5.6, в среднем 5.28. Для них свойственно низкое содержание TiO_2 , FeO, MgO , P_2O_5 в среднем 0.49, 2.36, 0.5 и 0.07 масс.% соответственно.

Тефра SR2 была обнаружена в 7 колонках (So201-2-77, So201-2-85, Lv63-12, Lv63-13, Lv63-14, So201-2-79, So201-2-81), расположенных на склонах хребта Ширшова, а также в 3 колонках (Lv63-20, Lv63-22, Lv63-23) на континентальном склоне северного замыкания Алеутской котловины, а также вскрыта в этом районе колонками немецкого исследовательского судна «Sonne» (рейс So202, 2009 г.) и японского «Miray» (рейс MR06-04, 2006 г.). Тефра прослеживается в виде прослоя темно-серого цвета мощно-

стью 3–4 см, представленного частицами крупноалеврит-мелкопесчаной размерности, редко встречаются обломки пемзы размерностью более 1 мм. В составе тефры преобладают вулканические стекла светло-серого цвета с легким коричневатым оттенком пемзовидной формы. В меньшем количестве присутствуют более темноокрашенные частицы коричневого и темно-серого цвета. Во многих зернах вулканических стекол присутствуют многочисленные мелкие включения (микролиты) плагиоклаза, пироксена, темных рудных минералов, реже апатита. К этой же тефре отнесена вулканокластика (прослой V1.1) в колонке GC-11 у подножия хребта Бауэрс в южной части Алеутской котловины [4], но она состоит преимущественно из частиц песчано-гравийной размерности (пемза светло-серого и светло-коричневого цвета). По химическому составу стекла тефры SR2 принадлежат к умереннощелочным трахидацитам, реже трахиандезитам калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.1\text{--}9.2$, в среднем 8.3 масс.%, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.4\text{--}2.3$, в среднем 1.6) с повышенным содержанием K_2O ($2.3\text{--}3.7$, в среднем 3.19 масс. %). Они относятся к весьма высокоглиноземистым разностям (редко высокоглиноземистым) с значениями $\text{Al}^* = 1.9\text{--}3.7$, в среднем 2.6 . К петрохимическим особенностям можно отнести относительно повышенное содержание фосфора и хлора ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0.1\text{--}0.4$ и $0.12\text{--}0.29$ масс.%, соответственно). Сравнительный анализ показал, что по химическому составу тефра V1.1 (станция GC11) по всем параметрам близка с тефрой SR2. Коэффициент сходства [5] состава вулканических стекол на всех изученных станциях составляет $0.96\text{--}0.98$.

Тефра SR4 была обнаружена в 3 колонках (So201-2-77, So201-2-81, So201-2-85) в районе хребта Ширшова в виде мощного (3–6 см) прослоя черного цвета. Характерная особенность – специфический черный цвет и минералого-геохимический состав. Тефра состоит из крупноалевритово-песчаных частиц, которые представлены темно-серым и черным вулканическим стеклом пемзовидного облика. В виде примеси присутствует светло-коричневое стекло пемзовидно-флюидальной и крупноячеистой формы. В большинстве вулканических стекол присутствуют многочисленные микролиты плагиоклаза, оливина, темных рудных минералов, а также пироксена. Наличие микролитов оливина является одним из важных диагностических признаков этой тефры. Стекла тефры SR4 характеризуются андезитобазальтовым составом и относятся к умеренно калиевым породам нормального ряда ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3.1\text{--}5.9$, в среднем 4.6 масс. %, $\text{K}_2\text{O} = 0.65\text{--}1.45$, в среднем 1.03 масс. %). Стекла характеризуются калиево-натриевой специализацией со значениями $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.9\text{--}4.7$, в среднем 3.5 масс. %. По значению Al^* эти стекла принадлежат к умеренно глиноземистым ($0.7\text{--}1.1$, в среднем 0.9) разностям. По химическому составу к этой тефре можно отнести и пепловый прослой, обнаруженный в восточной части Алеутской котловины на станции U1343 [6].

Важным элементом маркирующих прослоев тефры является определе-

ние их возраста и идентификация с источниками эксплозивного вулканизма на суше. Определение стратиграфической позиции и возраста прослоев тефры было выполнено на основе возрастных шкал, разработанных авторами по результатам комплексных лито-, биостратиграфических и палеомагнитных исследований опорных колонок с применением методов изотопно-кислородной стратиграфии и данных абсолютной геохронологии по C^{14} .

Согласно проведенных нами исследований, тефра Br2 по возрасту, морфологии вулканических стекол и химическому составу близка с тефрой мощного эксплозивного извержения вулкана Аньякчак-II на Аляске, произошедшего по разным оценкам около 3345–3430 лет назад по C^{14} [7, 8]. Следы этого извержения обнаружены также в ледниковых кернах Гренландии [7].

Стратиграфическое положение тефры SR2 приходится на поздний дриас с возрастом около 11.95 тыс. лет по C^{14} . Учитывая ареал распространения этой тефры (установлен в субмеридиональном направлении в пределах Алеутской котловины и хребта Ширшова), а также его отсутствие в прикамчатских районах моря можно с большой вероятностью предположить, что источником эксплозивных извержений при его формировании был один из вулканов центральных Алеут. В пользу этого свидетельствует и увеличение размерности пирокластического материала этого прослоя с приближением к Алеутским островам (ст. GC-11). Точную идентификацию с определенным вулканическим центром установить в настоящее время не представляется возможным.

Отложение тефры SR4 произошло около 65 тыс. лет назад. Значительная мощность прослоя (до 6 см) и его находки на хребте Ширшова и в восточной части Алеутской котловины [6] дают основание предполагать, что источниками могли выступать извержения вулканов восточной части Алеутских островов. По химическому составу вулканических стекол (в том числе по составу редких и редкоземельных элементов) наиболее близки продукты извержения вулкана Окмок на о. Умнак [9]. Однако, по имеющимся данным возраст крупного кальдерообразующего извержения этого вулкана значительно моложе. Мы допускаем, что тефра SR4 могла быть сформирована в более ранний эпизод эксплозивной активности этого вулкана, следы которого на суше не сохранились.

Работа выполнена при финансовой поддержке российско-германского проекта KALMAR, РФФИ (гранты № 11-05-00506а, 13-05-00346) и Национального научного фонда Китая (гранты 41420104005, 40710069004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. 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.
 3. Ponomareva V., Portnyagin M., Pevzner M. et al. Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NWPacific: chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass // *International Journal of Earth Sciences*, 2015. V. 104. P.1459–1482. DOI 10.1007/s00531-015-1156-4.
 4. Горбаренко С.А., Артемова А.В. Хроностратиграфия верхнечетвертичных осадков северо-западной Пацифики и Берингова моря, изменение среды и биопродуктивности // *Тихоокеанская геология*. 2003. Т.22. №5. С. 23–38.
 5. Borchardt G.A. The SIMAN coefficient for similarity analyses // *Classification Soc. Bull.* 1974. V. 3. P. 2–8.
 6. Aoki K., Asahi H., Nagatsuma Y. et al. Geochemical characters of Quaternary tephra beds and their stratigraphic position in the sedimentary core drilled at the site U1343 in the central Bering Sea // *AGU Fall Meeting, abstract, San-Francisco, December 3–7, 2012*. 2012.
 7. Pearce N.J.G., Westgate J.A., Preece S.J. et al. Identification of Aniakchak (Alaska) tephra in Greenland ice core challenges the 1645 BC date for Minoan eruption of Santorini // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2004. Q03005, doi:10.1029/2003GC000672.
 8. Begét J., Mason O., Anderson P. Age, extent and climatic significance of the c. 3400 BP Aniakchak tephra, Western Alaska, USA // *The Holocene*. 1992. V. 2. P. 51–56.
 9. Begét J.E., Larsen J.F., Neal C.A. et al. Preliminary volcano-hazard assessment for Okmok Volcano, Umnak Island, Alaska // *Alaska Division of Geological, Geophysical Surveys Report of Investigation 2004–3*, 2005. 32 p., 1 sheet, scale 1:150,000.

Early findings are presented about compositions, distributions, ages and identifications of the Bering Sea marker tephra layers, being related with volcanic explosions from Alaska and Aleutian Islands.

Дмитренко О.Б.

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

**Позднечетвертичные наннофоссилии краевых морей
юго-западной части Тихого океана**

Dmitrenko O.B.

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

**Nannofossils in the Upper Quaternary bottom sediments
of the back-arc basins in the south-western Pacific**

Ключевые слова: наннопланктон, Тихий океан, задуговые бассейны

Исследован известковый наннопланктон донных осадков, поднятых в 21 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» в районе задуговых неовулканических бассейнов ЮЗ части Тихого океана: Западный Вудларк – в Соломоновом море; бассейн Манус – в море Бисмарка (Новогвинейское море) севернее зоны субдукции. Обстановка для развития кокколитофорид весьма комфортная, однако условия их захоронения в осадки неблагоприятны из-за перемещения и оползания последних, что связано с резко расчлененным рельефом, местными течениями, действием турбидитных потоков и постоянными землетрясениями [1, 2]. Мощность рыхлых осадков изменчива и варьирует от 0 до 1000 м во впадинах, которые вдали от оси представляют собой обширные выровненные участки. Осадки на них – ненарушенные биогенные или терригенные, часто с включениями микропалеонтологических остатков фораминифер, диатомей, птеропод и наннофоссилий. В целом же для района характерны разрезы, содержащие переотложенный материал, оползающий с приподнятых участков дна – со склонов подводных гор и островов, а также перемещенный турбидитными потоками.

В районе Западного Вудларка по фораминиферовым, литологическим и геохимическим данным, а также датировкам по ^{14}C , была восстановлена позднечетвертичная стратиграфия и климатостратиграфия, включающая палеотемпературные изменения во времени. Большинство разрезов показывает ненарушенную возрастную последовательность, возраст осадков – не более 28000 лет. Скоростиседиментации с запада на восток менялись от 7 см/тыс. лет до 3.7 см/тыс. лет, для котловины Манус – 15.5 см/тыс. лет, в районах действия турбидитных потоков – до 140 см/тыс. лет [3, 4].

Наннофоссилии были изучены в осадках, поднятых ударными грунтовыми трубками большого диаметра (ТБД, 13 колонок), и дночерпательными устройствами (ДЧ, 15 колонок). В районе полигона Западный Вудларк станции располагались вдоль рифтового хребта (2168, 2182, 2190, 2196, 2199); в котловинах – 2187, 2188 (Северная котловина), 2168 (Южная); се-

веро-восточнее хребта в районе подводной горы Чешир (2178, 2179). В котловине Манус исследованы осадки, полученные на 6 станциях. Наиболее длинные разрезы подняты в районе Западного Вудларка — 2167 (322 см), 2168 (340 см), 2196 (430 см) и 2179 (460 см). Наннофоссилии присутствуют повсеместно, мало меняя состав по площади и во времени. Основную массу составляют широко распространенные виды верхней кокколитовой зоны *Emiliana huxleyi* Acme [5]: *Emiliana huxleyi*, *Gephyrocapsa oceanica*, *Syracosphaera pulchra*, *Calcidiscus leptoporus*, *Helicosphaera carteri*, *Oolithothus antillarum*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Scapholithus fossilis*, виды рода *Umbilicosphaera*, *Umbellosphaera*, *Pontosphaera*. Малочисленные виды теплых субтропиков и тропиков – *Discosphaera tubifera*, *Ceratolithus cristatus*; другие виды – родов *Scyphosphaera*, *Pontosphaera*, *Acanthoica*, а также *Hayaster perplexus*, присутствуют спорадически (рис. 1).

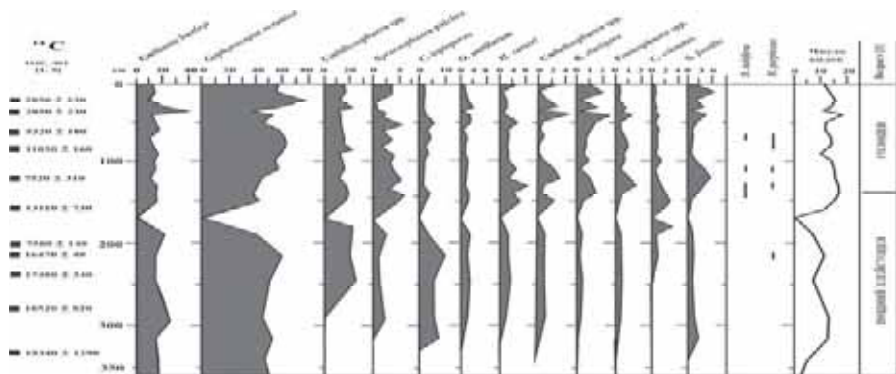


Рисунок 1. Распределение кокколитов в кол. 2168.

Видовой состав ассоциаций всех исследованных разрезов включает от 10–13 до 20 и более видов кокколитов. Профиль изменения видового разнообразия в районе полигона Западный Вудларк (рис. 2) показывает, что наибольшие колебания числа видов свойственны кол. 2167 и 2179.

Общее увеличение видового разнообразия на уровне ~200 см косвенно указывает на повышение поверхностных температур при переходе от холодного позднего плейстоцена к голоцену.

Сходные условия осадкообразования были прослежены при исследовании наннопланктона из 87 образцов позднечетвертичного разреза скважины 806В, пробуренной в 130–м рейсе б/с “JoidesResolution” в западной экваториальной части Тихого океана (0°19.1’ с.ш., 159°21.7’ в.д.) на глубине 2520 м [6]. Ассоциации видов отвечают составу зон *Emiliana huxleyi* и верхней части зоны *Gephyrocapsa oceanica* (рис. 3).

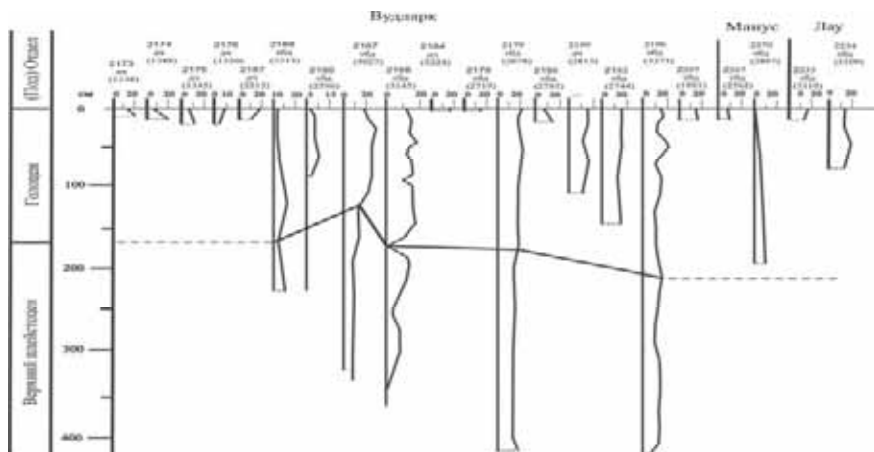


Рисунок 2. Изменение числа видов в исследованных разрезах.

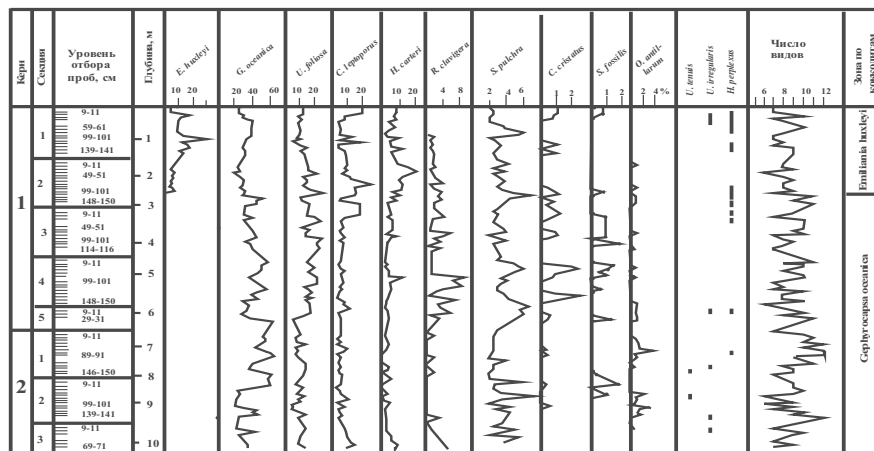


Рисунок 3 Распределение кокколитов в ядрах скв. 806В.

В целом, состав наннофоссилий во всех исследованных разрезах свидетельствует о неоднократной смене спокойных условий и условий сноса и привнесения течениями дополнительного материала, включающего более древние виды вторичного залегания.

Активная водная и придонная среда и широко развитые в связи с этим процессы перераспределения придонного осадочного материала свойственны более холодноводным условиям последнего оледенения верхнего

плейстоцена, что подтверждается и более низким видовым разнообразием наннофоссилий, возрастающим в голоцене.

Присутствие современных видов кокколитофорид в задуговых неовулканических бассейнах свидетельствует о специфических условиях полузамкнутых бассейнов, определяет молодой возраст осадков и высокие скорости захоронения, при которых эти виды сохранились.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Степанов В.Н. Океаносфера. М.: Мысль, 1983. 270 с.
2. Тихий океан. Природа и ресурсы Мирового океана / Ред. Галеркин Л.И. и др. М.: Мысль, 1982. 318 с.
3. Бараш М.С., Купцов В.М. О позднечетвертичной палеоокеанологии Соломонова и Новогвинейского морей (Котловины Вудларк и Манус) по планктонным фораминиферам и радиоуглеродным датировкам // Стратиграфия отложений и палеоокеанология Мирового океана / Отв. ред. Бараш М.С.М.: Наука, 1993. С. 84–107.
4. Богданов Ю.А., Бараш М.С. и др. Литолого-минералогическая характеристика донных осадков. Отчет 21 рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» ИО РАН, 1990. Т. 2. С. 44–71.
5. Gartner S. Calcareous nannofossil stratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // *Mar. Micropal.* 1977. V. 2. P. 1–25.
6. Takayama T. Notes on Neogene Calcareous Nannofossil biostratigraphy of the Ontong Java plateau and size variations of *Reticulofenestra* coccoliths // Eds. Kroenke L.W. et al. 1991. *Proc. ODP, Sci. Results: Coll. St. TX (Ocean Drill. Program)*, 1993. V.130. P. 179–219.

Nannofossils of the bottom sediments from two test areas (West Wudlark, Manus) collected with box samplers and large diameter corers during cruise 21 of RV “Akademik Mstislav Keldish” were studied. The region represents marginal seas of the West Pacific Ocean. All the examined sediments refer to the *Emiliana huxleyi* Acme zone of the Late Pleistocene-Holocene and to the warm subtropical-tropical paleoenvironment. In the longer cores the species diversity declines from the upper to the lower part. This shows the changes from Holocene to the cold Late Pleistocene.

Дмитренко О.Б.¹, Габлина И.Ф.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: senidol@yandex.ru; ²Геологический институт РАН, Москва)

Наннофоссилии в донных металлоносных осадках гидротермальных районов Центральной Атлантики

Dmitrenko O.B.¹, Gablina I.F.²

(¹P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow;

²Institute of Geology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

Nannofossils in the bottom metalliferous of the Central Atlantic hydrothermal areas

Ключевые слова: кокколиты, возраст, гидротермы, осадки, рудные элементы

Изучен наннопланктон из донных металлоносных осадков гидротермальных рудных полей Ашадзе-1 Срединно-Атлантического хребта (26-й рейс НИС «Профессор Логачев») и Петербургское (33-й рейс НИС «Профессор Логачев»), расположенных соответственно на ~13° и 20° с.ш. и 45–46° з.д. тропической зоны океана. Исследовано влияние гидротермальных процессов на видовой состав, характер распространения и сохранность кокколитов в биогенных осадках позднего плейстоцена, на которые приходится основная фаза гидротермального рудообразования [1]. В районе рудного поля Ашадзе-1 с помощью телеграффера было получено 3 разреза металлоносных осадков с глубин 4100–4200 м, в которых сохранились наннофоссилии. Колонка 1519 располагалась в области развития рудосодержащих (Fe 10–30%, Cu+Zn ≥0.25%), кол. 1520– рудных (Fe>30%, Cu+Zn ≥0.25%), икол. 1521 – металлосодержащих осадков (Fe 7–10%, Cu+Zn ≥0.25%) [1]. На станции 1519 разрез представлен кокколито-фораминиферовыми (0–18 см) и фораминиферо-кокколитовыми (18–50 см) илами. Верхняя часть разреза (0–10 см) кокколитов не содержит (рис. 1). Отсутствие наннофоссилий связано с увеличенными содержаниями в осадках рудных элементов, в частности, железа, магния, меди и серы, что привело к полному растворению карбонатных скелетов кокколитофорид. Их значения превышены по сравнению с определенными в неизмененных, фоновых, осадках [1]. Предположительно во время формирования этого горизонта резко усиливалась интенсивность рудопроявления. В интервале 10–50 см наннопланктон (11–14 видов) хорошей сохранности. Мелкие кокколиты составляют основную долю в комплексе – доминирующие виды *Emiliania huxleyi* (30–52%), *Umbilicosphaera sibogae* (8–23%), в средних количествах определены *Helicosphaera carteri* и *Rhabdosphaera clavigera* (до 14–16%), менее обильны *Syracosphaera pulchra*, *Gephyrocapsa*

oceanica (4–6%), *Umbellosphaera irregularis* (2.5–6%), *U. tenuis* (1.5–6%), мало *Calcidiscus leptoporus*, *Oolithothus antillarum*.

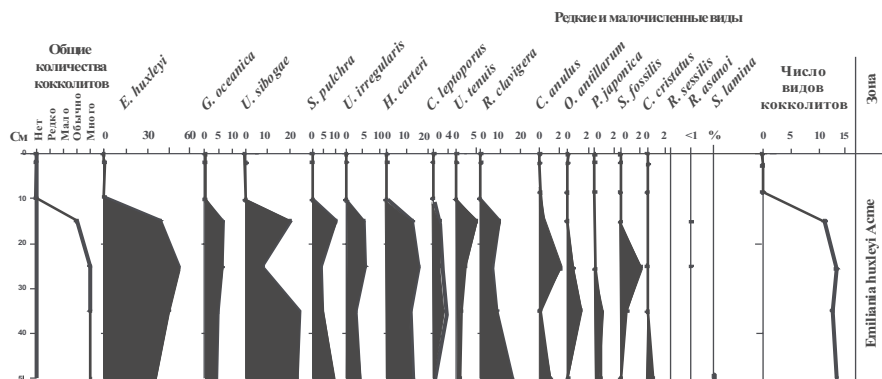


Рисунок 1. Распределение кокколитов в колонке 1519.

Видовой состав нанофоссилий сохраняется и в других исследованных колонках. В кол. 1520 верхние горизонты (0–4 и 4–15 см) рудоносные (4.5 и 5.63 масс % Cu), содержат единичные мелкие формы очень плохой сохранности, что имеет определенное сходство с верхним горизонтом кол. 1519, не содержащим кокколитов. Вниз по разрезу (25–45 см) снижается карбонатность до 4.55–1.15%, и кокколиты представлены средними количествами, которые ниже (45–62 см) возрастают (карбонатность > 25.65%). Разнообразие комплексов меняется от 12 до 14 видов. Здесь присутствуют умбеллосферы, *Pontosphaera discopora*, *Discosphaera tubifera*, *Ceratolithus cristatus*. Сохранность кокколитов хорошая.

В кол. 1521 (СВ часть полигона) карбонатность осадков составляет 25.45–32.25%. Кокколиты из двух горизонтов (10–20 и 0–10 см) представлены 14 видами хорошей сохранности. Как и в кол. 1519, их общие количества снизу вверх сокращаются от больших до средних, что сопровождается снижением содержаний *Rhabdosphaera clavigera* (от 15%) и малочисленных понтосфер (от 2%), свидетельствуя об усилении гидротермального влияния или его продолжительности во времени.

Во всех колонках существенное содержание *Emiliania huxleyi* (от 13 до 19%) определяет принадлежность осадков не только верхней кокколитовой зоне *Emiliania huxleyi* Асме по шкале С. Гартнера (0–70 тыс. лет) [2], но и, скорее всего, их голоценовый возраст. Это обстоятельство подтверждается присутствием муринных находок *Syracosphaera lamina*, *S. anthos*, *Calcosolenia murrayi* — видов, описанных из современных взвесей и планктона [3] и редко встречающихся в донных осадках.

Анализ наннофоссилий из донных осадков, поднятых двумя колонками в районе рудного поля Петербургское (около 20°с.ш. и 46°з.д.), показал существенные различия в их составе и численности. Кол. 33л148, расположенная в 5 км от рудного поля с глубины 2623 м, вскрыла разрез длиной 150 см. Осадки представлены карбонатным илом, в них содержатся кокколиты в количествах от средних до больших. Разнообразие, достаточно стабильное по разрезу, меняется в основном от 19 до 21 вида (рис. 2).

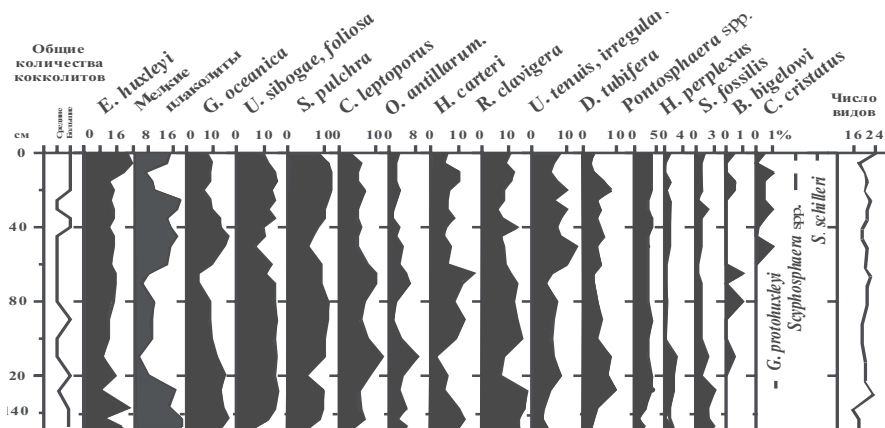


Рисунок 2. Распределение кокколитов в разрезе кол. 33л148.

Во всем разрезе в значительных количествах присутствует вид *Emiliania huxleyi*, фиксируя одноименную зону Асме верхнего плейстоцена-голоцена. Полный набор субтропических и тропических видов хорошей сохранности, их выровненные процентные содержания свидетельствуют о тропической обстановке поверхностной водной среды.

В кол. 33л159 длиной 34 см (глубина 2960 м) верхний горизонт представляет собой чистый карбонатный ил светло-бежевого цвета, содержащий многочисленные наннофоссилии и спикулы губок [4]. В нем определена полная ассоциация кокколитов (22 вида), аналогичная поверхностной пробе кол. 33л148 (рис. 3). Только здесь встречены виды *Braarudosphaera bigelowi* и *Syracolithus schilleri*. Последний (легко растворимый голококколлит вида *Calcidiscus leptoporus*) сохраняется исключительно в самых молодых осадках, а первый, распространенный в кол. 33л148 в диапазоне 0–110 см, в кол. 33л159 отсутствует уже вгор. 5 см, где увеличивается содержание глинистых примесей. Кокколиты по-прежнему образуют большие скопления, видовое разнообразие снижается незначительно (с 22 до 20), но появляется много боя.

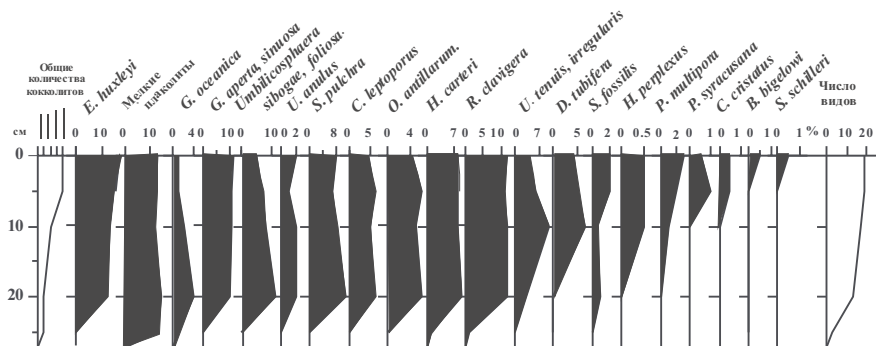


Рисунок 3. Распределение кокколитов в разрезе кол. 33Л159.

В горизонте 10 см присутствует стекло. Цвет осадка постепенно меняется и приобретает красноватый оттенок. Здесь происходит резкое, до малых, падение общих количеств кокколитов. Ассоциации сокращаются до 18 видов, не встречаются *Ceratolithus cristatus* и *Pontosphaera syracusana*. Поверхность некоторых видов показывает вторичное обрастание дополнительными кристаллами (*Oolithothus antillarum*), следы травления наблюдаются на поверхности *Naustasterperplexus*.

На глубине 25 см осадок становится красно-бурым, что означает почти полное замещение его рудным веществом. Исчезает большая часть комплекса, и остаются только редкие экземпляры 4-х наиболее устойчивых к воздействию рудного вещества видов — *Gephyrocapsa oceanica*, *Helicosphaera carteri*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Scapholithus fossilis* (таблица).

Таблица

Гор. см	Осадок	CaCO ₃ (%), минералы	ВР	Виды, исчезающие с глубиной
0	Карб. св/без. ил		22	Исходный состав
5	Глин.примеси, минер. образ.		20	<i>B. bigelowi</i> , <i>S. schilleri</i>
10	Появл. опал, красноват.		18	<i>C. cristatus</i> , <i>P. syracusana</i>
20	Бурый металлоносный	60% ↑↑Zn, Co	15	<i>P. macropora</i> , <i>D. tubifera</i> , <i>H. perplexus</i>
25	Рудоносный бескарбонат. Темно-бурый	6–7% Fe (20%),Cu (6%), Co (0.3%),S (0.9%)	4	<i>E. huxleyi</i> , <i>C. leptoprus</i> , <i>S. pulchra</i> , <i>U. anulus</i> , <i>U. irregularis</i> , <i>U. tenuis</i>
27	“	ок. 0% ↓↓ Ba, Ag; y↑ Fe, Cu, Co	0	<i>G.oceanica</i> , <i>H. carteri</i> , <i>R. clavigera</i> , <i>S. fossilis</i>

Параллельно происходит кардинальное истощение ассоциаций нанно-фоссилий до единичных находок, а еще на 2 см ниже, в обр. 27 см, почти черный осадок насыщен рудным веществом и кокколитов не содержит. Ниже этого уровня отмечено появление сульфидов и уменьшение количества гетита, что свидетельствует о смене вниз по разрезу окислительных условий восстановительными [4].

Таким образом, от 0 до 20 см разреза падение видового разнообразия (от 22 до 15) происходит равномерно с потерей 2-3 видов каждые 5–10 см; общие количества кокколитов, многочисленные в верхних 10 см, на глубине 20 см становятся редкими. Присутствующие здесь 15 видов кокколитов выдерживают повышенное содержание рудных элементов. Изменение видового состава и численности наннофоссилий свидетельствует об оптимальной отдаленности кол. 33л148 от рудопроявления и об ослаблении его влияния во времени вплоть до полного прекращения к настоящему времени в районе расположения кол. 33л159.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Габлина И.Ф., Демина Л.Л., Дмитренко О.Б. и др. Состав, распространение и особенности вторичных изменений микрофоссилий донных осадков современного гидротермального поля Ашадзе-1 (13°с.ш.САХ) // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 3. С. 505–520.
2. Gartner S. Calcareous nannofossil stratigraphy and revised zonation of the Pleistocene // *Marine Micropaleontology*. 1977. V. 2. P. 1–25.
3. Young J.R., Geisen M., Cros L. et al. A guide to extant coccolithophore taxonomy // *Journ. of Nannoplankton Research. Spec. Issue*. 1. 2003. 125 p.
4. Габлина И.Ф., Дмитренко О.Б., Оськина Н.С. и др. Влияние гидротермальной активности на карбонатные микрофоссилии в донных осадках тропической Атлантики // *Океанология*. 2015. Т. 55. № 1. С. 113–125.

Nannofossils from the bottom sediments of the two deep-sea hydrothermal vent fields at the Mid-Atlantic Ridge were studied. Species' diversity was found to be reduced with increasing of ore formation, up to full disappearance from the sediments.

Дунаев Н.Н.

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

Постбореальный уровень голоценовой трансгрессии Мирового океана

Dunaev N.N.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

The postboreal level of the Holocene transgression of the World Ocean

Ключевые слова: Мировой океан, уровень, голоцен, морские берега

Сведения о состоянии уровня Мирового океана являются одними из важнейших в процессе познания истории развития Земли. К настоящему времени, в частности, установлено, что начиная с третичного периода он понижается, осложняясь колебаниями под воздействием различных факторов – климатического, тектонического и др. Наиболее изученная его кинематика охватывает позднечетвертичный период. Однако исследователи не пришли к полному согласию по данной проблеме даже применительно к самому позднему, голоценовому, ярусу. К существенному продвижению в этом направлении можно отнести компромиссное признание исходного рубежа (при неоднозначной его оценке) глобальной поствалдайской трансгрессии невозможности построения ее единой графической модели. В ряду значительных разногласий находятся, например, оценки кинематики уровня моря в постбореальный период голоцена. При этом отчетливо обозначились три концепции: 1 – повышаясь, уровень моря асимптотически приближался к современному, не исключая возможных колебаний незначительной (соответственно точности метода в несколько десятков сантиметров) амплитуды и разной продолжительности; 2 – около 6 т. л. н. уровень, поднимаясь, превысил на несколько метров современный и после небольших колебаний испытал по отношению к нему заметные (до первых метров) ундуляции в период 4.5–2 т. л. н., после чего, снизившись в очередной раз до современных отметок, испытывал в дальнейшем небольшие колебания; 3 – уровень достиг современного положения в атлантический период и впоследствии существенно не изменялся. Встречаются и другие позиции отдельных исследователей, в том числе допускающих колебания уровня моря с амплитудой до нескольких метров на всём протяжении второй половины голоцена. Наиболее часто дискуссии ведутся по поводу того, являются ли приурезовые формы побережья голоценового возраста следствием более

высокого стояния уровня моря, либо результатом новейшего тектонического поднятия от его отметок, близких современным.

Анализ геолого-геоморфологических данных по морским берегам географически и геологически разных регионов позволяет автору отрицать вероятность сколько-либо существенного и продолжительного превышения уровня моря в голоцене. Достоверными признаками более высокого стояния уровня моря по сравнению с современным являются расположенные выше уреза древние формы рельефа, созданные береговыми процессами на тектонически спокойных участках побережий, и трансгрессивно-регрессивный характер геологического разреза приповерхностной толщи сопредельных прибрежно-морских отложений, отражающих циклы положительных ундуляций уровня, т.е. превышающих его современное положение. При этом в условиях новейшего тектонического поднятия побережий абсолютные отметки соответствующих элементов береговых форм должны либо превышать предполагаемые положительные амплитуды морского уровня в голоцене, сопровождаясь трансгрессивно-регрессивным разрезом сопредельных прибрежно-морских отложений, либо вдоль современного уреза в зависимости от расположения его в пределах положительных или отрицательных структурно-тектонических деформаций земной поверхности следует наблюдать формирование береговых форм по абразионному или аккумулятивному сценарию, зарождение которых началось при уровне моря, близком современному, существенно не превышающем его. В последнем случае наиболее характерными элементами прилегающих к урезу участков побережий в зависимости от исходных уклонов приморской суши, ее литологического строения и наличия рыхлых отложений являются отмершие, но хорошо выраженные клифы, небольшие ниши, проградирующие в акваторию аккумулятивные террасы, осыхающие лагуны и др. в сочетании только с регрессивным строением сопредельных прибрежно-морских отложений. Решение рассматриваемой проблемы требует комплексного подхода с привлечением результатов изучения геолого-геоморфологических, тектонических и климатических особенностей конкретного региона, его палеогеографии, формы и роли биогенного фактора, специфики влияния морской акватории на прибрежно-морское рельефо- и осадкообразование и др. Ниже предлагаются результаты исследований морских берегов в условиях микроконтинентов. Последние, как известно, отличаются стабильностью плана неотектонической структуры, а также постоянством в направленности и активности новейших вертикальных тектонических движений.

В качестве примера рассмотрим районы побережий микроконтинентов Мадагаскара и Южной Георгии. Последние характеризуются тенденцией к общему поднятию на неотектоническом этапе их развития при различии по геологическому строению, истории развития и географическому положению. На Мадагаскаре исследуемый район расположен в пределах низмен-

ности, окаймляющей юго-восточное побережье на протяжении сотен километров. Здесь в приурезовой зоне хорошо выражена аккумулятивная морская терраса высотой до 1.5 м с возрастом 3740 ± 90 лет, сложенная причлененными друг к другу береговыми валами, формирование которой увязывается с высоким уровнем моря в это время [1]. Однако ее происхождение более логично объяснить новейшим тектоническим поднятием приурезовой территории. Дело в том, что буйная древесная растительность побережья региона, сохранившаяся послекратковременных повышений морского уровня в результате штормов или цунами, успешно справляется с негативными эффектами, в том числе избавляясь от проникших солей и содержащихся в морской воде микроэлементов. При тектоническом поднятии берега и соответственно регрессивных условиях её фрагменты в приповерхностном горизонте геологического разреза вышедшей из-под уровня моря территории не содержат отмеченных геохимических аномалий. В то же время при эвстатической трансгрессии выше современного уровня растительность длительное время находится под влиянием морской среды, подвергаясь ему и в субаквальных условиях после своего отмирания. Её ископаемые фрагменты должны в большом количестве сохраниться в геологическом разрезе соответствующих морских голоценовых террас и неизбежно содержать не только повышенную в отличие от их естественного состояния соленость, но и аномальное количество характерных микроэлементов, в частности, стронция. Но геохимический анализ ископаемых остатков деревьев и другой приморской растительности с возрастом 2410 и 6455 т. л. н. на аккумулятивных террасах юго-восточного побережья Мадагаскара, в том числе соотношения в них Sr/Ca, не позволяет делать вывод о длительном влиянии на них морской среды [2]. Примером другого района является северное побережье микроконтинента Южная Георгия. Здесь в приурезовой зоне отмечаются абразионные и аккумулятивные берега. Для первых характерны отмершие клифы и узкие (от первых метров до 15–20 м) абразионные или цокольные площадки перед ними с абсолютной высотой $1 \div 2$ м, в последнем случае незначительным (первые десятки сантиметров) грубообломочным слоем, а также небольшие ниши диаметром до 2-х метров, расположенные на высоте $2 \div 4$ м. На вторых развиты аккумулятивные террасы шириной до первых десятков метров и высотой тылового шва не более 2,5 м. В геологическом разрезе этих террас низы сложены грубообломочным разнотипным окатанным прибрежно-морским материалом, а верхний горизонт представлен торфяниками с плохо разложившимися растительными остатками. Его мощность достигает первых десятков сантиметров близ тылового шва и выклинивается в сторону моря. Поверхность террас покрыта луговой растительностью, которая по направлению к морю из сплошного покрова переходит в куртины, сменяющимися отдельными экземплярами. Возраст торфяников не превышает 1 т. л. [3]. Более высоких

береговых форм не встречено, хотя имеются все условия для их формирования.

Характер рассматриваемых береговых форм двух микроконтинентов свидетельствует о регрессивном их происхождении. Последнее, как и небольшие различия соответствующих абсолютных отметок, можно объяснить следствием продолжающегося с третичного времени общего поднятия микроконтинентов при небольшой дифференцированности подвижек осложняющих тектонических блоков, а также спецификой голоценовой тектоники подобных крупных геоструктурных элементов земной коры, заключающейся в её унаследованности от новейшего этапа развития соответствующего региона Земли. Известно также, что с уменьшением оледенения нашей планеты уровень моря повышается. В настоящее время масштаб оледенения наименьший для голоценового периода, а, следовательно, уровень Мирового океана наивысокий [4].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 13-05-00589) и Программы Президиума РАН № 43

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Battistini R. L'extreme Sud de Madagascar, etude geomorphologique. Paris: Editions Cujas, 1964. 636 p.
2. Malika V-S., Katherine J.W., Lindsey G. Threshold response of Madagascar's littoral forest to sea-level rise // Global Ecology and Biogeography. 2009. V. 18. P. 98–110.
3. Дунаев Н.Н., Сулержицкий Л.Д. Остров Южная Георгия как благоприятный полигон для изучения голоценовых колебаний уровня моря // Геоморфологические и палеогеографические исследования полярных регионов. Сборник материалов. СПб.: СПбГУ, 2012. С. 114–117.
4. Domack E., Duran D., Leventer A. et al. Stability of the Larsenice shelf on the Antarctic Peninsula during the Holocene epoch // Nature. 2005. V. 436. P. 681–685.

Analysis of geological and geomorphological structure of marine coastal forms of microcontinents suggests, that the Holocene sea level modern height reached no later 1000 ages ago and after did not exceed its recent status, complicating only minor fluctuations of climatic origin.

Ерошенко Д.В., Харин Г.С.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН)

Динамика вулканизма Китового хребта

Eroshenko D.V., Kharin G.S.

(Atlantic Branch of P.P.Shirshov Institute of oceanology RAS, Kaliningrad)

Dynamics of volcanic Walvis Ridge

Ключевые слова: Китовый хребет, вулканизм, вулканокластика, изменения климата.

В рамках изучения пирокластического материала в осадках Атлантики нами было проведен анализ его распространения в осадках Китового хребта. Целью работы было восполнить пробелы в оценке динамики вулканизма хребта, оценить по возможности объемы пирокластики и условия ее накопления в осадках. В качестве фактического материала использовались первичные отчеты по глубоководному бурению проектов DSDP (тома 39, 73, 74, 75) и ODP (тома 208, 175), а также другие доступные литературные источники. Проведено также сравнение с известными датировками вулканитов хребта и основными факторами, влияющими на седиментогенез в регионе.

В осадочном чехле хребта более 100 прослоев вулканогенных отложений в 13 скважинах, сохранившихся в мел-палеогеновых и неоген-современных осадках, среди которых выделяется пирокластика с содержанием вулканического стекла выше 50%. В центральной части хребта, в осадках перекрывающих породы фундамента отмечены лавокластические брекчии. Большинство вулканогенных отложений приурочено к мел-палеогеновому горизонту. В более молодых отложениях доминируют вулканокласто-осадочные прослои (пирокластики менее 50%). Вулканокластические прослои датированы на основе биостратиграфических и магнитных данных, а также расчета относительной скорости осадконакопления и составлена диаграмма распределения пирокластики (рис. 1). Ее сравнение с диаграммой количества датировок вулканитов хребта показало, что временные интервалы с максимальными концентрациями пеплов в принципе совпадают с таковыми по датировкам базальтов: наиболее крупные циклы 66–60, 54–45, 40–32 млн лет.

Дать предварительную оценку объема вулканокластического материала стало возможным основываясь на данных литологического описания и сейсмопрофилирования [1]. Средние мощности вулканических пеплов варьирует от 1 см до 3.5 м. Протяженность рефлекторов с прослоями вулканокластики, судя по сейсмограммам, может достигать 5–10 км. Если считать в качестве источников пирокластики местные вулканы, взять площадь

вулканического фундамента Китового хребта (свыше 300 тыс. км²) и учесть наличие контактирующих с фундаментом в центральной части хребта вулканогенных кластических толщ (лапиллей, брекчий), то объемы всей вулканокластики Китового хребта в мелу и палеоцене должны быть выше 30 тыс. км³. Эта цифра явно занижена, т.к. при подсчете учитываются не все вулканокластические осадки, а только на изученных бурением участках. В остальных же районах хребта осадочные толщи не изучались, а это более сотни тысяч квадратных километров в западной части хребта с большим количеством гайотов и подводных гор. Наше исследование показало возможность наличия в качестве источника структур захороненных под осадочной толщей – тектоническая

Известно, что вулканические процессы в той или иной степени влияют на климат. Выброс в атмосферу большого количества углекислого газа может быть катализатором процессов, приводящими к потеплению. С другой стороны большое количество пирокластической пыли и аэрозолей приводит к запылению атмосферы к понижению средней температуры воздуха. Примерами таких воздействий являются пароксизмальные извержения вулканов Кракатау, Катмай, после которых температура воздух снижалась на доли градуса. В нашей работе мы провели сравнение динамики накопления вулканокластического материала с изменениями основных климатических маркеров и скоростью осадконакопления в регионе (рис. 1). В кайнозойский период произошла смена теплого климата мезозоя на более холодный плейстоцен-современный. На фоне похолодания наблюдался ряд климатических событий, которые фиксируются в виде протяженных рефлекторных горизонтов на сейсмических профилях. Наиболее крупные из них: палеоцен-эоценовый термальный максимум (PETM) на границе палеоцена-эоцена (55 млн. лет), эоценовый термальный максимум (ETM), среднемиоценовый оптимум. Эти периоды характеризуются резким повышением температуры, сменой биоты в океане и в ряде случаев скачком биопродуктивности, они находят свое отражение в динамике содержаний изотопов кислорода и углерода в осадках скважин 525 и 528 [2]: постепенное увеличение содержаний ¹⁸O в осадках и характерные минимумы на кривой $\delta^{13}\text{C}$ на границе мел-палеоцен, в момент PETM и нижнего эоцена (ETM) (рис. 1). В качестве причин изменений палеогеографической обстановки, как правило, выделяют абиотические факторы, связанные с циклами прецессии земной оси (традиционно это рассматривается в качестве одного из спусковых механизмов плиоцен-четвертичной эпохи оледенений), с тектоникой и с изменением уровня океана. Факторы, связанные с повышенной биопродуктивностью океанских вод и формированием запасов газогидратов в океане, также играют важную роль. Так, генезис пиков потеплений (PETM, ETM) до сих пор является предметом дискуссий: резкое увеличение выделения метана из океанских газогидратов в атмосферу способствовало потеплению и уменьшению содержания ¹³C в осадках. Ряд исследователей в качестве

катализатора выделения метана из газогидратов предполагает считать вулканизм или импакт-события мел-палеоценового и эоцен-олигоценового периодов [3]. Сменяющие термальные максимумы эпохи похолодания обычно связывают с постепенным оледенением Антарктиды, которое привело к распространению на север холодных придонных антарктических вод, что в свою очередь повлияло на гидродинамический режим Южной Атлантики и формированию современной системы течений. Так, причиной образования вулканической брекчии среднего миоцена, вскрытой в скв. 530 по мнению Т.К.Мура является результат усиления эрозии склонов континента вследствие смены гидродинамического режима и проникновения в бассейн придонной антарктической воды [4].

Сравнение наших данных с динамикой скорости осадконакопления для скважин 525–529 (рисунок) позволяет выделить разные условия накопления вулканокластических прослоев: формирование прослоев пирокластики в мел-палеоценовое время проходило при высокой скорости осадконакопления, что определялось относительно мелководными условиями и повышенной биопродуктивностью [4]. В более позднее время накопление пирокластики в ряде случаев соответствует редким пикам скорости осадконакопления, но, в целом, это не отражается на общем процессе осадконакопления в регионе.

Приведенное сравнение наших данных с динамикой содержания изотопов кислорода и углерода в осадках скважин 525–527 показывает, что максимум интенсивности вулканизма хребта в интервалах 70–60, 55–45 и 40–30 млн. лет совпадает с рядом положительных экскурсов в кривой $\delta^{13}\text{C}$. Особенно четко это проявляется для цикла 65–60, 54–45 млн. лет и для горизонтов верхнего эоцена-нижнего олигоцена (40–32 млн. лет). Исходя из этого мы можем предположить, что интенсивность вулканизма более 60 млн лет назад действительно могла быть катализатором процессов, приведшим к этим положительным трендам кривой $\delta^{13}\text{C}$ вследствие выделения большого количества CO_2 в воде. Причиной этому является активизация тектонических процессов, связанных с раскрытием Южной Атлантики вулканизм Китового хребта. К тому же, в Атлантике нами выделен глобальный палеоцен-эоценовый цикл (55–45 млн. лет) эксплозивного вулканизма, который проявил себя в Карибском, Норвежско-Гренландском бассейнах, Центрально-Восточной Атлантике и коррелировался с циклом увеличения CO_2 в атмосфере [5, 6]. Это совпадение еще требует изучения.

Приведенное сравнение динамики вулканизма хребта с изменениями основных климатических маркеров в осадках указывает на единство вулканических процессов в регионе с процессами, которые привели к ряду положительных трендов кривой $\delta^{13}\text{C}$ в осадках, что может отражать с одной стороны как локальное влияние вулканизма на процесс осадконакопления в регионе (цикл 66–60 млн. лет), с другой стороны как отражение глобальных вулканических процессов в Атлантике (эоценовый цикл 54–45 млн. лет).

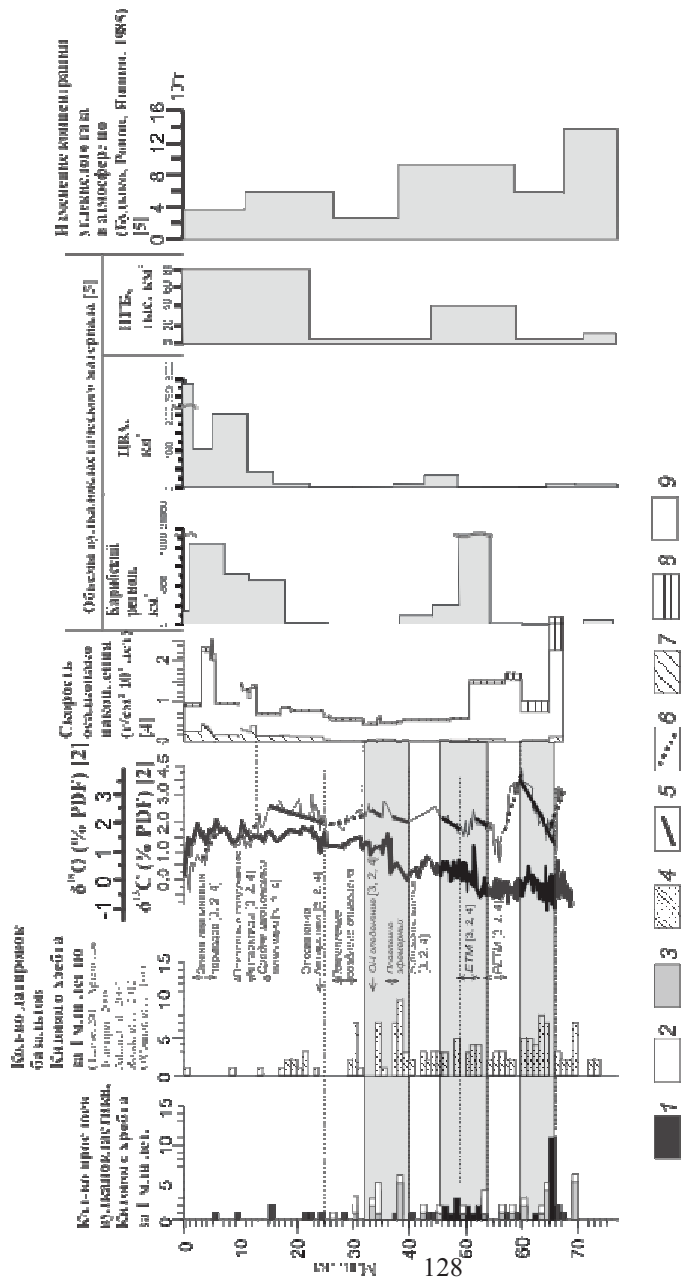


Рисунок. Стратиграфическое распределение вулканокластики Китового хребта и палеоусловия ее накопления по данным глубоководного бурения: 1 – вулканокластические прослои по скважинам 359, 524–530, 1262–1267, 2 – датировки возраста вулканического фундамента по (Пейве, 2011; Артамонов, Золотарев, 2008; Adam, Vidal, Escartin, 2007; J. K. Rohde, P. van den Bogaard, et al., 2012; J. M. O'Connor, R. A. Duncan, 1990); 3 – положительный тренд кривой $\delta^{13}\text{C}$ в осадках, 4 – отрицательный тренд, 5–7 – скорость осадконакопления ($\text{г}/\text{см}^2$ 103 лет) по [41]; 5 – грубо-

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bartels T., Krastel S., Spiess V. Correlation of high-resolution seismic data with ODP Leg 208 borehole measurements // *Proceedings of the ODP, Scientific Results*. 2004. V. 208.
2. Shackleton N.J., Hall M.A. Carbon isotope data from leg 74 sediments // *Init. Repts. DSDP*. 1980. V. 74. P. 613–619.
3. Бараш М.С. Влияние абиотических событий палеогена на развитие организмов океана // *Океанология*. 2009. Т. 49. № 3. С. 418–429.
4. Moore T.C.Jr., Rabinowitz P.D., Borella P.E. et al. History of the Walvis Ridge // *Initial Reports of the DSDP*. 1980. V. 74. P. 873–894.
5. Ерошенко Д.В. Распределение и состав вулканокластики в осадочном чехле Центральной Атлантики и Средиземном море. Автореферат кандидатской диссертации. Калининград: РГУ. 2009. 26 с.
6. Харин Г.С., Ерошенко Д.В. История эруптивного магматизма Карибского бассейна // *Петрология*. 2001. Т. 9. № 6. С. 6.

Processing deepwater drilling projects DSDP and ODP possible to assess the change in the dynamics of volcanic Walvis Ridge and suggestive volumes of pyroclastic material in the sediments over the past 70 m. y. Comparison of the dynamics of volcanic ridge with major climatic changes of markers in the sediments indicates the unity of the volcanic processes in the region with the processes that led to a series of increasing the ratio of $\delta^{13}\text{C}$ in the sediments, which may reflect on the one hand as the local influence of volcanism on the process of sedimentation in the region (cycle 66–60 m. y. old), on the other hand as a reflection of global volcanic processes in the Atlantic (Eocene cycle of 54–45 m. y.).

Ерошенко Д.В., Харин Г.С.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН)

Источники вулканических пеплов Китового хребта

Eroshenko D.V., Kharin G.S.

(Atlantic Branch of P.P.Shirshov Institute of oceanology RAS, Kaliningrad)

Sources of volcanic ash Walvis Ridge

Ключевые слова: Китовый хребет, вулканизм, вулканокластика

Известно, что этот асейсмический хребет имеет разновозрастный и неоднородный по составу вулканический фундамент (рис. 1) и своим генезисом связан как с внутриплитным магматизмом, так и со спрединговыми процессами. Большинство исследователей во главу угла ставит изучение генезиса вулканических пород хребта, а динамика вулканической деятельности хребта практически не освещена в литературе. Этому способствуют слабая и неравномерная изученность пирокластических отложений, вскрытых скважинами глубоководного бурения. На хребте пробурено 23 скважины (проекты DSDP, ODP). Вулканокластические отложения вскрыты в 13-ти. Большинство скважин сосредоточено в центральной части хребта (рис. 1). В первичных описаниях вулканокластика представлена 110 прослоями пирокластики, вулканических глин, песков, конгломератов и брекчий. Данные по вещественному и гранулометрическому составу имеются у немногих прослоев пепла, а химический анализ стекол в них до сих пор изучен только в двух скважинах (скв. 359, 530). В нашей работе мы рассмотрели вопрос о возможных источниках пирокластики в этом регионе.

Изучаемые пеплы с содержанием вулканического стекла более 50% приурочены, в основном, к мел-палеогеновым горизонтам. Причем максимальные количества прослоев характерно для границы мел-палеоцен и верхний палеоцен-нижний эоцен. В качестве источников рассматриваются вулканические породы фундамента хребта (размыв и переотложение) и эоловый разнос с отстоящих от хребта вулканов. Немногочисленные сведения о возможных источниках имеются в научной литературе: в работе [1] приводится анализ вулканических туфов позднего эоцена в западной части хребта (скв. 359), источником которых был местный вулкан; анализ источников вулканокластов, вскрытых у подножия хребта в центральной (скв. 524) [2] и корневой (скв. 530) [3] частях есть в томах DSDP. В этих двух скважинах вулканокластический материал имеет признаки переотложения течениями, склоновыми потоками – характерную оползневую и турбидитную текстуру, которая сходна с вмещающими их осадками. На северном склоне центральной части хребта перебурившие мел-палеогеновые осадки скважины вскрыли вулканический фундамент (скв. 527, 528, 525), вулкани-

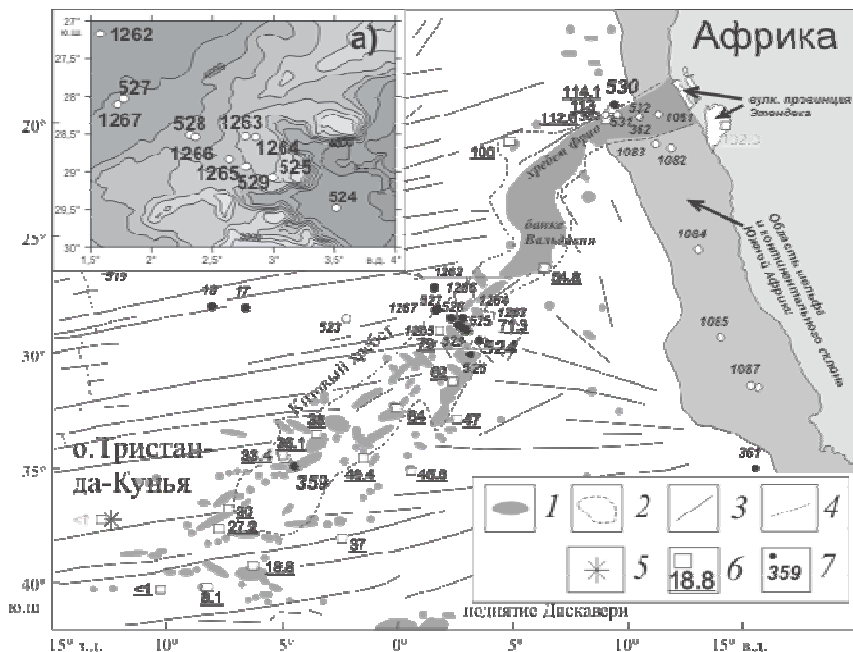


Рисунок 1. Геологическая карта-схема Китового хребта по [10, 11, 12] с дополнениями.

1 – вулканотектонические поднятия, хребты и отдельные вулканические постройки; 2 – граница подножия Китового хребта; 3 – линеаменты (преимущественно трансформные разломы); 4 – ось САХ; 5 – проекция плюма Тристан; 6 – точки с известным абсолютным возрастом вулканических пород (млн. лет), показаны цифрами [11, 12]; 7 – скважины глубоководного бурения DSDP и ODP; а – центральная часть Китового хребта.

ческие турбидиты (скв. 528) и осадки с флазерной слоистостью и др. признаками оползневых процессов, содержащие прослои пепла и вулканическое стекло (скв. 529). Учитывая частое наличие в пепловых прослоях признаков переотложения, их источником в палеогене можно считать местные выходы вулканических пород. В пользу этого говорят палеорекострукции [4], показывающие, что в палеогене-раннем эоцене для центральной части хребта были характерны мелководные условия и гидродинамическая активность, приведшая к размыву вулканических пород. На гребне центральной части вулканические пеплы вскрыты в эоценовых отложениях. Установить источник помогает анализ сейсмических профилей, полученных на этой части хребта. На рис. 2 показан сейсмический профиль гребня хребта [5, 6]. Единственный выход фундамента на этом профиле южнее скважины 525, к которому примыкает ряд наклонных рефлекторов (рис. 2), может

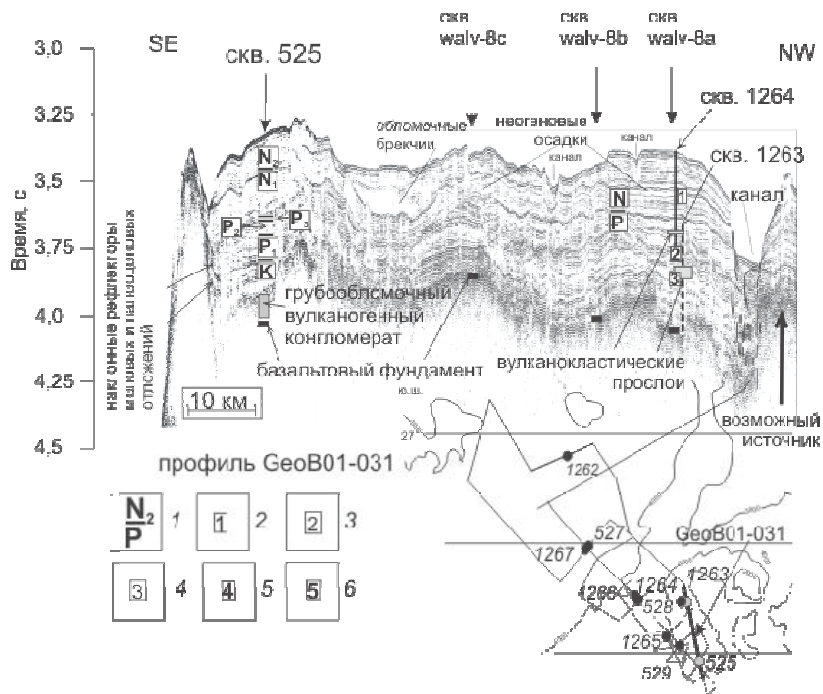


Рисунок 2. Сейсмические профили центральной части Китового хребта по [5, 6] 1 – граница палеогеновых и неогеновых осадочных толщ, 2–6 – стратиграфические маркеры: 2 – 18 млн. лет, 3 – 35.7 млн. лет, 4 – 53.2 млн. лет), 5 – палеоцен-эоценовый термальный максимум (PETM), 6 – граница мел/палеоцен. На вставке: расположение сейсмических профилей в центральной части Китового хребта.

быть источником вулканогенного конгломерата и вулканокластики, вскрытой в верхнемеловых отложениях скв. 525, но не вулканических пеплов, вскрытых в эоценовых осадках скв. 1263, возраст которых 52–44 млн. лет. Вариант резкого размыва склона выступа в эоцене, вследствие изменения гидродинамического режима и накопление продуктов размыва на гребне хребта не подходит, т.к. в эоценовых горизонтах скв. 525 подобных вулканокластических слоев не наблюдается. Но эти пеплы могут быть генетически связаны с поднятием фундамента, захороненного в осадочном чехле к северу от скважин и примыкающего к склону подводного канала: на эту указывают деформированные рефлекторы эоцен-олигоценых осадочных горизонтов, протягивающиеся к северу от скв. 1264 и 1263 и присутствующие в осадочном чехле канала (рис. 2). Деформация осадочного чехла и условия накопления отражаются и в текстуре пеплов скв. 1263: основная часть прослоев вулканокластики представлены линзами, комками с неровными границами.

Вещественный состав эоценовой пирокластики скважины 1263 помог частично ответить на вопрос об ее источнике. Анализ smear-слайдов в скважинах 1262–1267 показал, что наличие полевых шпатов, как в осадочной толще, так и в самих вулканокластических прослоях в центральной части хребта отмечено для скважин 1262 и 1263, остальные скважины их практически не содержат. А при участии эолового разноса в формировании этих пеплов, его маркеры, включая иполевой шпат, в полной мере присутствовали бы и в осадках соседних скважин. Следовательно, их источник является местным. Предположение о размыве местных вулканических пород косвенно подтверждает также факт наличия полевых шпатов в палеоценовых пеплах скважин 525, 524, 530 источником которых были местные выходы вулканического фундамента [2, 3, 7].

Дистальные источники вулканокластики могут быть связаны как с подводными горами, так и с высокоэруптивным вулканизмом на западной части хребта и африканском континенте. Известно, что главным фактором ветрового переноса в Южной Атлантике является Южно-Атлантический барический максимум, который формирует систему воздушных потоков над Южной Африки и прилегающей части Атлантики северного, северо-западного направления. Подобный разнос мог существовать в палеоэоценовое время у берегов Южной Африки. По данным палеореконов Южно-Атлантический барический максимум уже в то время был сформирован и мог явиться причиной подобных ветров, несущих кварц, глинистые минералы и частицы вулканического стекла с африканского континента. Анализ мелких фракций осадков центральной части хребта в работе [8] указывает на существенную долю эолового материала (кварц) (до 37%) в формировании осадков на гребне хребта (скв. 1263) по сравнению со склоном (скв. 1267), где доминирует гемипелагический материал. Но вряд ли эоловый перенос с континента был причиной накопления пирокластики в осадках Китового хребта и накопления полевых шпатов в осадках скважин 1262, 1263: одновозрастные прослои не зафиксированы в Южной Африке, а скважины, пробуренные на юго-западном шельфе континента (скв. 1081–1087), не добурились до этих горизонтов. Хотя щелочной вулканизм в Южной Африке и имел место [9, 10], данных о нем недостаточно.

Вулканические пеплы в осадочной толще Китового хребта отражают в первую очередь динамику вулканизма самого хребта и связаны с местными источниками. Анализ данных бурения и сейсмического профилирования показал, что вулканизм центральной части хребта может быть моложе, чем принято считать.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

7. Fodor R.V., Keil K. et al. Petrology and K-Ar age of volcanic tuff and ash from the Walvis Seamount Province, DSDP Site 359, Leg 39 // Init. Rep. DSDP. 1977. V. 39. P. 525–536.
8. Hsü K. J., LaBrecque J.L. et al. Site 524 // Init. Rep. DSDP. 1984. V. 73. P. 323–386.
9. Hay W.W., Sibuet J.-C et al. Site 530 // Init. Rep. DSDP. 1984. V. 75. P. 29–286.
10. Moore T.C.Jr., Rabinowitz P.D. et al. History of the Walvis Ridge // Init. Rep. DSDP. 1980. V. 74. P. 873–894.
11. Bartels T., Krastel S., Spiess V. Correlation of high-resolution seismic data with ODP Leg 208 borehole measurements // Proc. ODP, Sci. Res. 2004. V. 208.
12. Spieß V., Beitler B. et al. METEOR-Berichte 02-1. ODP Südatlantik 2001. Part 1. Cruise №. 49, Leg 1
13. Nicolo M.J., Dickens G.R. Data report: terrigenous grain-size distributions at Sites 1263 and 1267: testing the applicability of leg 208 sediments for eolian analysis // Proc. ODP, Sci. Res. 2004. V. 208. 13 p. http://www-odp.tamu.edu/publications/208_SR/205/205.htm
14. Bailey K.D., Woolley A.R. Episodic Rift Magmatism: the Need for a New Paradigm in global Dynamics // GeoLines (Praha). 1999. V. 9. P. 15–20.
15. Janney P.E., Le Roex A.P. et al. A chemical and Multi-Isotope Study of the Western Cape Olivine Melilitite Province, South Africa. Implications for the Sources of Kimberlites and the Origin of the HIMU Signature in Africa // J. of Petrology. 2002. V. 43. № 12. P. 2339–2370.
16. Пейве А.А. Подводные горы востока Южной Атлантики: происхождение и соотношение с мезозойско-кайнозойскими магматическими структурами Западной Африки // Геотектоника. 2011. № 3. С. 31–47.
17. Rohde J.K., Bogaard P. et al. Evidence for an age progression along the Tristan-Gough volcanic track from new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Aragon phenocryst phases // Tectonophysics. In press. DOI 10.1016/j.tecto.2012.08.026.
18. O'Connor J.M., Duncan R. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise Hot Spot System: Implications for African and South American Plate Motions Over Plumes // Jour. Of Geophys. Res. 1990. V. 95. № B11. P. 17475–17502.

Volcanic ash in the sedimentary Walvis Ridge reflect primarily the dynamics of the volcanic of ridge and are linked to local sources. Analysis of data on drilling and seismic profiling showed that the central part of the ridge volcanism may be younger than commonly believed.

Есин Н.В.¹, Есин Н.И.¹, Янко-Хомбах В.В.²

(¹Южное отделение Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН, г.Геленджик, e-mail: ovos_oos@mail.ru; ²Национальный университет им. Мечникова, Одесса; Avalon Institute of Applied Science, Winnipeg, Canada, e-mail: valyan@onu.edu.ua)

Механизм формирования Каспийско-Средиземноморского коридора и естественная эволюция морей Паратетиса

Esin N.V.¹, Esin N.I.¹, Yanko-Hombach V.V.²

(¹Southern Branch of the Shershov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Gelendzhik, ovos_oos@mail.ru; ²I.I.Mechnikov National University, Odessa, Avalon Institute of Applied Science, Winnipeg Canada, e-mail:valyan@onu.edu.ua)

Mechanics of formation of Caspian–Mediterranean passage and natural evolution of Paratethys Sea

Ключевые слова: море-озеро Паратетис, деградация моря, формирование Каспийско-Средиземноморского коридора

Одним из весьма сложных геологических явлений последних 15 млн. лет было разделение океана Тетис на море Средиземное и море-озеро Паратетис. Эволюция озера сопровождалась периодическими процессами осолонения и распреснения воды, колебаниями его уровня, и постепенным закономерным уменьшением площади акватории. В конечном итоге 5–6 млн. лет назад Паратетис разделился на море Черное и озеро Каспийское.

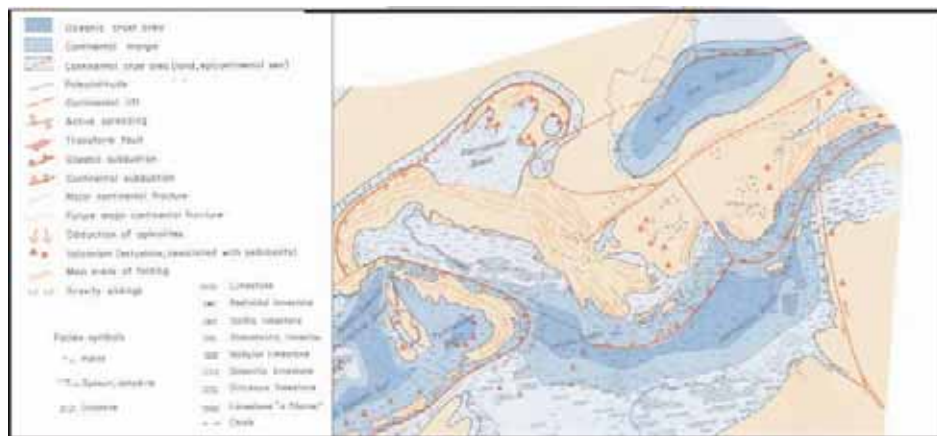


Рисунок 1. Схема горного массива, разделяющего Черное и Средиземное моря в тортоне [1].

Исследователи объясняют обмеление моря-озера тектоническими процессами, например, воздыманием Кавказских гор [2]. Но это не совсем верно, поскольку площадь замкнутого озера определяется климатическими факторами: объемом поступающей воды и интенсивностью испарения. Тектоника на короткое время может изменить очертания берегов озера и его площадь. Но если климат не изменился, то размеры моря-озера со временем восстановятся. Уничтожить озеро тектоника может только в том случае, если она создаст канал для вытекания из него воды. По нашему мнению основной причиной деградации Паратетиса было образование путем эрозии проливов Босфор и Дарданеллы, через которые вода Паратетиса, а так же излишняя пресная вода сливались в Средиземное море.

Первым замкнутым озером Паратетиса было сарматское море-озеро. Следующим этапом его эволюции стало мэотическое море-озеро с меньшей площадью акватории. Затем последовали другие моря с еще меньшими акваториями (рис.1–3).

В настоящее время представляется возможным оценить некоторые динамические параметры единого геологического процесса формирования Каспийско-Средиземноморского коридора в виде проливов Манычского, Босфора и Дарданеллы и деградации морей Паратетиса. Расчеты выполнены по климатическим параметрам, характерным для позднего плейстоцена-голоцена, а так же по современным векторным картам.

В ледниковый период сток реки, вытекающей из Черного моря, мы оценили [4] от 90 до 130 км³/год. В голоцене пресноводный баланс Черного моря составляет 250–300 км³ [5]. В позднем плейстоцене в период таяния ледников пресноводный баланс Черного моря увеличивался до 1580 км³/год [6]. Средняя величина испарения воды с поверхности Черного моря составляет 330 км³/год. Следовательно, во время таяния ледников площадь Черного моря может увеличиться почти в 5 раз.

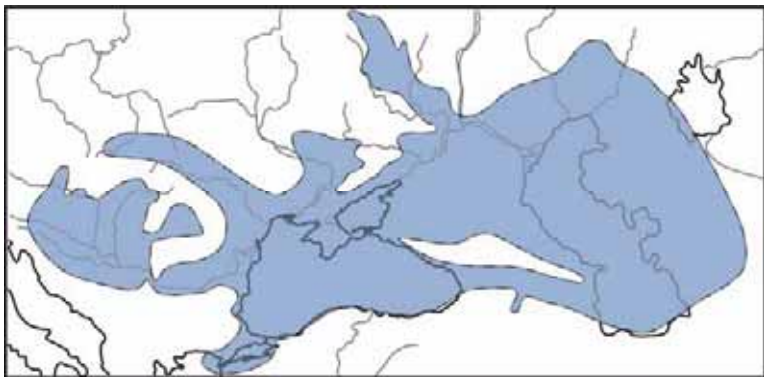


Рисунок 2. Конфигурация берегов сарматского моря-озера по результатам геологических исследований [3].

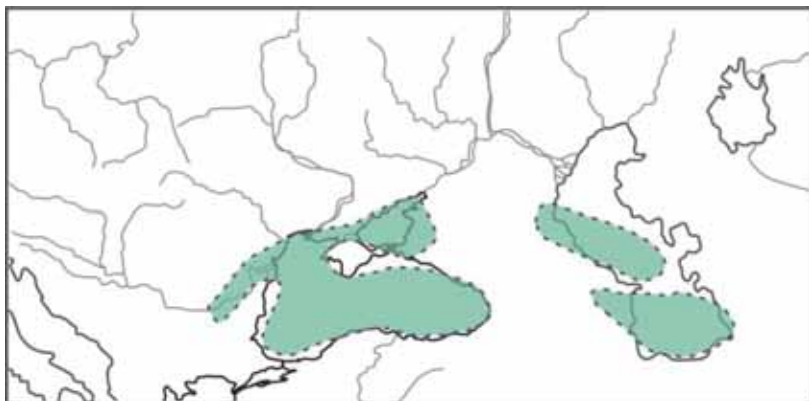


Рисунок 3. Стадия разделения Паратетиса на моря Черное и Каспийское [3].

По представленным выше параметрам и векторным картам трудно рассчитать некоторые параметры колебания морей Паратетиса. Если закрыть пролив Босфор, создав дамбу высотой 150 м, что примерно равно высоте горы, разделяющей Черное и Средиземное море, то произойдет следующее. Вода, в условиях дамбы будет накапливаться в Черноморской депрессии, увеличивая площадь Черного моря. Расчеты показывают, что в ледниковый период максимальный подъем уровня будет составлять примерно +10–15 м. В период климатического максимума (в настоящее время) уровень Черного моря поднимется на 30 м и вода по Манычскому каналу начнет перетекать в Каспийское море, а площадь Черного и Каспийского морей увеличится на 308000 км². Во время таяния ледников пресноводный баланс Черного и Каспийского морей увеличится в 5–6 раз. В этой ситуации уровень Черного моря повысится на 150 м и вода начнет перетекать через дамбу в Средиземное море. Вместе с Каспийским морем образуется громадное море-озеро, по размерам и очертаниям берегов близкое к сарматскому морю-озеру (рис.4). На вершине горы образуется русло реки, текущей в Средиземное море. Отметки высот этого русла будут опускаться в результате эрозии, тем самым снижая высоту перемычки между морями.

Таким образом, расчеты показали, что в плейстоцене воды, поступающей в рассматриваемую депрессию достаточно для образования моря-озера типа Паратетиса, но ее недостаточно, для сохранения площади этого моря-озера. Когда таяние ледников прекращается, объем поступающей воды резко снижается. Поступающего, например, в настоящее время объема воды в 260 км³/год достаточно только для того, чтобы сохранить море-озеро на площади 730000 км². Отсюда следует, что в результате иссыхания моря-озера Паратетис величина изменения уровня могла изменяться от +150 до

+10–15 м. Таким образом, море-озеро постоянно изменяло свою береговую линию.

Во время тектонических движений горного массива, расположенного между морями Черным и Средиземным, вызванных мессинским соляным кризисом, произошло вливание в Паратетис соленой воды Средиземного моря. Нами [7] на основании математического моделирования описан процесс изменения уровня Средиземного моря и отметок прибрежных территорий. Проникновение средиземноморской воды в море-озеро могло произойти в период заполнения средиземноморской котловины водой Атлантического океана в самом конце мессинского кризиса.

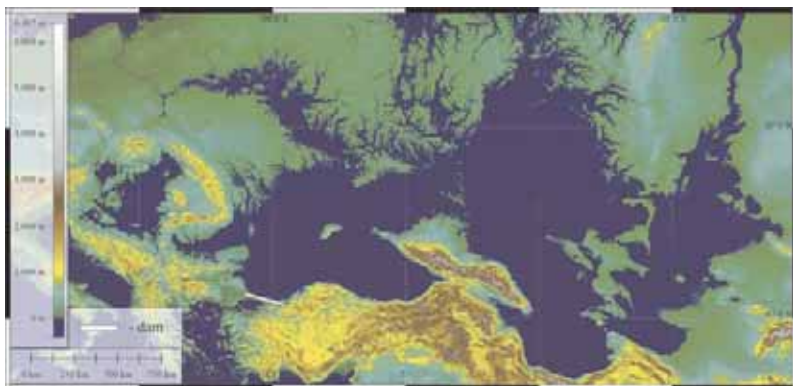


Рисунок 4. Теоретическое море-озеро, построенное по современному рельефу и современным данным о балансе вод во время таяния ледников. По площади и очертанию береговой линии это море-озеро близкое к сарматскому морю (рис. 2 [4]).

На заключительной стадии деградации Паратетиса, после исчезновения давления на дно моря-озера слоя воды толщиной до 150 м произошло воздымание дна на несколько десятков метров. Таким образом образовался барьер между морями Черным и Каспийским на высоте примерно 27 м.

После исчезновения моря-озера, когда дно каньона опустилось ниже трансгрессивного уровня океана более чем на 10–15 м, соленая средиземноморская вода стала регулярно проникать в Черное море в виде донного противотечения. По мере углубления проливов Босфор и Дарданеллы объем соленой воды, поступившей в Черное море, увеличивался.

В заключение отметим интересную закономерность. В работе [7] показано, что пролив Гибралтар образовался благодаря эрозии дна реки, текущей из Атлантического океана в Средиземное море. Теперь можно заключить, что и проливы Босфор и Дарданеллы так же созданы эрозией.

СПИСОКЛИТЕРАТУРЫ

1. Bijou-Duval B., Dercourt J., Le Pichon Xavier. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonique model of the evolution of the Western Alpine system// Symposium on the structural history of the Mediterranean basins (Editions Technip). 1977. P. 143–164.
2. Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В. Палеогеодинамика Черноморско-Каспийского региона// Геологический вестник, КубГУ.2009. №1. С.4–13.
2. Невеская Л.А., Парамонова Н.П., Ананова Е.Н. и др. Стратиграфия и корреляция сарматских и меотических отложений юга СССР. Саратов, 1986.178 с.
3. Сысоев Д. Краткая история Каспийского бассейна // Интернет-ресурс. 2014. <http://stepnoy-sledopyt.narod.ru/kaspian/istoria.htm>
4. Esin N.V., Yanko-Hombach V., Kukleva O.N. Mathematical model of the Late Pleistocene and Holocene transgressions of the Black Sea // Quaternary International. 2010. V. 225. P. 180–190.
5. Джаошвили Шю Реки Черного моря. Тбилиси, 2003. 186 с.
6. Чепалыга А.Л. Прототип Всемирного потопы // Знание – сила. 2005. № 12. С. 85–91.
7. Yesin (Esin) N.V., Dmitriyev V.A. On the possible mechanism of formation of the Messinian evaporites in the Mediterranean Sea //International Geology Review.1987. V. 29(3). P.258–263.DOI: 10.1080/00206818709466143.

In the paper we showed that the reduction of the Paratethys Sea is governed by erosional process of the canyon between Black and Mediterranean seas. Paratethys Sea-Lake completed its existence when the canyon bottom lowered to the elevation of transgressive Ocean level. Calculations have shown that the Sea-Lake arise again, if the Bosporus Strait would be closed.

Засько Д.Н., Кособокова К.Н.

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

Видовое разнообразие и распространение радиолярий в Арктическом бассейне

Zasko D.N., Kosobokova K.N.

(Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow)

Composition and distribution of radiolarians in the Arctic basin

Ключевые слова: гетеротрофные простейшие, радиолярии, Арктический бассейн, видовой состав, распределение

Целью настоящей работы явилось изучение фаунистического состава и некоторых черт распределения планктонных радиолярий в пелагиали центральной глубоководной части Арктического бассейна по материалам, собранным в пяти экспедициях с 1975 по 2005 гг. (рис.1). В задачи работы входили инвентаризация фауны, анализ особенностей горизонтального и вертикального распределения отдельных видов и сравнение данных о встречаемости радиолярий в планктоне с их встречаемостью в донных осадках.

Использованные в работе пробы зоопланктона были собраны в июле-августе в бассейнах Амундсена и Макарова и в Канадском бассейне. Количественные сборы зоопланктона осуществляли замыкающимися сетями Multinet и сетью Джеди. Облов столба воды проводили по 9 горизонтам от поверхности до дна (или глубины 3000 м, детали методики см. в [1]).

В исследованном материале обнаружено 19 видов радиолярий, среди которых 11 видов Polycystina (7 видов Spumellaria и 4 вида Nassellaria) и 8 видов Phaeodaria. Пять видов Polycystina: *Spongotrochus glacialis*, *Actinomma boreale*, *A. leptodermum leptodermum* (Spumellaria) и *Amphimelissa setosa*, *Pseudodictyophimus gracilipes* (Nassellaria) были наиболее многочисленны. Остальные виды встречались редко и даже единично.

Анализ видового состава радиолярий, проведенный по нашим и литературным данным [2–7], показывает, что в толще вод Северного Ледовитого океана в акватории, включающей центральный Арктический бассейн и его краевые моря, встречается в общей сложности 5 видов Acantharia, 23 Nassellaria, 14 Spumellaria и 14 Phaeodaria. В собственном Арктическом бассейне число видов меньше, однако представители Phaeodaria обнаружены только в этой части Северного Ледовитого океана [4–6]. Все они – глубоководные виды, которые обитают на глубинах свыше 200–500 м, и встречаются только за пределами арктического шельфа. В верхней части водного столба обитают, в основном, некрупные Phaeodaria (например, *Protocystis tridens*), причем численность их невелика (рис. 2).



Рисунок 1. Районы сбора и изучения планктонных радиолярий по литературным и собственным данным.

Небезынтересно отметить, что в верхнем, наиболее холодном и опресненном слое 0–50 м водного столба (температура от -1.6 до -0.5°C , соленость 27–33 psu) радиолярии практически отсутствовали (рис. 2). Исключением явился лишь один вид – *Amphimelissa setosa*, который был встречен нами только в Канадском бассейне и имел максимум численности в слое 25–100 м (рис. 2). Ранее этот аркто-бореальный вид был отмечен разными исследователями, как в центральном Арктическом бассейне, так и в окружающих его морях. Интересно, что *A. setosa* отсутствует и в планктоне, и в современных осадках Охотского и Берингова морей, хотя современный вид *A. setosa* впервые был обнаружен в верхнеплейстоценовых отложениях донных осадков именно Северной Пацифики, откуда исчез около 80–100 тыс. лет тому назад [8]. Начиная со времени 13400 тыс. лет тому назад и поныне *A. setosa* доминирует в донных отложениях Норвежско-Гренландского бассейна и арктических окраинных морей. Вероятно, этот поверхностный вид [7] проник сюда из Пацифики в один из моментов межледниковий четвертичного времени через Берингов пролив [9,10].

Через Берингов пролив в Арктику могли проникнуть и другие поверхностные и подповерхностные виды – *Pseudodictyophimus gracilipes*, *Spongotrochus glacialis* и виды рода *Actinomma* [11]. Все они в настоящее время распространены по обе стороны Берингова пролива – и в морях Чукотском и Бофорта [7, 9] и в Беринговом море. Они также обычны для всей Арктики и Норвежско-Гренландского бассейна, где встречаются как в планктоне, так и в осадках [12].

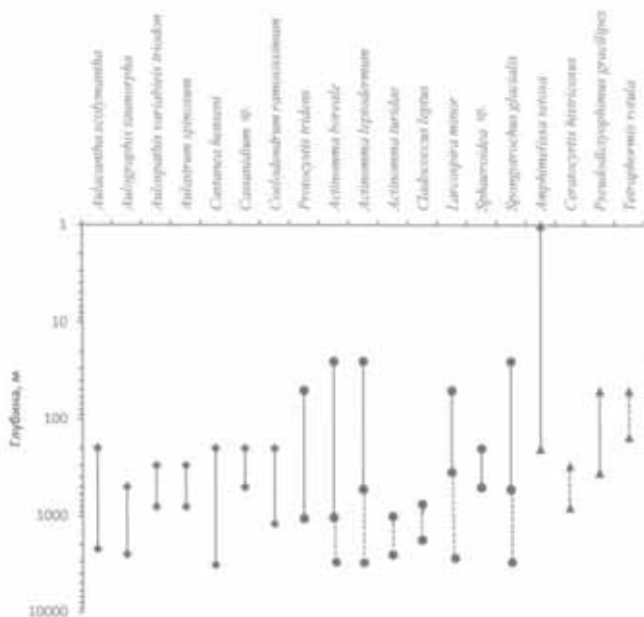


Рисунок 2. Вертикальные диапазоны встречаемости радиолярий в исследованных районах.

Pseudodictyophimus gracilipes широко распространен в Мировом океане от поверхности до максимальных глубин. В Арктике в поверхностном слое он отсутствует, его живые особи отмечены в слое 25–300 м. (рис. 2).

Spongotrochus glacialis за пределами Арктики встречается от поверхности до 1000 м с максимумом в слое 50–150 м [13]. В центральной Арктике *Spongotrochus glacialis* встречен нами в несколько более узком интервале глубин от 50–500 м (рис. 2).

Из пяти видов рода *Actinomma*, описанных из донных осадков Арктики и Норвежско-Гренландского бассейна (*A. leptodermum leptodermum*, *A. boreale*, *A. l. longispinum*, *A. georgii* и *A. turidae*, [14]), до настоящего исследования в планктоне Арктического бассейна были зарегистрированы только три: *A. leptodermum leptodermum*, *A. boreale* и *A. l. longispinum* [3–7]. В

нашем материале в пробах из Канадской котловины и бассейна Макарова впервые зарегистрирована *A. turidae*, предположительно являющаяся эндемиком Северного Ледовитого океана [14]. Поскольку пока обнаружены только скелеты этого вида, невозможно сказать, на каких именно глубинах этот вид обитает.

Обычный и широко распространенный в планктоне Норвежско-Гренландского бассейна вид *A. leptodermum leptodermum* встречается в нем во всей водной толще. Его максимальная численность отмечена там в слое от поверхности до глубины 150 м [13]. В центральной Арктике этот вид обитает на глубинах 25–500 м (рис. 2). Вертикальное распределение *A. leptodermum leptodermum* в Канадском бассейне сходно с распределением *A. boreale*, где оба вида обитают в слое 25–500 м с максимальной численностью в слоях 100–200 м и 25–100, соответственно. В отличие от этого, в Евразийском бассейне (бассейн Амундсена) слой их максимальной численности заглублен до 200–300 м.

Интересно сравнить видовой состав Polycystina в планктоне и осадках Арктического бассейна. По нашим и литературным данным в планктоне бассейна обнаружено 31 вид, а в осадках – 30 видов, соответственно. В их состав входят 19 и 18 видов Nassellaria, а также по 12 видов Spumellaria в планктоне и осадках, соответственно [4–6, 15]. Таким образом, в планктоне на сегодня зарегистрировано на один вид больше, чем отмечено в донных осадках [15]. В целом, арктическую фауну радиолярий составляют сегодня 31 вид Polycystina, 3 вида Acantharia и 14 видов Phaeodaria. Основными чертами этой фауны являются ее невысокое разнообразие, а также резкое доминирование отдельных видов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 13-04-00551, арктической исследовательской службы NOAA (USA) и проекта Arctic Ocean Diversity (ArcOD) в рамках проекта Census of Marine Life (Alfred Sloan Foundation).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kosobokova K.N., Hopcroft R.R., Hirche H.-J., 2011. Patterns of zooplankton diversity through the depths of the Arctic's central basins // *Marine Biodiversity*. V. 41. P. 29–50.
2. Meunier A. Microplankton des Mers de Barents et de Kara (Microplankton from the Barentz and Kara Seas) // *Duc d'Orleans, Campagne Arctique de 1907*. Pt. 5. 1910. P. 1–255.
3. Бернштейн Т.П. Зоопланктон района Земли Франца-Иосифа // *Труды Арктического института*. 1932. Т. 2. Стр. 3–35. – 1934. Зоопланктон Карского моря по материалам экспедиции Арктического института на “Седове” 1930 года и “Ломоносове” 1931 года // *Труды Арктического института*. Т. 9. С. 3–58.
4. Богоров В.Г. Зоопланктон по сборам экспедиции на л/п «Г.Седов» 1937–1939 гг. // *Труды дрейфующей Экспедиции Главсевморпути на ледокольном пароходе*

- «Г. Седов», 1937–1940 гг. 1946. Т. 3. С. 336–370.
5. Hülsemann K. Radiolarian in plankton from the Arctic Drifting Station T-3: including the description of three new species // Arctic Institute of North America, Technical Paper. 1963.V. 13. P. 1–52.
 6. Tibbs A.I. On some planktonic protozoa taken from the track of Drift Station Arlis I, 1960–1961 // Arctic Institute of North America. 1967.V. 20. № 4. P. 247–254.
 7. Itaki T., Masashi I., Hisashi N. et al. Depth distribution of radiolarians from the Chukchi and Beaufort Seas, Western Arctic // Deep-Sea Research. I. 2003.V. 50. P. 1507–1522.
 8. Кругликова С.Б. Радиоларии в поверхностном слое осадков в северной половине Тихого океана // Тихий океан. Биология. Микрофлора и микрофауна в осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969. С. 48–72. – 1976. Радиоларии в верхнеплейстоценовых осадках бореальной и северной субтропической зоны Тихого океана // Океанология. Т. 16. Вып. 1. С. 113–117.
 9. Kruglikova S.B. Arctic Ocean radiolarians // The Arctic Seas: climatology, oceanography, geology and biology. New York: Van Nostrand Reinhold Publ. 1989. P. 461–479.
 10. Matul A., Abelman 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.
 11. Матиль А.Г. Четвертичная биостратиграфия и палеоокеанология Охотского моря и других субарктических районов. М. ГЕОС, 2009. 182 с.
 12. Bjorklund K.R., Kruglikova S.B. Polycystine radiolarians in surface sediments in the Arctic Ocean basins and marginal seas // Marine Micropaleontology. 2003.V. 49. P. 231–273.
 13. Boltovskoy D., Kling S., Takahashi K., Bjorklund R. World atlas of distribution of recent Polycystina (Radiolaria) // Palaeontologia Electronica. 2010.V. 13, Issue 3; 18A. 230 p.
 14. Kruglikova S.B., Bjorklund K.R., Hammer Ø., Anderson O.R. Endemism and speciation in the polycystine radiolarian genus *Actinomma* in the Arctic Ocean: Description of two new species *Actinomma georgii* n. sp. and *A. turidae* n. sp. // Marine Micropaleontology. 2009.V. 72. P. 26–48.
 15. Кругликова С.Б., Бьерклунд К.Р., Засько Д.Н. Распространение полицистин (Euradiolaria) в донных отложениях и планктоне Северного Ледовитого океана и арктических окраинных морей // Докл. РАН. 2007. Т. 415. № 2. С. 281–284.

The species composition and vertical distribution of Radiolaria were studied from the plankton samples collected in the Amundsen, Makarov and Canada basins of the central Arctic Basin.

Карпук М.С., Щербинина Е.А.

(Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: maria.s.karpuk@gmail.com)

**Новые данные по остракодам и наннопланктону
из баррем-аптских отложений Восточного Крыма**

Karpuk M.S., Shcherbinina E.A.

(Geological Institute RAS, Moscow)

**New data on ostracodes and nannoplankton
from the Barremian – Aptian of the Eastern Crimea**

Ключевые слова: остракоды, наннопланктон, биостратиграфия, палеоэкология, ранний мел, баррем, апт, Крым

Один из наиболее полных нижнемеловых разрезов Крыма, известный под названием Заводская Балка, расположен в районе г. Феодосия (45°1'56"N 35°20'13"E). Нами были впервые изучены наннопланктон и остракоды баррем-аптского интервала этого разреза, сложенного серыми, местами песчанистыми, глинами с отдельными красными прослоями.

Остракоды и наннопланктон распределены в разрезе неравномерно, демонстрируя значительные колебания численности и видового разнообразия. В основании изученной части разреза обнаружена богатая ассоциация наннопланктона, характеризующаяся разнообразными нанноконидами и микрантолитами и отвечающая верхнебарремским подзонам NC5D и NC5E, разделяемым по появлению *Flabellites oblongus*.

На границе баррема и апта (обр. 20), фиксируемой по появлению *Rucinolithus irregularis*, количество нанноконид и микрантолитов заметно снижается, в качестве постоянного компонента комплекса появляются асипетры, считающиеся бореальными формами, а также разнообразные представители семейства *Cretarhabdaceae*. Исчезновение *Conusphaera rothii* в обр. 17 отвечает нижней границе подзоны NC6B. В комплексе остракод, фоновыми являются виды *Exophthalmocythere posteropilosa*, *Pedicythere longispina*, *Cytheropterina ventriosa*, *Procytherurasp.* 2, *Robsoniella minima* и *Loxoella variealveolata*. Последние два вида являются индексами одноименных слоев, выделенных в позднем барреме – раннем апте в Ю-3 Крыму и отвечающих подзонам по наннопланктону NC5D, NC5E, NC6A и NC6B (рис.). Эти виды-индексы, по всей вероятности, являются экологическими антагонистами, поскольку в нижней части разреза *L. variealveolata* крайне малочисленны, а в некоторых образцах (19, 17) не встречены вовсе, тогда как *R. minima* представлена десятками экземпляров. Напротив, в обр. 15 *R. minima* представлена одним экз., в то время как численность *L. variealveolata* достигает полусотни. Выше, в образце 14 остракоды не встречены. Аналогично, с постепенным снижением в верхней части слоев с

R. minima–*L. variaealveolata* численности и видового разнообразия остракод те же параметры уменьшаются в зоне NC6B у наннопланктона. В верхней части зоны (обр. 13-14) комплекс представлен почти исключительно *Watznaueria* с единичными тепловодными *Rhagodiscus* и эфтрофными *Zeugrhabdotus diplogrammus*. По всей видимости, этот интервал может соответствовать глобальному событию OAE1a. Поскольку численность *L. variaealveolata* возрастает непосредственно перед событием, и этот вид одним из первых появляется в разрезе после события, скорее всего, он является эвтрофным. Тогда вид *R. minima* может считаться олиготрофным.

Судя по отсутствию мелководных остракод (Рис.), слои с *R. minima*–*L. variaealveolata* отвечают морской трансгрессии. Причем в интервалах, соответствующих подзонам NC5D, NC5E и NC6A, нарастание трансгрессии подчеркивается увеличением численности и видового разнообразия остракод (среди которых преобладают глубоководные таксоны), в то время, как в зоне NC6B, эти параметры резко снижаются. Однако это объясняется, скорее, не уменьшением глубины (мелководные остракоды не появляются), а, напротив, еще большим ее увеличением, совпадающим с началом палеоэкологических изменений, непосредственно предшествующих OAE1a.

Граница нижнего и верхнего апта по остракодам определяется появлением вида *Monocerotina bicuspidata* – индекса одноименных слоев, выделенных в Ю-3 Крыму и охватывающих верхний апт [1–3]. Фоновые таксоны этого интервала – *C. ventriosa* и впервые появившийся *Dorsocythere stafeevi*.

Выше уровня события OAE1a наннопланктон и остракоды восстанавливают свое обилие. Появление *Erolithus floralis* в обр. 12 отмечает нижнюю границу верхнеаптской зоны NC7. Ее расчленение на подзоны затруднительно, т.к. исчезновение маркера нижней границы подзоны NC7B *Micrantolithus hoschulzii* в этом разрезе установлено значительно ниже – в основании апта. Появление в обр. 9 *Rhagodiscus achlyostaurion* позволяет установить нижнюю границу подзоны NC7C.

Слои с *M. bicuspidata* соответствуют регрессивной фазе, поскольку в отложениях выше уровня обр. 10 в разрезе появляются и наращивают численность *Cythereis omnivaga* и *Protocythere eugenii*, указывающие на обмеление бассейна. При этом, разнообразие остракод закономерно снижается, а численность растет за счет отдельных доминантов.

Выше обр. 8 индекс *M. bicuspidata* больше не встречается, а численность и разнообразие ракушковых раков уменьшаются одновременно. Характерно, что в обр. 5 и 4 остракоды представлены только родом *Cytherella* – единственным, способным переносить сильное снижение кислорода. Такие ассоциации получили название цитерелла-сигнал и считаются показателями дизоксидных обстановок [4]. Выше (обр. 1–3) остракоды отсутствуют совсем, что может указывать на обстановки максимального дефицита кислорода. Несколько выше комплекс наннопланктона также обедняется до

почти полного исчезновения (обр. 4, 3 и 2). Вполне вероятно, что интервал разреза с обр. 2 и 3 соответствует аноксическому событию терминального апта, известному под названием Ясоб. По-видимому, оно отвечает финальной стадии очередной трансгрессии, начальная фаза которой в разрезе отсутствует.

Довольно многочисленная нанопланктонная ассоциация верхов разреза (обр. 1) бедна по видовому составу и не содержит зональных маркеров, поэтому судить о возрасте этого уровня довольно трудно.

Авторы признательны Тесаковой Е.М. (МГУ) за неоценимую помощь в работе, Бровиной Е.А. (ГИН) за отбор образцов. *Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 13-05-00447А и 15-05-08767.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карпук М.С., Тесакова Е.М. Нижнемеловые остракоды разреза Верхоречье (ЮЗ Крым) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Пятого Всероссийского совещания. Ульяновск. 2010. С. 188–191.
2. Карпук М.С., Тесакова Е.М. Расчленение и корреляция по остракодам разрезов Верхоречье 1,2, Марьино, Партизанское и разреза глиняного карьера г. Феодосия (Крым, нижний мел) // Тез. докл. 8-ой Всерос. научн. школы молодых ученых-палеонтологов “Современная палеонтология: классические и новейшие методы”. М.: ПИН, 2011. С. 24–25.
3. Карпук М.С., Тесакова Е.М. Стратиграфия нижнего мела Крыма по остракодам // Материалы Шестого Всероссийского Мелового совещания. Краснодар. 2012. С. 161–163.
4. Corbari L., Mesmer-Dudons N. Carbonel P., Massabuau J.-C. Cytherella as a tool to reconstruct deep-sea paleo-oxygen levels: the respiratory physiology of the platycopid ostracod Cytherella cf. abyssorum // Marine Biology. 2005. № 147. P. 1377–1386.

The age of the section Zavodskaya balka (E Crimea) was determined using nanoplankton. Two layers with ostracodes were ascertained. Two OAE were determined.

Клювиткина Т.С., Полякова Е.И.

(Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, г. Москва, e-mail: t.klyuvitkina@mail.ru)

Водные палиноморфы в осадках морей Восточной Арктики: методическая основа палеореконструкций

Klyuvitkina T.S., Polyakova E.I.

(Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, г. Москва)

Aquatic palynomorphs in the East Arctic Seas surface sediments: methodical basis of paleoreconstructions

Ключевые слова: палеоокеанология, палеогеография, микропалеонтология, водные палиноморфы, арктический шельф.

В практике реконструкций палеогидрологических обстановок в шельфовых морях Арктики большое значение имеет анализ водных палиноморф, которые включают в себя, в первую очередь, цисты морских видов динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли. Его важные преимущества – повсеместное распространение динофлагеллат в Арктических морях и хорошая сохранность их цист в осадках, в отличие от микроорганизмов, обладающих кремниевым панцирем или карбонатной раковиной, которые традиционно используются для палеореконструкций, однако в высоких широтах могут быть подвержены растворению.

Обобщение и стандартизация методик обработки образцов для целей анализа водных палиноморф в начале 90-х годов XX в. сделало возможным создание баз данных водных палиноморф в современных донных осадках для различных регионов Земного шара. Благодаря повсеместным исследованиям и возрастающему вниманию к этой микропалеонтологической группе на сегодняшний день получены данные по всем морям Северного полушария, за исключением Восточно-Сибирского и западной части Чукотского моря. Поэтому изучение проб из этих регионов представляет особый интерес.

Материалы настоящего исследования – пробы современных донных осадков восточной части Восточно-Сибирского моря и западной части Чукотского моря, полученные в экспедициях Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и других организаций в прибрежно-шельфовой зоне арктических морей России в 1978–1984 гг.

Для целей анализа водных палиноморф в НИ Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ выполнена лабораторная обработка образцов. На начальной стадии в образец (5–6 г. сухого осадка) добавлялись таблетки, содержащие споры

Lycopodium clavatum (серия №938934) согласно методике определения концентраций палиноморф [1]. Далее для растворения карбонатов и кремне-содержащих частиц использовались сначала соляная (HCl), затем фтористо-водородная (HF) кислоты. Для удаления из образцов пелитовых частиц на каждой стадии химической обработки препараты фильтровались через сито с диаметром пор 7–10 мкм при помощи ультразвуковой установки «Сапфир-1.3». На заключительной стадии готовый осадок был помещен в пробирку объемом 10 мл и разбавлен глицерином для последующего приготовления временных препаратов. Постоянные препараты подготовлены с использованием глицерин-желе и парафина по общепринятой методике [2, 3 и др.].

Анализ препаратов проводился на микроскопах NEOVAR 2 и JENAVAL (Carl Zeiss) с увеличением 400× и 1000× с идентификацией в каждом образце как минимум 100 цист динофлагеллат.

В восточной части Восточно-Сибирского моря зафиксированы типичные для арктических морей низкие концентрации водных палиноморф, которые варьируют от 1360 до 4350 экз./г. В состав ассоциаций водных палиноморф входят цисты динофлагеллат, зеленые водоросли, акритархи, органические остатки скелетов фораминифер и других водных микроорганизмов. Среди водных палиноморф как по видовому составу, так и по численности доминируют цисты динофлагеллат. Максимальные концентрации диноцист зафиксированы в проливе Лонга на ст. 281–286, т.е. в районах, подверженных отепляющему (0.5–1.0°) влиянию берингоморских вод, и соленость в которых превышает 24. Наибольшее количество пресноводных зеленых водорослей отмечено в приустьевых районах р. Колымы и в Чаунской губе.

Анализ видового и количественного состава водных палиноморф восточной прибрежной части Восточно-Сибирского моря позволил выделить две ассоциации. Различия их видового состава обусловлены, главным образом, градиентами солености и температуры поверхностных вод.

Первая ассоциация водных палиноморф характерна для района между Чаунской губой и проливом Лонга (соленость 27–29). Здесь зафиксировано относительно высокое содержание водных палиноморф – до 4350 экз./г. Концентрации цист динофлагеллат варьируют от 2120 до 3731 цист/г, что особенно интересно, так как данный район Восточно-Сибирского моря характеризуется наиболее суровой ледовой обстановкой на шельфе арктических морей и низкими температурами поверхностных вод. Здесь определены 11 видов диноцист. Наряду с такими холодноводными арктическими видами, как *Islandinium minutum*, *I.? cezares. l.*, *Echinidinium karaense* в видовом составе диноцист характерно относительно высокое содержание (до 250 цист/г) *Operculodinium centrocarpum* и цист *Pentapaharsodinium dalei*. Кроме того, единично встречаются относительно тепловодные *Spiniferites elongatus*, распространение которых в восточном секторе Арктики ограни-

чено водами беринговоморского течения. Зеленые водоросли представлены видами *Pediastrum boryanum*, *P. kawraiskii* и *Botryococcus cf. braunii*, характерными для рек Сибири. Их суммарное количество крайне невелико и составляет в среднем 125 экз./г. Также в этом районе отмечено высокое содержание органических остатков фораминифер – до 411 экз./г.

По полученным данным выполнена оценка распределения значений АН-критерия и CD-критерия, которые в настоящее время находят все более широкое применение в палеореконструкциях гидрологических условий в арктических морях [4–6]. В поверхностных осадках Восточно-Сибирского моря значения критериев находятся в четкой зависимости от параметров поверхностных водных масс и речного стока. CD-критерий представляет собой отношение содержания в осадках пресноводных зеленых водорослей, которые приносятся на шельф с речными водами, и морских цист динофлагеллат [5, 7]. Его значения в этом регионе крайне низкие и составляют в среднем 0.04, что подтверждается относительно низким поступлением в этот район моря пресных вод. АН-критерий представляет собой отношение содержания цист автотрофных видов динофлагеллат (видов порядка *Gonyaulacales*, а также цист *Pentaparsodinium dalei*) к цистам гетеротрофных видов [4, 6]. Значения АН-критерия в этом районе моря достигают 0.2, что несомненно указывает на присутствие некоторого теплого влияния беринговоморских вод в этой части Восточно-Сибирского моря.

Вторая ассоциация водных палиноморф характерна для прибрежных районов р. Колымы и Чаунской губы, где соленость поверхностных вод не превышает 24. Здесь содержание водных палиноморф снижается и составляет в среднем 2321 экз./г. Концентрации диноцист составляют 1220 цист/г, и резко снижается их видовое разнообразие. В видовом составе диноцист преобладают характерные для арктических морей цисты гетеротрофных холодноводных эвригалинных видов динофлагеллат *Islandinium minutum*, *I.? cezares.l.*, *Echinidinium karaense*. Эти виды адаптированы к условиям низкой солености поверхностных вод и характерны для полярных и субполярных широт северного и южного полушарий. Обычно их высокое процентное содержание в осадках характерно для районов с продолжительным ледовым покровом (более 9–10 месяцев в году) и летними температурами, редко превышающими 7°C [8–10]. Концентрации пресноводных зеленых водорослей, напротив, возрастают и составляют здесь в среднем 503 экз./г. Их высокая численность, а также высокое содержание акритарха *Radiosperma corbiferum* (400 экз./г) объясняется обильным речным стоком и его опресняющим воздействием на прибрежные воды.

Значения CD-критерия в этом районе моря в результате опреснения повышаются и составляют в среднем 0.39. АН-критерий, напротив, не превышает 0.02, что указывает на отсутствие влияния беринговоморских вод и преобладание в составе диноцист холодноводных гетеротрофных видов.

В поверхностных осадках Чукотского моря водные палиноморфы также 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 *Pentaparsodinium 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 [11], и, в частности, для Берингова моря [12]. Таким образом, его обнаружение в осадках Чукотского моря может свидетельствовать о поступлении сюда относительно теплых беринговоморских вод.

Установленные особенности формирования ассоциаций диноцист в поверхностных осадках и значения основных критериев могут служить методической основой для выполнения палеогеографических реконструкций при изучении верхнечетвертичных осадков восточного сектора Арктики.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-08497а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen and Spores. 1971. V. 13. P. 616–621.
2. Barss M.S., Williams G.L. Palynology and nanofossil processing techniques // Geol. Surv. Can. 1973. Paper 73–26, 1–25.
3. Phipps D., Playford G. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments // Papers Geol. Univ. Queensland. 1984. V. 11. P. 1–23.
4. Mudie P.J. Circum Arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis // Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs / Head M.J., Wrenn J.H. (eds.). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas, 1992. P. 347–390.
5. Matthiessen J., Kunz-Pirrung M., Mudie P.J. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // International Journal of Earth Sciences. 2000. № 89. P. 470–485.
6. Mudie P.J., Rochon A. Distribution of dinoflagellate cysts in the Canadian Arctic marine region // Journal of Quaternary Science. 2001. V. 16(7). P. 603–620.
7. Ключевиткина Т.С., Баух Х.А. Изменения палеоокеанологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // Океанология. 2006. Т. 46. № 6. С. 911–921.

8. Rochon A., de Vernal A., Turon J.-L. et al. Recent dinoflagellate cysts of the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters // American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series. 1999. V. 35. 146 p.
9. 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.
10. Marret F., Zonneveld K.A.F. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution // Review of Palaeobotany and Palynology. 2003. V. 125. P. 1–200.
11. Matsuoka K. Species diversity of modern dinoflagellate cysts in surface sediments around the Japanese islands // Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs /Head M.J., Wrenn J.H. (eds.). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas, 1992. P. 33–53.
12. 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 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 waters.

Конюхов А.И.

(Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: konyukhov@geol.msu.ru)

Черные глины в эпохи климатической и тектонической неустойчивости фанерозоя

Konyukhov A.I.

(Faculty of geology of Moscow State University, Moscow)

Black shale in the epochs of the climatic and tectonic instability in Phanerozoic

Ключевые слова: Фанерозой, черные глины, климат, цикличность

Периоды относительно спокойного течения событий прерывались в фанерозое эпохами неустойчивости, которая выражалась в резких трансформациях климата, колебаниях уровня морских вод, масштабном излиянии лав и извержениях вулканов. Эти пертурбации сопровождались смещением климатических поясов, изменением обстановок седиментации и нередко массовым вымиранием морских и наземных организмов. В ряду происшедших фациальных замещений особое место занимали черные глины и другие осадки с высоким содержанием органического вещества (ОВ). Дело в том, что эти образования являются индикаторами обстановок с дефицитом кислорода или аноксией, развивающейся при сочетании повышенного уровня биопродукции со стагнацией в морском бассейне, которая препятствует поступлению в донные осадки кислорода, где он расходуется в процессах разложения остатков отмерших организмов.

Особенности распространения черных глин и других отложений, обогащенных ОВ, свидетельствуют о цикличном характере климатических изменений на протяжении всего фанерозоя. Продолжительность отдельных климатических циклов составляла около 47 млн. лет. В период существования Гондваны можно выделить пять таких циклов, конец которых был отмечен чередой климатических флуктуаций и изменений в биосфере. Два из них завершились оледенением, другие – менее масштабным разрастанием ледового покрова Гондваны. Эти циклы в целом, хотя и не полностью, совпадают со стратиграфической шкалой: кембрийский, ордовикский, силурийско-раннедевонский, среднедевонско-турнейский и каменноугольный. В эпохи резкого похолодания площадь распространения черных глин сокращалась. Основными ареалами их аккумуляции на континентах становились рифтовые трог и передовые прогибы, а на их окраинах – зона внешнего шельфа и подводного склона.

В позднем кембрии ареалы накопления черных глин переместились в погруженные части шельфов и в осевые зоны передовых прогибов. Примером этого могут служить верхнекембрийские глины свиты Элам в Балтийском бассейне и свиты Конасога на ЮВ окраине Лаврентии (США). Установившиеся здесь аноксические условия неоднократно вызывали вымирание трилобитов, обитавших в нормально-морских обстановках.

В ордовикском цикле похолодание, начавшееся в конце катианского века, сопровождалось накоплением черных глин свит Ютика и Коллинвуд в Централльно-Аппалачском бассейне США и Канады, свит Ред Хед Рэпидс и Северн Ривер – на СВ окраине Гренландии. Оно закончилось оледенением Гондваны и привело к катастрофическим последствиям – вымиранию большей части морских организмов, среди них многочисленных групп граптолитов, конодонтов и др. Резкое потепление в конце ордовика стало причиной беспрецедентным распространением на окраинах материков в океанах Панталасса и Рейкум осадков, обогащенных ОВ и остатками граптолитов. Граптолитовые сланцы в составе рудданского и вышележащих горизонтов нижнего силура присутствуют во многих бассейнах на окраинах палеозойских материков: Гондваны, Балтики, Лаврентии и Сибири.

Похолодание, начавшееся в конце фаменского века, известно как Хангенбергское событие. Оно сопровождалось расширением ледового щита Гондваны. Это событие синхронизируется со сдвигом изотопных отношений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, а также масштабным вымиранием, затронувшим около 45% родов и 20% семейств морских организмов. В немалой степени последнее было вызвано резким, до 100 м падением уровня морских вод. Основные ареалы аккумуляции черных глин сместились в глубоководные зоны Палеотетиса, где они залегают на цефалоподовых известняках и известны как Хангенбергские черные глины. Черные глины накапливались и в передовых прогибах на окраинах Евразии. Нефтематеринские породы этого возраста развиты в Западно-Канадском и Уиллистонском бассейнах Северной Америки, в Иране и Южном Китае.

В карбоне континентальные отложения, по объему заключенного в них ОВ превосходили морские осадки, что нашло отражение в широчайшем распространении углей и углистых глин. Их накопление происходило на фоне образования суперматерика Пангеи, в истории которой выделяются три климатических цикла: пермский, триасовый и геттанг-оксфордский. Первые два завершились крупнейшими пертурбациями: массовым вымиранием морской и наземной биоты и масштабными излияниями базальтовых лав, которые на рубеже перми и триаса происходили в Восточной Сибири, а в начале юрского периода – в Централльно-Атлантической провинции (зона КАМП)

Если на гондванском этапе развития биосферы массовые вымирания имели место в конце климатических циклов и развивались на фоне похолодания и осцилляций уровня вод океана, то в период существования Пангеи

они были приурочены к начальной стадии следующего цикла и вызваны резким потеплением климата. В качестве индикаторов быстрого изменения обстановок седиментации снова выступали черные глины, аккумуляция которых начиналась за несколько десятков, в то и сотен тысяч лет до активизации магматизма и биологической катастрофы. На рубеже перми и триаса черные глины (мадстоуны) накапливались в совершенно необычных обстановках – в пределах абиссальных котловин крупнейших океанов того времени: Панталассы и Палеотетиса. В обнажениях пород позднепермского-раннетриасового возраста, которыми сложены аккреционные комплексы в составе надвигово-складчатых поясов в Японии (о. Хонсю), Таиланде, Малайзии и нашем Приморье, черные глины находятся в парагенезе со слоистыми кремнями и кремнистыми глинами. Обилие пирита, присутствующего в виде фрамбоидов, пленок и тонких пропластков, указывает на аноксические условия, господствовавшие в это время в океанских глубинах. Содержание Сорг в этих черных глинах достигает 3 и даже 8%, что свидетельствует о высокой биопродукции фитопланктона, обитавшего в поверхностных водах над отдельными абиссальными котловинами океана. Таким образом, как и в палеозое, зонами аккумуляции черных глин в эпохи климатической и тектонической нестабильности, становились глубоководные обстановки. Но, если в палеозое это происходило на фоне резкого похолодания и/или оледенения, то в раннем мезозое – в условиях глобального потепления.

По близкому сценарию развивались события в конце триасового и начале юрского периодов. Основным ареалом аккумуляции черных глин в это время стал западный рукав океана Тетис. Она началась в позднем триасе, в эпоху заложения рифтовых грабенов в зоне раздела африканского и лавразийского сегментов Пангеи: Дип Ривер, Ричмонд, Калпепер и др. В разрезах отложений, сформировавшихся на юго-западной окраине Евразии черные глины залегают ниже границы триаса и юры, которая была отмечена резким потеплением, существенным сдвигом значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, а также массовым вымиранием биоты.

О похолодании в конце следующего геттанг-оксфордского цикла (келловей – средний оксфорд) свидетельствуют находки глендонита и материала ледового разноса. Оно не привело к катастрофическим последствиям благодаря раскрытию Центрально-Атлантической падины и впадины Сигсби в Мексиканском заливе. Спрединг океанского дна в этих районах сопровождался излияниями базальтовых лав и выделением больших объемов парниковых газов. Начавшийся распад Пангеи сопровождался глобальным потеплением, достигшим максимума в кимериджский век. Повышение уровня морских вод и высокое содержание CO_2 в атмосфере благоприятствовали развитию фито- и зоопланктона. В течение кимериджа, титона и раннего берриаса во многих окраинных и эпиконтинентальных бассейнах накапливались черные глины, обогащенные сапропелевым ОВ. По прибли-

зительным подсчетам в них заключено небывалое количество, 11–12 трлн. т Сорг. Позднеюрско-раннемеловой климатический цикл завершился в конце апта- раннем альбе существенным похолоданием, на которое указывают находки глендонита и диамиктитов в бассейне Эроманга в юго-восточном секторе центральной Австралии (свита Бульдог) и присутствие материала ледового разноса в одновозрастных породах свиты Иггъегла на о. Шпицберген.

Главным тектоническим событием, обозначившим начало следующего, позднемелового (альб-маастрихтского) климатического цикла, была активизация магматизма и вулканизма на тихоокеанской окраине Южной Америки. Здесь в районе Западно-Перуанского трога за несколько млн. лет сформировалась мощнейшая (до 6000 м) толща подушечных лав, алевролитов и известняков серии Занья, которые включают горизонты тонкослоистых туфов и кремней. По объему изверженных лав и вулканических продуктов это событие сравнимо с излияниями лав в зоне КАМП в начале раннеюрской эпохи. Произошедшее в маастрихте похолодание в значительной мере осложнило существование многих сообществ морских и наземных организмов. Настоящую катастрофу, однако, вызвало столкновение с Землей крупного болида, которое произошло в конце позднемелового климатического цикла 65 млн л.н.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что все пять известных массовых вымираний произошли в эпохи нестабильности, завершавшие некоторые из климатических циклов фанерозоя.

The Phanerozoic history can be subdivided into several climatic cycles. In each of them there were epochs of warming and cooling. The border's time between cycles represents especially great interest, because it had been pointed by climatic and tectonic instability, often fluctuations of sea level and sometimes even mass extinction of flora and fauna. Black shale that had marked in past as much as nowadays zones of oceanic anoxia, might have played significant role in this event.

Кругликова С.Б.¹, Ильин И.Н.², Казарина Г.Х.¹

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

kruglikova@gmail.com; ²Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, г. Москва)

Таксоны высокого ранга как биоиндикаторы среды при экологических и палеоокеанологических исследованиях Мирового океана

Kruglikova S.B.¹, Iljin I.N.², Kazarina G.Kh.¹

(¹P.P.Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Severtsov Institute of Ecology and Evolution, RAS, Moscow)

High rank taxa as bioindicators of environment in ecological and paleoecological research of the World Ocean

Ключевые слова: биоиндикация, радиоларии, диатомеи, лепидиды, таксоны высокого ранга, донные отложения

Исследования по биоиндикации, имеющие большое теоретическое и практическое значение ныне прочно вошли в число важнейших и развивающихся методов изучения биосферы. В настоящее время уже имеется значительное количество публикаций по этой тематике, но в большинстве из них выступают отдельные виды организмов или их сообщества.

Нами было показана и обоснована возможность применения для биоиндикации условий среды данных о таксонах высокого ранга (от подсемейств до отрядов) радиоларий – Polycystina и диатомовых водорослей из донных осадков разного возраста и современного планктона. Соответствующие исследования проводились во многих районах Мирового океана [1].

Радиоларии Acantharia, имеющие скелет, состоящий из сернокислого стронция, после отмирания клетки растворяются в верхних слоях водной толщи и не оставляют никаких следов в геологической летописи (по новейшим таксономическим данным ряд авторов выделяют их в самостоятельную систематическую группу). Редкие радиоларии Phaeodaria, имеющие в океане значительную биомассу и распространенные вплоть до абиссальных глубин, после гибели клетки также не доходят до дна. Обе эти группы не принимают участия в процессе формирования донных отложений океана, но играют важнейшую роль в геохимическом цикле стронция и кремния в океане. Единственная группа, преимущественно сохраняющаяся в донных отложениях Мирового океана с кембрия – радиоларии Polycystina. Именно в отношении них в геологической литературе используется термин «радиоларии». Они играют огромную роль в формировании кремнистых толщ и несут информацию об истории Земли, изменениях ее климата и биоты.

Флуктуации численности *Polycystina* свидетельствуют об изменениях палеосреды. Соотношения численности (уровень доминирования) представителей отрядов *Spumellaria* и *Nassellaria* колеблются в водной толще и в донных осадках от долей единицы до нескольких единиц в зависимости от географического положения, характера бассейна, близости к береговой линии, наличия сильных течений и др.

Проведенные нами исследования геологических разрезов разного возраста и в различных климатических зонах показали, что уровни резких флуктуаций палеосреды (изменения климата или гидрологического режима, усиление вулканической активности и др.), установленные по характерным видовым комплексам, полностью совпадают с резкими изменениями структуры танатоценозов на уровне высоких таксонов. При этом особенно показательны количественные соотношения между таксонами радиолярий высокого ранга. Впервые проведенные нами исследования таксонов высокого ранга как индикаторов изменений палеосреды представляют собой новый методологический подход для решения проблем экологии, биогеографии, биостратиграфии и палеоокеанологии [1–6].

Данные о количественном распространении таксонов ранга подотрядов, отрядов, семейств, их соотношениях (по обилию и по числу видов), полученные нами, показывают, что географическим районам, отличающимися климатом, расстоянием от прибрежной зоны, гидродинамическим режимом, принадлежащим бассейнам разного типа и отложениям различного возраста, то есть отвечающим различным экологическим условиям, соответствуют специфические ассоциации таксонов высокого ранга и количественные соотношения между ними, то есть, эти данные могут быть использованы для индикации условий палеосреды [1].

Наши результаты свидетельствуют, что таксономический состав фауны является признаком значительно более стабильным, чем сведения о количественных соотношениях между таксонами разного уровня. Данные изучения радиолярий, собранных ловушками в экваториальной зоне Атлантики, подтверждают этот вывод: численность представителей таксонов высокого ранга более «чутко» реагирует на изменения среды, в частности сезонные изменения, чем видовой состав [3].

По видовому составу и сообществу надвидовых таксонов радиолярий их океанские ассоциации чрезвычайно близки к видовым ассоциациям из донных отложений морей, приуроченных к тем же географическим широтам. Комплексы радиолярий из отложений северной Пацифики, в частности, Охотского и Берингова морей, в основном представлены одними и теми же видами, но при этом структура этих комплексов существенно различается, в первую очередь, видами-доминантами и доминирующими таксонами надвидового уровня и разным уровнем их структурного доминирования.

Палеонтологические данные о количественном распространении таксонов ранга отрядов, подотрядов и семейств радиолярий показывают, что

различным географическим районам с различными экологическими условиями, соответствуют специфические ассоциации таксонов высокого ранга. Следовательно, они могут быть использованы для индикации современных условий и условий палеосреды, биогеографического районирования, палеоэкологических и палеоокеанологических реконструкций и др. [1–8и др.].

Ряд работ последних десятилетий [4, 5] посвящен структуре сообществ зоопланктона в водоемах разного типа. Именно структура сообществ на уровне таксонов высокого ранга служит характеристикой водоемов и входит в паспортные данные многих известных озер. Уровень доминирования отдельных групп непосредственным образом связан с уровнем трофности водоемов. Наименьшее разнообразие зоопланктона и наиболее высокий уровень доминирования характерен для стрессовых ситуаций в них. К числу стрессовых ситуаций можно отнести не только высокий уровень продуктивности водоема, то-есть условия эвтрофикации, но и недостаточную освещенность (вплоть до полного отсутствия света, температурные аномалии, низкое содержание биогенных элементов и др. [2, 8, 9].

Предложенный методологический подход нашел свое продолжение в работах многих авторов и вполне применим для анализа ранее проведенных исследований.

Так, наши исследования диатомовых водорослей [8] подтверждают возможность использования таксонов высокого уровня их для выявления резких изменений палеосреды подобно радиоляриям. Кривые, построенные по разрезам колонок из отложений Охотского моря с использованием количественных соотношений семейств и порядков диатомовых водорослей, показали значительные различия структуры их надвидовых ассоциаций. Эти различия полностью соответствуют положению климатостратиграфических границ, выделенных на основании изучения видового состава флоры диатомей.

Е.С.Пансенко [5] впервые удалось расчленить кремнистые толщи палеозоя Дальнего Востока, применив рассматриваемый методологический подход. Для палеореконструкций при изучении практически «немых» толщ им были использованы количественные соотношения между таксонами ранга отрядов и выше разных групп кремневых микрофоссилий: Polycystina, Porifera, Mastigophora и др. Разработав критерии оценок палеоглубин по соотношениям морфологических групп на палеозойском материале, автор показал, что биостратиграфические границы соответствуют наиболее крупным биотическим событиям, с которыми связана смена породообразующих организмов, отражающая изменения климата, гидродинамического режима, положение геологического разреза по отношению к береговой линии и, соответственно, условий седиментации.

В последние десятилетия были весьма подробно изучены в водах Мирового океана пелагические представители семейства Lepadidae (Cirripedia) [10]. Они оказались уникальными индикаторами некоторых факторов морской среды [10, 11].

Lepadidae обнаружены во всем Мировом океане, за исключением частей океана, покрытых льдом. Помимо того, распресненность океанской воды – соленость ниже 20‰ – служит пределом для развития всех стадий лепадид, являясь таким образом, соответствующим индикатором гидрологической ситуации [10].

Максимальные глубины поселения на субстраты видов и родов рассматриваемых Lepadidae в различных районах – от 25 до 125 (150?) м [10, 12 и др.]. Мы обнаружили почти полное соответствие максимумов глубины распространения Lepadidae и верхней границы термоклина, разделяющей две различные водные массы. Отдельные несовпадения вполне объяснимы быстрыми изменениями положения вод, которые не удалось зарегистрировать из-за недостаточной частоты гидрологических измерений [11].

Подобная зависимость проявилась при сопоставлении присутствия в Аравийском море родов Lepadidae и циркуляции приэкваториальной и собственно моря водных массах [10]. Lepadidae были обнаружены только в аравийских водах. Непосредственно гидрологическими измерениями эти циркуляции отмечены не были

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№96-05-65394, 97-05-65685, 06-05-64810)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кругликова С.Б. Радиолярии Polycystina из донных отложений Мирового океана как биоиндикаторы изменения окружающей среды. М.: ГЕОС, 2013. 231 с.
2. Bjorklund K.R., Kruglikova S.B. Polycystine radiolarians in surface sediments in the Arctic Ocean basins and marginal seas // Mar. Micropaleontol. 2003. V. 49. P. 231–273.
3. Boltovskoy D., Uliana E., Wefer G. Seasonal variation in the flux of microplankton and radiolarian assemblage composition in the northeastern tropical Atlantic at 2195 m // Limnology & Oceanography. 1996. V. 41. P. 615–635.
4. Кругликова С.Б., Казарина Г.Х. Таксоны высокого ранга кремневых микрофоссилий (радиолярий и диатомей) как биоиндикаторы изменений палеосреды // Совр. вопросы геологии. Материалы молодежной конференции. 3-и Яшинские чтения, современные вопросы геологии (28–28 марта 2003 г.) М.: Научный мир, 2003. С. 344–345.
5. Панасенко Е.С. Кремнистые Микрофоссилии палеозоя Дальнего Востока и их значение для палеорекоstructions. Автореф. канд. дис... геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 1999. 28 с.
6. Крючкова Н.М. Структура зоопланктона в водоемах разного типа // Продукционно-гидробиологические исследования водных экосистем. Л., 1987. С. 184–198.
7. Rogozin A.G. Особенности структурной организации зоопланктонного сообщества в озерах разного трофического статуса: Видовые популяции // Экология. 2000. № 6. С. 438–443.
8. Rogozin A.G. Особенности структурной организации зоопланктонного сообществ

- ва в озерах разного трофического статуса. Зоосинузии // Экология. 2001. № 4. С. 313–316.
9. Anderson O.R. Radiolaria. New York: Springer Verlag, 1983. 355 p.
10. Ильин И.Н. Экология океанического обрастания в пелагиали. М.: Тов-во научных изданий КПИ, 2008. 241 с.
11. Ильин И.Н., Галеркин Л.И. Гидрологическая обусловленность обрастания на буйковых станциях в Аравийском море // Биокоррозия, биоповреждения, обрастания. М.: ЦНИИСК, 1976. С. 224–227.
12. MacIntyre R.J. Rapid growth in stalked barnacles // Nature. 1966. V. 212. № 5062. P. 637–638.

The problem of opportunity of use supraspecific level (high rank) taxa in the ecological and paleoceanological research is discussed for the first time.

**Кублицкий Ю.А.¹, Субетто Д.А.², Дружинина О.А.³,
Арсланов Х.А.⁴**

(¹Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург, e-mail: uriy_87@mail.ru; ²Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН г. Петрозаводск; ³БФУ им. И. Канта, г. Калининград; ⁴СПбГУ, г. Санкт-Петербург)

Использование модели скорости осадконакопления и данных потерь массы при прокаливании для определения особенностей седиментогенеза озер Виштынецкой возвышенности (Калининградская область)

**Kublitskiy I.A.¹, Subetto D.A.², Druzhinina O.A.³,
Arslanov Kh.A.⁴**

(¹Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, ²Northern Water Problems Institute, KarRC, RAS, Petrozavodsk, ³Baltic Federal University of Immanuel Kant, Kaliningrad, ⁴St. Petersburg State University, St. Petersburg)

Using the model of sedimentation rate of and loess data for determination of the features of sedimentogenesis of Vishtynetskaya hiland lakes (Kaliningrad area)

Ключевые слова: Виштынецкая возвышенность, осадконакопление, природно-климатические обстановки, седиментогенез

Одно из приоритетных направлений в палеогеографии – палеолимнологическая реконструкция природных обстановок, так как для понимания современных климатических изменений необходимо детально исследовать изменения климата в прошлом. Донные отложения озер являются уникальным материалом для изучения палеоэкологических обстановок [1], поскольку они не только консервируют в себе пыльцу растений, диатомовые водоросли и макроостатки органики, но своим литологическим составом представляют надежный материал для изучения процессов седиментогенеза и изменения гидрологических режимов водных объектов.

Озеро Камышовое (54°22'53" с.ш., 22°42'8" в.д., 189 м. над уровнем моря), расположенного на Виштынецкой возвышенности, в юго-восточной части Калининградской области (рис.). Озеро расположено в межкамовой котловине [2], в пределах Южно-Литовской стадии оледенения [3]. Мощность отобранных отложений, представленных снизу вверх глинистыми алевроитами, глинистой гиттией и органогенной гиттией, составляет 9.6 м. На основе 23 радиоуглеродных датировок [4] была составлена модель скорости осадконакопления с выделенными периодами интенсивного осадко-

накопления, литологическим описанием и данными ППП (рис.). Средняя скорость осадконакопления составляет 0.6 мм/год.

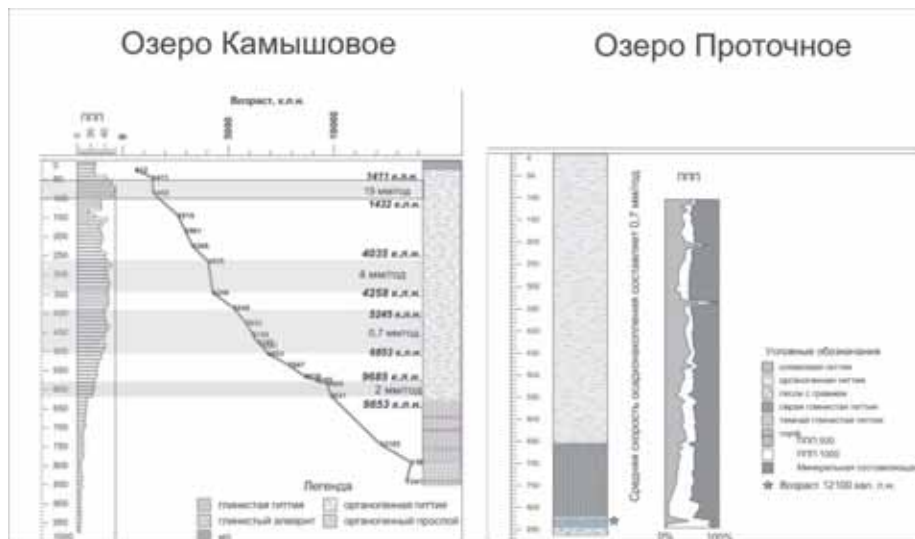


Рисунок. Модель скорости осадконакопления озера Камышовое и результаты анализа донных отложений озера Проточное.

Первый период высокой скорости седиментации (9685–9685 календарных лет назад (кал.л.н.) характеризуется тем, что доля органического вещества не превышает 25%, что исключает ведущую роль участия органического вещества в седиментогенезе. Этот период отнесен к переходу от борельного периода к атлантическому, сопровождавшемуся повышенной влажностью, в результате чего в водоем поступает в значительных количествах аллохтонное минеральное вещество.

Следующий период интенсивного осадконакопления выделяется в интервале времени 6853–5245 кал.л.н., который соотносится с атлантическим климатическим оптимумом. Теплые и влажные условия способствуют увеличению биопродуктивности экосистемы озера и окружающих ландшафтов. Высокие значения ППП – более 40 %, указывают на ведущую роль биогенного вещества в процессе седиментогенеза.

Период с 4035–4258 кал.л.н. характеризуется интенсивным осадконакоплением, связанным с высокой биопродуктивностью водоема.

Период с 1411–1432 кал.л.н. также характеризуется высокими темпами осадконакопления. Данный период относится к субатлантическому [5]. Содержание органического вещества достигает своего максимума за всю историю голоцена – 56 %.

Используя данные ППП и скорости осадконакопления можно выделять ведущие факторы, влияющие на экосистему водоема. Периоды с интенсивной скоростью осадконакопления, как правило, относятся к теплым и влажным периодам, за счет биопродуктивности водоема и привнесенного поверхностным стоком материала. Высокая скорость седиментации с преобладанием аллохтонного минерального вещества характерна для позднеледниковых водоемов и объясняется крайне слабой биопродуктивностью, не развитым почвенным покровом, легко подвергающегося эрозии. Относительно низкая скорость седиментации характерна для холодных и сухих условий голоцена.

Озеро Проточное (Боровиково) (52°59'38" с.ш., 23°55'50" в.д., 154 м над уровнем моря) расположено на Виштынецкой возвышенности в 7 км к северо-востоку от озера Камышовое. Отобранный керн донных отложений составил 8.7 м и представлен снизу вверх песком, торфом, глинистой и органической гиттией.

На основе одной датировки и данных ППП не представляется возможным построить полноценную реконструкцию интенсивности осадконакопления, поэтому мы подсчитали среднюю скорость осадконакопления для всего разреза – она составила 0.7 мм/год [6]. На рисунке видно, что динамика ППП имеет как схожие, так и отличительные черты с динамикой ППП для оз. Камышового. Если сравнивать скорости осадконакопления двух озер, то можно констатировать, что скорости осадконакопления оз. Проточного на 0.1 мм/год больше, чем скорость осадконакопления оз. Камышового. Это, видимо, связано с более низким гипсометрическим положением оз. Проточного и с большей площадью водосборного бассейна, в результате чего озеро сносится больше аллохтонного материала, чем в оз. Камышовое.

Исследование выполняется при поддержке грантов РФФИ 13-05-41457 и РФФИ Мол_пр 15-35-50721.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб: Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена, 2009. 344 с.
2. Географический атлас Калининградской области. Гл. ред. Орленок В.В. Калининградский государственный университет. Калининград. 2003. 277с.
3. Raukas A., Wojciech T.J., Stankowski et al. Chronology of the last deglaciation in the Southeastern Baltic region on the basis of recent OSL dates // *Geochronometria*. 2010. № 36. Р. 47–54.
4. Кублицкий Ю.А., Субетто Д.А., Дружинина О.А. и др. Палеоклиматическая реконструкция изменений природно-климатических обстановок в конце плейстоцена и голоцене в Юго-Восточной части Балтийского региона по данным литологического анализа и динамике потерь при прокаливании // *Общество. Среда. Развитие*. 2014.

5. Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 407 с.
6. Кублицкий Ю.А., Субетто Д.А., Дружинина О.А. и др. Реконструкция природно-климатических изменений в Юго-Восточной части Балтийского региона в голоцене по результатам исследования донных отложений озера Протоchnое (Калининградская область) // Электронный журнал Open Bull (Open Scientific Bulletin). 2014. № 2.

The article describes the reconstruction of the sedimentation rate of Kamishovoe Lake, correlated with lithology and LOI, and calculation of average rate of sedimentation of lakes Kamishovoe and Protochnoe. Periods of high sedimentation rate relate to warm and humid periods, due to growing bio-productivity and surface runoff for allochthonous material. Protochnoe Lake has a higher sedimentation rate due larger catchment area.

Левитан М.А., Гельви Т.Н.

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

Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации Атлантического океана

Levitan M.A., Gelvi T.N.

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

Quantitative parameters of pelagic Pleistocene sedimentation in the Atlantic Ocean

Ключевые слова: донные осадки, Атлантический океан, глубоководное ложе, неоплейстоцен, эоплейстоцен, контуристы, турбидиты

Настоящее сообщение представляет собой продолжение цикла наших работ, посвященных количественной эволюции пелагической плейстоценовой седиментации в Мировом океане [1, 2]. В целом проблема количественной эволюции осадконакопления в Атлантическом океане в мезозой-кайнозой исследуется уже давно. Отдельно следует отметить монографию Э.С. Тримониса, посвященную изучению этой темы на примере плейстоценовых терригенных осадков [3].

В статьях [1, 2] подробно описаны наши методы исследования. Для работы над материалом по Атлантическому океану к ним добавлено использование недавно опубликованных данных по геоморфологии Мирового океана и по распространению дрифтов – осадочных хребтов, сложенных контуристами и наиболее развитых именно в Атлантике.

В качестве фактического материала использованы результаты глубоководного бурения, проведенного в этом океане в пределах глубоководного ложа с 1968 по 2014 гг. включительно: изучены данные по 283 скважинам, вскрывшим плейстоценовые отложения. На их основе авторами в поперечной равновеликой азимутальной проекции составлены две литолого-фациальные карты масштаба 1:35000000: для эоплейстоцена (1.8–0.8 млн. лет) и неоплейстоцена (0.8–0.01 млн. лет). Граница между обоими стратиграфическими подразделениями совпадает с границей между хронами Брюнес и Матуяма. Впервые в нашей работе по данной теме в легенду карт введены контуристы, а также турбидиты двух типов: терригенные и карбонатные. На обеих картах показаны изопахиты 10 и 20 м. Выделены пелагическая и гемипелагическая фациальные области, а абиссальная область занимает ничтожные площади и поэтому не откартирована.

Как и ранее [1, 2], обе карты проанализированы объемным методом А.Б. Ронова и в итоге получены данные по площадям и объемам закартирован-

ных литотипов и литологических комплексов, которые затем пересчитаны на массы сухого осадочного вещества и интенсивности их накопления. Проведен сравнительный анализ этих параметров для эо- и неоплейстоцена.

В эоплейстоцене площадь карты составила 71417 тыс. км², из которых площадь пелагической фациальной зоны составляет 31093.0 тыс. км², а гемипелагической – 38353.3 тыс. км². Площадь областей размыва небольшая, всего 84.8 тыс. км². Остаток площади приходится на области неоплейстоцен-голоценовой коры Срединно-Атлантического хребта.

По площади распространения в пелагической зоне на первом месте находятся нано-фораминиферовые илы (14142.4 тыс. км²), затем следуют красные глины (6993.7 тыс. км²) и известковистые наноилы (1974.4 тыс. км²). Области переслаивания различных типов осадков составляют 5.47% от всей площади данной фациальной зоны. Общий объем осадков пелагической зоны в эоплейстоцене равен 780.4 тыс. км³. Соотношение объемов выглядит следующим образом: нано-фораминиферовые илы – 54.1 %, красные глины – 26.7%, наноилы – 12.1%, диатомовые илы – 2.5%, карбонатные турбидиты – 2.4%, терригенные турбидиты – 0.9%.

В гемипелагической фациальной зоне по площади распространения на первом месте находятся ледниково-морские осадки (13876.3 тыс. км²), затем следуют нано-фораминиферовые илы (8757.6 тыс. км²), диатомовые глины (5668.7 тыс. км²) и известковистые илы в зоне развития ледниково-морской седиментации (5580.9 тыс. км²). Области переслаивания различных типов осадков составляют 15.07%. Общий объем осадков равен 1497.4 тыс. км³. Соотношение объемов выглядит следующим образом: диатомовые илы и глины – 16.2%, нано-фораминиферовые илы – 14.6%, контуриты – 13.3%, терригенные турбидиты – 13.0%, наноилы – 12.9%, ледниково-морские алевритово-пелитовые илы – 7.7%, известковистые наноилы – 7.6%, карбонатные турбидиты – 8.1 %, гемипелагические глины вне зоны ледниково-морской седиментации – 6.0 %.

Данные по площадям для неоплейстоцена выглядят следующим образом: площадь карты – 70579 тыс. км², площадь пелагической фациальной зоны составляет 31880.9 тыс. км², а гемипелагической – 38839.1 тыс. км². Площадь областей размыва по сравнению с эоплейстоценом увеличилась до 316.9 тыс. км².

По площади распространения в пелагической зоне на первом месте находятся нано-фораминиферовые илы (17175.7 тыс. км²), затем следуют красные глины (7631.2 тыс. км²) и наноилы (3960.9 тыс. км²). Области переслаивания различных типов осадков составляют 6.20% от всей площади данной фациальной зоны. Общий объем осадков пелагической зоны в неоплейстоцене равен 400.1 тыс. км³. Соотношение объемов выглядит следующим образом: нано-фораминиферовые илы – 50.2%, красные глины – 30.2%, наноилы – 13.3%, карбонатные турбидиты – 2.5%, терригенные турбидиты – 1.4%, диатомовые илы – 1.4%, ледниково-морские осадки – 0.8%.

Таким образом, по сравнению с эоплейстоценом структура состава осадков пелагической фациальной зоны изменилась мало, а их общий объем заметно уменьшился.

В гемипелагической фациальной зоне по площади распространения на первом месте находятся нано-фораминиферовые илы (8799.1 тыс. км²), затем следуют диатомовые глины (8561.4 тыс. км²) и контуриты (4392.3 тыс. км²). Области переслаивания различных типов осадков составляют 9.89%. Общий объем осадков равен 1316.2 тыс. км³. Соотношение объемов выглядит следующим образом: ледниково-морские алевроитово-пелитовые илы – 24.7%, терригенные турбидиты – 22.8%, диатомовые илы и глины – 16.9%, контуриты – 14.2%, гемипелагические глины вне зоны ледниково-морской седиментации – 7.7%, нано-фораминиферовые илы – 7.4%, наноилы – 4.4%, карбонатные турбидиты – 1.3%. По сравнению с эоплейстоценом структура состава осадков данной фациальной зоны существенно изменилась, а их объем незначительно уменьшился.

С использованием данных по влажности и плотности натурального осадка объемы были пересчитаны в массы, которые, в свою очередь, были преобразованы в интенсивности седиментации, используя приведенные выше данные о продолжительности эо- и неоплейстоцена.

Теперь рассмотрим отношения интенсивностей седиментации в неоплейстоцене к эоплейстоцену для основных вещественно-генетических типов осадков и их комплексов по фациальным зонам. Для пелагической зоны нами получен следующий ряд: диатомовые глины и илы – 0.37, нано-фораминиферовые илы – 0.60, наноилы – 0.71, карбонатные турбидиты – 0.67, терригенные турбидиты – 0.98, ледниково-морские отложения – 4.18, красные глины – 0.74. В гемипелагической фациальной области отношение интенсивности седиментации в неоплейстоцене к этому же параметру в эоплейстоцене выглядит следующим образом: диатомовые глины и илы – 1.16, нано-фораминиферовые илы – 0.56, наноилы – 0.38, карбонатные турбидиты – 2.70, терригенные турбидиты – 29.21, ледниково-морские отложения – 3.58, контуриты – 1.19, гемипелагические глины – 21.37. Разумеется, необходимо отметить, что массы осадочного вещества и интенсивности осадконакопления в пелагической зоне и в целом, и по сопоставимым типам отложений гораздо ниже, чем в гемипелагической фациальной зоне.

Объединив данные по обеим фациальным зонам, получаем следующий ряд отношения интенсивностей седиментации в неоплейстоцене к эоплейстоцену для основных вещественно-генетических типов осадков и их комплексов для глубоководного ложа Атлантического океана: диатомовые глины и илы – 1.10, нано-фораминиферовые илы – 0.59, наноилы – 0.37, красные глины – 0.74, ледниково-морские отложения – 3.59, карбонатные турбидиты – 1.28, терригенные турбидиты – 19.23, контуриты – 1.19, гемипелагические глины – 21.37.

Интерпретацию полученных данных имеет смысл провести отдельно

по основным вещественно-генетическим типам осадков. Так, абиогенные (существенно терригенные) осадки включают в себя ледниково-морские отложения, терригенные турбидиты, контуриты, гемипелагические и красные глины. Для всех этих осадков, за исключением красных глин, в течение плейстоцена в пелагиали Атлантического океана отмечено увеличение интенсивности седиментации. При этом ледниково-морские отложения (включая гляциотурбидиты) маркируют поставку терригенного вещества ледниками и айсбергами (частично и морским льдом), ледовыми потоками и турбидными течениями из зон континентального оледенения в Гренландии, Европе, Америке и Антарктиде. Терригенные турбидиты (за исключением гляциотурбидитов) и гемипелагические глины состоят из терригенного материала, поставленного с окружающих океан частей континентов, не охваченных континентальными оледенениями плейстоцена. Контуриты содержат вещество, перенесенное контурными придонными течениями, сформированными первично из придонной водной массы в морях Уэдделла и Норвежско-Гренландского бассейна. С усилением продуцирования этой водной массы в течение плейстоцена можно связать как возрастание площади размывов, так и отмеченное ниже ослабление интенсивности накопления карбонатных илов. Увеличение интенсивности седиментации указанных терригенных осадков обусловлено как усилением интенсивности континентального оледенения в высоких широтах Северного и Южного полушарий, так и возрастанием неотектонической активности континентов в течение плейстоцена, что привело к усилению эрозии. Ослабление интенсивности накопления плейстоценовых красных глин в Атлантике, на наш взгляд, обусловлено, прежде всего, уменьшением области их развития за счет наступавших латеральных потоков терригенного вещества (и, частично, карбонатных турбидитов).

Биогенные осадки включают в себя карбонатные и кремнистые разновидности. Среди собственно карбонатных осадков наблюдается четкое ослабление интенсивности седиментации в течение плейстоцена в Атлантическом океане, причем для более тонких (и более глубоководных) наноилов (кокколитовых осадков) это явление выражено сильнее, чем для более крупнозернистых и относительно менее глубоководных нано-фораминиферовых илов. Все эти данные позволяют предположить, что отмеченный процесс обусловлен не уменьшением первичной продукции в плейстоцене, а увеличением степени растворения тонких карбонатных частиц агрессивными по отношению к карбонатам придонными водами, чья продукция возрастала по мере усиления интенсивности оледенения. Свою роль сыграло и отмеченное уменьшение площади накопления пелагических осадков за счет резкого усиления латеральных потоков терригенного вещества. Карбонатные турбидиты по своему вещественному составу относятся к карбонатным осадкам, а по способу мобилизации, транспортировки и отложения – скорее к генетическому типу турбидитов. Незначительное увеличение интенсив-

ности их накопления в плейстоцене – следствие некоторого общего увеличения тектонической активности (в том числе и на внутриокеанических поднятиях) и поставки осадочного вещества с карбонатных шельфов в пелагиаль.

Среди кремнистых осадков абсолютно доминируют диатомовые илы и глины южного пояса кремненакопления. Выявленная особенность слабого усиления интенсивности седиментации диатомовых илов в плейстоцене, которая, на первый взгляд, противоречит развиваемой нами концепции «двух океанов», требует своего объяснения.

На юге Атлантики, в районе моря Уэдделла, наблюдается специфическая гляциологическая и океанологическая обстановка. С одной стороны, на суше проходит граница между Восточно- и Западно-Арктическим ледниковым щитом. На Антарктическом полуострове, выдающемся далеко на север, господствуют политермальные ледники, подверженные сильным колебаниям объема льда во время ледниково-межледниковых циклов. Все это способствует усиленной поставке питательных веществ в море. С другой стороны, именно в море Уэдделла расположен самый большой в мире шельфовый ледник, благодаря чему здесь (особенно во времена оледенений) в наибольших объемах продуцируется придонная водная масса, что приводит к усиленной вертикальной циркуляции в этом бассейне. Все это сближает рассматриваемый район с «неледовым» океаном, а точнее – делает его промежуточным объектом между «ледовым» и «неледовым» океанами, а также указывает на латеральную неоднородность Южного океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 14-05-00265) и Программы Президиума РАН № 43П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левитан М.А., Балуховский А.Н., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Тихом океане // Геохимия. 2013. № 5. С. 387–395.
2. Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Фациальная структура и количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации в Индийском океане // Геохимия. 2014. № 4. С. 350–360.
3. Тримонис Э.С. Терригенная седиментация в Атлантическом океане. М.: Наука, 1995. 256 с.

Original lithological-facies maps for pelagic Eo- and Neo-Pleistocene of the Atlantic Ocean have been compiled. They were processed by means of volumetric method of A.B. Ronov. As result, we managed to find new regularities of quantitative sedimentary evolution.

**Леонтьев П.А.¹, Субетто Д.А.², Кузнецов Д.Д.³,
Колька В.В.⁴, Лудикова А.В.³, Сапелко Т.В.³,
Сырых Л.С.², Толстобров Д.С.⁴**

(¹Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург, e-mail:leontevpiotr@mail.ru; ²Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, г. Петрозаводск; ³Институт озероведения РАН, г. Санкт-Петербург; ⁴Геологический институт Кольского научного центра РАН, г. Апатиты)

Палеолимнологические исследования оз. Конюховского (Онежский полуостров Белого моря). Предварительные данные

**Leontev P.A.¹, Subetto D.A.², Kuzneysov D.D.³,
Kolka V.V.⁴, Ludikova A.V.³, Sapelko T.V.³,
Syrkh L.S.², Tolstobrov D.S.⁴**

(¹Herzen State Pedagogical University, St-Petersburg; ²Northern Water Problems Institute Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk; ³Institute of Limnology RAS, St-Petersburg; ⁴Geological Institute Kola Science Centre RAS, Apatity)

Paleolimnological investigations Konjukhovskoye lake (Onega Peninsula, White Sea). Preliminary data

Ключевые слова: донные отложения озер, литология, потери массы при прокаливании, Белое море

С конца XX века на побережье Белого моря проводятся исследования донных отложений малых озёр. Целью этих исследований являются реконструкции относительного перемещения береговой линии моря, определение изменений природно-климатических обстановок, палеогеографические реконструкции [1–3]. Исследования проводятся методом «изолированных» бассейнов и комплексом палеолимнологических методов (литолого-стратиграфическим, спорово-пыльцевым, диатомовым, хириноидным и др.).

Для проведения полевых исследований на Онежском полуострове Белого моря в 2014 г. была организована комплексная экспедиция при поддержке экспедиционного гранта РФФИ 14-05-10020. Участники – сотрудники Института водных проблем Севера КарНЦ РАН (Петрозаводск), Института озероведения РАН (Санкт-Петербург), РГПУ им. А.И. Герцена (Санкт-Петербург), Геологического института КНЦ РАН (Апатиты), Геологического института РАН и МГУ им. М.В. Ломоносова (Москва).

В ходе экспедиции были проведены полевые палеолимнологические исследования на двух участках (на северо-западе и на юго-западе Онежского полуострова). Для изучения подбирались озёра на различных гипсометрических уровнях. На северо-западе Онежского полуострова в районе губы

Конюхова (к юго-западу от устья р. Золотица и д. Летняя Золотица) исследованы 4 озера: Каменное (урез 26.2 м над у.м.), Среднее (урез 17.1 м над у.м.), озеро без названия (урез около 16 м над у.м.) и Конюховское (урез воды 15.8 м над у.м.). В юго-западной части полуострова, к северо-западу от устья реки Тамица изучено озеро Пертозеро (урез воды 11.6 м над у.м.). На всех объектах выполнен отбор кернов донных отложений для последующих литологического, спорово-пыльцевого, диатомового, хирономидного, гранулометрического анализов, определения потери массы при прокаливании и радиоуглеродного датирования. В этих озёрах вскрыты отложения озёрно-ледникового, морского и современного озёрного происхождения.

В данной работе представлены результаты литологического анализа и определения потерь массы при прокаливании образцов донных отложений Конюховского озера (рис.).

На основе литологического анализа в осадочной последовательности предварительно выделены: 1) отложения приледникового озера, 2) отложения переходной зоны от приледникового озера к морским, 3) морские осадки, 4) переходные отложения от морских к современным озёрным и 5) современные озёрные отложения, что соотносится с фациями донных осадков I – V, выделенными [2].

Данные, полученные при определении потерь массы при прокаливании (рис.) образцов донных отложений оз. Конюховское при 500°C, демонстрируют достаточно резкие колебания по профилю разреза (в пределах от 1.5 до 54%), которые отражают содержание органического вещества и могут свидетельствовать об изменениях биопродуктивности водоёма и, соответственно, климатических параметров. Потери при прокаливании при 940°C не превышают 5%.

В целом изменения значений потерь массы при прокаливании соответствуют смене литологического состава донных отложений.

На основании смены литологического состава и изменений содержания органического вещества в донных отложениях выделены 5 зон, характеризующих условия осадконакопления (рис.). В зоне 1, соответствующей условиям приледникового водоёма, отмечается минимальное оценочное содержание органического вещества, а также карбонатного углерода. В зоне 2 оба показателя резко возрастают и достигают максимальных значений, причём в подзоне 2.2 отмечено их снижение вновь до минимума. Зона 3 – минимальные показатели с небольшими колебаниями (ППП при 500°C от 2% до 6%), что предположительно соответствует условиям осадконакопления в морских условиях. Зона 4 в целом характеризуется увеличением обоих показателей (в частности ППП при 500°C достигают 48%), которые относительно стабилизируются на этом уровне в зоне 5. Также в зоне 5 отмечаются разнонаправленные колебания, в то время как в зонах 1–4 увеличения и уменьшения обоих показателей в целом совпадают.

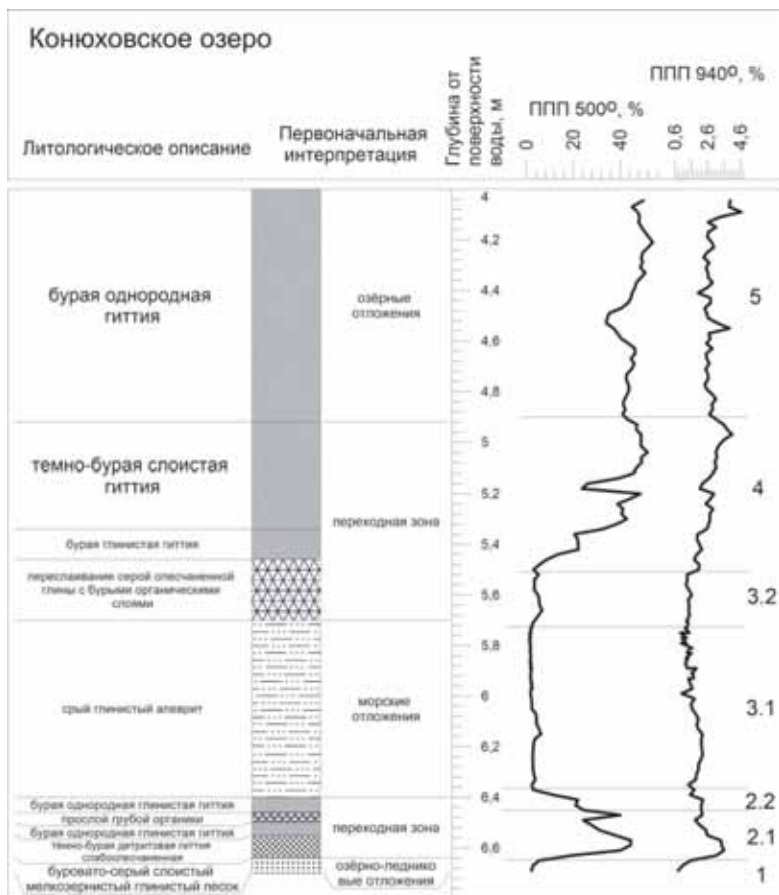


Рисунок. Литологический состав и результаты определения потерь массы при прокаливании донных отложений Конюховского озера.

Результаты последующего диатомового анализа позволят с большей достоверностью охарактеризовать существовавшие водоёмы как пресноводные или морские, а данные радиоуглеродного датирования —соотнести хронологию природно-климатических изменений с результатами палео-лимнологических исследований на других участках бассейна Белого моря.

В настоящее время полученные данные обрабатываются, результаты будут представлены на XXI Международной научнойконференции (школе) по морской геологии.

Исследование выполняется при поддержке грантов РФФИ 13-05-01039 и 13-05-41457.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудикова А.В. и др. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорости современного озерного осадконакопления // Доклады Академии Наук. 2012. Т. 446. № 2. С. 183–190.
2. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озёр на южном берегу Кольского полуострова, в района посёлка Умба // Известия РАН. Серия географическая. 2013. № 1. С. 73–88.
3. Lunkka J. P., Putkinen N., Miettinen A. Shoreline displacement in the Belomorsk area, NW Russia, during the Younger Dryas stadial // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 37. P. 26–37.

The results of the lithological analysis of sediments Konjukhovskoye lake allow to preliminarily attribute limno-glacial, marine, contemporary lake and transitional sediments. A comparison of lithological analysis data and data of loss on ignition marked 5 zones that characterize the sedimentation conditions.

Маккавеев П.Н.¹, Большаков В.А.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: makkaveev55@mail.ru, ²Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, г. Москва, e-mail: vabolshakov@mail.ru)

Изменения содержания двуокиси углерода в атмосфере и колебания климата четвертичного периода

Makkaveev P.N.¹, Bol'shakov V.A.²

(¹P.P.Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow;

²M.V. Lomonosov Moscow State University, Dept. of Geography, Moscow)

Changes of Atmospheric Carbon Dioxide, and Climate Oscillations in the Quaternary Period

Ключевые слова: климат, ледниковые эпохи, орбитальные параметры, двуокись углерода.

По крайней мере последние 1.6 млн. лет, климатические условия Земли представляли собой череду сменяющих друг друга эпох оледенений и климатических оптимумов. Исследования ледниковых циклов плейстоцена продолжают уже более, полутора веков, и в течение всего этого времени делаются попытки разработать теорию оледенений. Несмотря на огромное количество полученных эмпирических данных, корректная и общепризнанная теория палеоклиматических колебаний плейстоцена не создана до сих пор.

Разрастание и сокращение площади и объема ледниковых щитов было связано с соответствующими изменениями глобальной температуры и сопровождалось значительной перестройкой природной среды: более чем 100-метровыми колебаниями уровня океана, существенными смещениями ландшафтно-климатических зон, изменениями атмосферной и океанской циркуляции и т.д. Давно уже считается установленным фактом, что изменения глобальной температуры сопровождалось и изменением содержания парниковых газов (двуокись углерода, метан, водяной пар). По изменениям содержания CO₂ в ледовых ядрах Антарктиды и Гренландии, изотопно-кислородным данным и по изучению планктонных фораминифер глубоководных осадков, было показано, что эпохи с теплым климатом отличались высоким содержанием CO₂, как в атмосфере, так и в водах Мирового океана. Напротив, в холодные периоды содержание CO₂ и других парниковых газов в воде и воздухе было невысоким.

Академиком К.К. Марковым [1] было показано, что изменения содержания CO₂ и средней глобальной температуры поверхности Земли не только тесно связаны, но и взаимно инициализируют друг друга. Согласно предложенной им схеме, при повышении температуры происходит рост

атмосферной CO_2 . Во-первых, прогрев верхнего деятельного слоя океана приводит к уменьшению растворимости газов и усиливается поток CO_2 из океана в атмосферу. Во-вторых, при повышении температуры в высоких широтах начинается активное разрушение берегов, сложенных мерзлотными породами и деградация мерзлоты (термоабразия). В результате значительное количество углерода, захороненного во время холодных эпох, поступает в воды океана и в атмосферу [1, 2]. Повышение влажности воздуха и температуры атмосферы вызывает увеличение площади болот, что приводит усилению потока CO_2 и метана в атмосферу [1]. В тоже время, увеличение содержания CO_2 , метана и водяного пара в атмосфере, также способствуют дальнейшему увеличению температуры и влажности за счет усиления парникового эффекта.

Механизм положительных обратных связей работает и при обратном процессе – похолодании климата [1]. Небольшое понижение средней температуры поверхностного слоя вод вызывает увеличение растворимости CO_2 и, следовательно, Мировой океан связывает большее количество атмосферного CO_2 . Это в свою очередь вызывает уменьшение содержания углекислого газа в атмосфере. Понижение температуры приводит и к уменьшению влажности нижних слоев атмосферы, что также приводит к увеличению эффективного излучения Земли и, как следствие, продолжается дальнейшее похолодание. Увеличение площади ледников и выпадение снега приводят к дальнейшему выхолаживанию за счет усиления отражающей способности земной поверхности.

Таким образом, как повышение, так и понижение глобальной температуры носят саморазвивающийся характер («эффект домино»). По этому, некоторыми исследователями высказывается особая озабоченность такой особенностью развития этих процессов и, иногда, строятся апокалипсические сценарии тепловой смерти земной экосистемы, неудержимого глобального потепления и всемирного потопа и. т.д. В связи с этим возникает один из наиболее интересных вопросов, какой процесс останавливает процессы потепления и похолодания и приводит к смене теплых и холодных эпох. Многочисленные данные показывают, что холодные и теплые периоды в четвертичное время подчинялись определенной ритмике. По результатам реконструкций наиболее часто называются циклы с периодом около 100, 40 и 20–30 тыс. лет [3, 4].

Наиболее принятыми теориями оледенения являются:

1) орбитальная теория, связывающая глобальные колебания климата с орбитально-обусловленными вариациями приходящей к Земле солнечной радиации (инсоляции). В настоящее время обычно рассматриваются две модификации орбитальной теории – а) астрономическая теория (теория М. Миланковича [5] и его последователей) и б) новая концепция орбитальной теории палеоклимата, разрабатываемая В.А. Большаковым [3];

2) геохимическая теория, в которой основным фактором, определяющим

глобальные климатические колебания, является изменение содержания двуокси углерода в атмосфере, предложена в 2015 г. Д. Пайяром для объяснения преобладающей в последний миллион лет 100-тысячелетней ритмики ледниковых циклов [6]. Но на самом деле геохимическая теория имеет более внушительную историю.

Следует отметить, что оба направления, как астрономическое, так и геохимическое, не отрицают друг друга. Скорее они дополняют друг друга. Это было отмечено еще почти 150 лет назад в работах Дж. Кролля, который писал что небольшие изменения параметров орбиты Земли способны «вовлекать в действие физические агенты, которые произведут данный эффект» (в данном контексте изменение глобальной температуры Земли). Считается, что Дж. Кролл первым обосновал роль положительных обратных связей, которые усиливают климатические изменения, в данном случае смену ледниковых эпох и климатических оптимумов [7].

Все астрономические теории основаны на положении об изменении величины и распределения солнечной инсоляции при вариации ряда параметров (эксцентриситета орбиты, прецессии оси вращения и другие). Главные флуктуации глобального климата, связанные с ледниковым циклом, вызваны вариациями приходящей солнечной радиации, которые, в свою очередь, вызваны изменениями геометрии земной орбиты. Но, иногда, есть возражение, что изменения приходящей солнечной энергии слишком незначительны для столь масштабных климатических изменений. Наиболее весомый аргумент в защиту астрономических теорий это практически полное совпадение частот климатических изменений и орбитальных параметров. Наиболее обосновано, что климатические изменения в четвертичном периоде связаны именно с «физическими агентами», которые в свою очередь, инициируются орбитальными факторами, как собственно и писал Дж. Кроль. В частности, именно изменения геометрии земной орбиты представляются тем «переключателем» периодов общего похолодания или потепления, поиск которого К.К. Марков считал одним из наиболее важных вопросов палеоклиматических исследований четвертичного периода.

Ряд работ связывает изменение климата в четвертичное время с упреждающим изменением содержания CO_2 . Для обоснования этой гипотезы делается предположение, что изменения CO_2 опережали изменения температуры на несколько сотен и даже тысяч лет. Многие исследователи именно Мировому океану предписывают роль в «переключениях» периодов с понижением температуры и содержания CO_2 на периоды с увеличением этих величин. Изменение массы вод океана и схемы переноса тепла течениями, по мнению многих исследователей, приводили к возникновению автоколебательной системы чередования оледенений и межледниковий, по крайней мере, для территории Европы. Причину изменения климатических эпох искали и в переносе CO_2 в системе глобальной циркуляции Мирового океана (глобального конвейера). Но, можно возразить, что характерное время вер-

тикального и горизонтального движения вод свидетельствует, что изменения, связанные с циркуляцией вод Мирового океана. Переносом вещества и энергии его водами океана могут объяснять исключительно климатические изменения с характерным временем в первые тысячи лет («быстрые изменения»). При анализе более длительных изменений следует рассматривать глобальный геохимический цикл углерода в системе атмосфера – вода – донные осадки [8]. Так, моделирование эволюции кислотно-восстановительных свойств океана показало, что изменения величины pH и $p\text{CO}_2$ океана четвертичного времени полностью синхронизировано с периодичностями орбитальными параметрами [4].

Наша позиция поддерживается и многочисленными данными о соотношении во времени колебаний CO_2 и температуры, полученными непосредственно по ледовым кернам Антарктиды. В этих работах сделан вывод, что изменения CO_2 либо отставали на несколько сотен лет, либо были синхронны с изменениями температуры в Антарктике. Таким образом, проблема замены, при объяснении ледниковых циклов плейстоцена, орбитальной теории палеоклимата на геохимическую теорию далеко не проста [9]. В основном эта проблема связана с разработкой обоснованного механизма не зависящих от климата изменений CO_2 , характеризующихся орбитальными периодичностями и опережающих соответствующие климатические изменения. Последняя проблема включает в себя, помимо анализа механизмов долгопериодных (соответствующих временным шкалам орбитальных вариаций в десятки-сотни тысяч лет) колебаний CO_2 , необходимость решения множества дополнительных вопросов. Это, например, соотношение временных шкал записи CO_2 и температуры в ледовых кернах Антарктиды, соотношение временных записей CO_2 в Антарктиде с записями глобальных климатических параметров по глубоководным колонкам, исследование проблемы «глубины фиксации» записи CO_2 в ледовых кернах и др. Роль Мирового океана огромна в поддержании климатических условий в чем-наибольшую роль, как нам кажется, играет растворенная в водах океана CO_2 и, связанные с ней соединения углерода (так называемая карбонатная система).

Изучение смен различных климатических эпох имеет не только чисто научное значение. Проходящие в последние годы климатические изменения чаще связывают с техногенной деятельностью, главным образом с изменением содержания парниковых газов в результате сжигания углеводородного сырья. Такая интерпретация нередко служит основой для политических и около политических акций. Однако до сих пор нет безусловных доказательств, что проходящие изменения климата имеют техногенный характер, а не вызваны естественными ритмами, свойственными для четвертичного периода. Корректное решение этого вопроса позволит выработать более грамотную стратегию экономического развития. Немаловажно изучение закономерностей перехода различных климатических эпох и для

стратегии защиты от катастрофических явлений природного характера. В исследовании [10] на примере малых ледниковых эпох показано, что при переходе от одной климатической эпохи к другой значительно возрастает количество метеорологических экстремумов. Естественно ожидать, что схожие периоды нестабильности климатических явлений будут наблюдаться и при смене более длительных периодов.

Работы выполнены в рамках темы № 0149-2014-0049 государственного задания ИО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Марков К.К. Палеогеография (историческое землеведение). Издание второе. М.: Издательство московского университета, 1960. 268 с.
2. Карнаухов А.В. Динамика оледенений в Северном полушарии как автоколебательный релаксационный процесс // Биофизика. 1994. Т. 39. № 6. С.1094–1098.
3. Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата. М.: МГУ, 2003. 256 с.
4. Makkaveev P.N. Dissolved inorganic carbon in the Ocean and Climate. // Water Resources. 2013. V. 40. № 7. P. 197–204.
5. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.-Л.-д.: ГОНТИ, 1939. 207 с.
6. Paillard D. Quaternary glaciations: from observations to theories // Quatern. Sci. Rev. 2015. V. 107. P. 11–24.
7. Большаков В.А., Капица А.П. Уроки развития орбитальной теории палеоклимата // Вестник Российской Академии наук. 2011. Т. 81. № 7. С. 603–612.
8. Маккавеев П.Н. Изменения карбонатного равновесия вод Мирового океана в прошлом // Проблемы зарождения и эволюции биосферы / ред. акад. Э.М. Галимов. М.: КРАСАНД, 2014. С.581–596.
9. Bol'shakov V.A., Kuzmin Ya.V. Comment on "Quaternary glaciations: from observations to theories" by D. Paillard [Quat. Sci. Rev. 107 (2015), 11-24] // Quaternary Science Reviews. 2015. V.120. P. 126–128.
10. Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Тысячелетняя летопись необычных явлений природы. М.: Мысль, 1988. 522 с.

The climate of the Quaternary Ice Age of the Earth was characterized by the changes of glaciations and interglacial periods. For explanation of such climate change two types of theories are used: "orbital" which attach the climate of Earth with the changes of solar energy and "geochemical" where Earth temperature is attached to the content of greenhouse gases in the atmosphere. The both of theories can't explain all the peculiarities of the climate in the Quaternary period. The periodic cold and warm epochs can be explained only by both theories together: "orbital" and "geochemical".

Матуль А.Г., Кругликова С.Б.

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

Вероятная вентиляция промежуточной воды Северной Пацифики во время последнего ледникового максимума по данным распределения радиолярий

Matul A.G., Kruglikova S.B.

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

Possible ventilation of the North Pacific intermediate water during the last glacial maximum based on radiolarian data

Ключевые слова: палеоокеанология, максимум последнего оледенения

Сопоставление микропалентологических данных по распределению вида радиолярий *Cycladophora davisiana* в современных осадках и колонках из субарктической Пацифики и дальневосточных морей позволило сделать возможные выводы по распространению промежуточной водной массы во время максимума последнего оледенения. Современные сведения по *C. davisiana* служат микропалеонтологическим индикатором холодной, хорошо обеспеченной кислородом верхней части промежуточной водной массы, которая формируется сейчас только в Охотском море. Нахождение высоких концентраций *C. davisiana* в осадках максимума последнего оледенения (рис.) может указывать на вероятное образование и распространение вентилированной промежуточной воды на большей части субарктической палео-Пацифики: в Беринговом и Охотском морях, в пределах СЗ круговорота, в Аляскинском заливе.

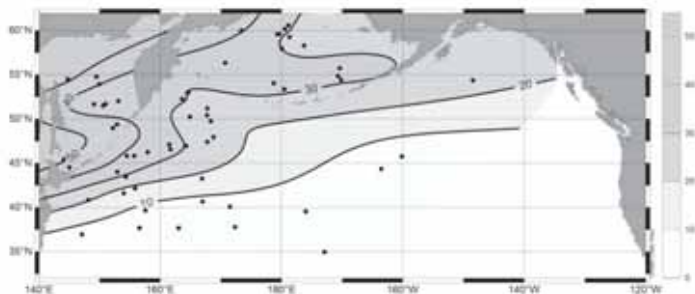


Рисунок. Содержание (%) *C. davisiana* в осадках максимума последнего оледенения: >20 % – районы вероятной вентиляции промежуточной воды.

Findings of the high abundances of *C. davisiana* in the last glacial sediments may exhibit the formation and distribution of the ventilated intermediate water during the maximum stage of the last glaciation over the most Subarctic Pacific: in the Bering Sea, Sea of Okhotsk, North-West Gyre, and Alaskan Bay.

Муллабаев И.Б.^{1,2}

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: ildar.mullabaev@yandex.ru; ²МГУ им. Ломоносова, Геологический факультет, г.Москва mailto:vshevch@ocean.ru)

Литология верхнечетвертичных отложений канала Хурай (центральная котловина озера Байкал)

Mullabaev I.B.^{1,2}

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Lomonosov Moscow State University Faculty of Geology)

Lithology of the Upper Quaternary deposits from the Hurai Channel, Central Basin of the Baikal Lake

Ключевые слова: осадконакопление, турбидиты, гравититы, диатомовые илы, глины, верхний плейстоцен, голоцен.

В данной работе приводятся результаты изучения восьми колонок донных осадков из канала Хурайна склоне Центральной котловины озера Байкал, отобранных в пределах глубинот 1473 до 1530 м (рис. 1) трехметровой ударной трубкой с борта НИС «Г.Ю.Верещагин» в ходе «Первой Международной студенческой экспедиции Class@Baikal» летом 2014 г. Работа выполнена с целью выяснения особенностей осадконакопления в позднем плейстоцене и голоцене в глубоководном эрозионном канале, врезанном всеверо-западный склон Центральной котловины.

Канал Хурай был обнаружен при батиметрическом картировании предыдущими экспедициями, но осадки на его дне изучены впервые. Русло канала хорошо прослеживается по дну северо-западного склона центральной котловины от пади Хурай-Хылзын (о. Ольхон). Очевидно, вся осадочная система связана с выносом материала из этой пади. Русло канала имеет резкую изогнутость, что говорит об эрозионном происхождении канала.

Разрез вскрытых отложений во всех колонках однотипен и состоит из двух частей. Нижняя (видимой мощностью от 0 до 160–240 см) имеет позднеплейстоценовый возраст, а верхняя – голоценовый (мощностью 20–140 см) [1]. В поверхностных окисленных отложениях отмечаются темно-коричневые прослои и корки, обогащенные гидроксидами марганца и железа. В восстановленных серых подповерхностных осадках наблюдаются черные прослои, обогащенные гидротроиллитом.

Разрез поднеплейстоценовых осадков состоит из светлых глин, с прослоями терригенных турбидитов и брекчиевидных гравититов (отложений обломочных потоков). Турбидитные циклиты (мощностью 8–12 см)

с градиционной слоистостью и нижней эрозионной границей встречаются в колонках 36 и 37. Гравититы обломочных потоков (мощностью 20–60 см) присутствуют в колонках 33 и 38 (рис. 1).

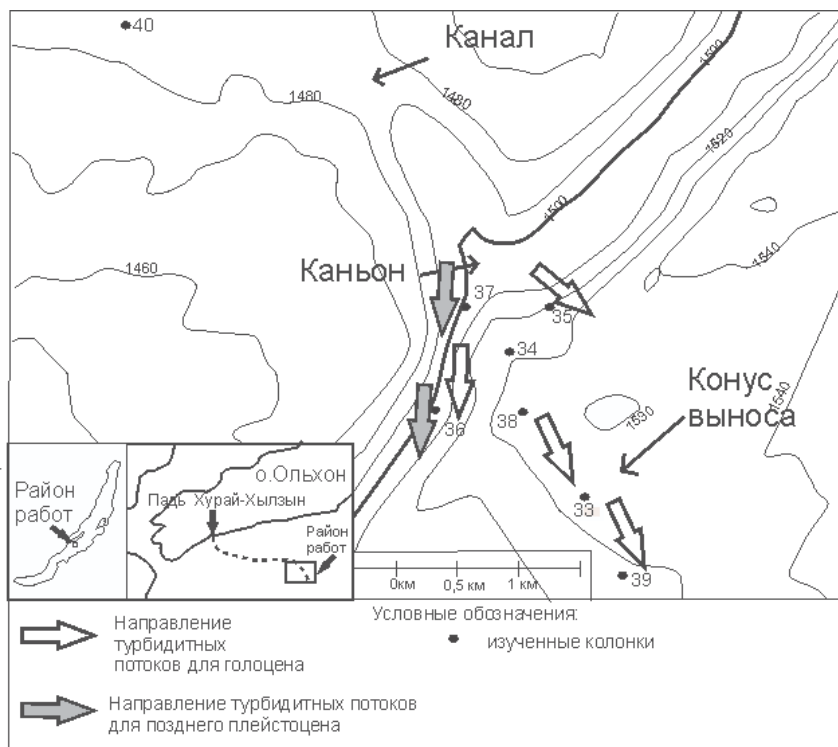


Рисунок 1. Батиметрическая карта района исследования со схемой вероятного направления турбидных и обломочных гравитационных потоков

Обломки плотных осадков в них имеют слоистую текстуру, отличную от вмещающих отложений. Светлые хорошо сортированные глины (видимой мощностью 0–240 см) встречены в колонках 33,34,36,37,38,40.

Разрез голоценовых осадков состоит из диатомовых илов с прослоями терригенных турбидитов (мощностью 3–13 см), с градиционной слоистостью и нижней эрозионной границей, встречаются в колонках 33,35,36,38,39. Мощность голоценовых осадков минимальная на выходе из каньона (20 см) и максимальная в конусе выноса (147 см). Наличие голоценовых диатомовых илов в русле канала (мощностью 68 см) свидетельствует о том, что активная эрозия в канале прекратилась.

Минеральный состав обломочной терригенной песчаной фракции одинаковый во всех осадках плейстоцена и голоцена и представлен кварцем (50–60%), кислым плагиоклазом (15–20%), кпш (10–15%), хлоритом (5–10%), мусковитом (3–10%), роговой обманкой (0–5%).

Состав глинистых минералов в пелитовой фракции (<0.01 мм) сходен в плейстоценовых и голоценовых осадках и представлен хлорит (10–15%) – смешанослойно (20–30%) (иллит–сметтит) – иллитовой (50–60%) ассоциацией с примесью каолинита (0–5%).

Высокая биопродуктивность в течение голоцена обусловила значительные концентрации $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$, $\text{C}_{\text{орг.}}$ и $\text{N}_{\text{орг.}}$ в биогенно-терригенных илах [2]. В подстилающих позднеплейстоценовых глинах содержание этих компонентов резко понижается. В биогенно-терригенных илах голоцена [3], содержание створок диатомовых водорослей существенно повышается по сравнению с ледниковыми глинами, что связано с потеплением климата на рубеже плейстоцен-голоцен. Это привело к резкому повышению биологической продуктивности поверхностных вод. Распределение $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$ в колонках, определенное с помощью рентенофлуоресцентного анализа с использованием синхротронного излучения [3], отражает смену ледниковой обстановки межледниковой (рис.2). Содержание $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$ составляет менее 10% в ледниковый период и достигает 30–35% в голоцене.

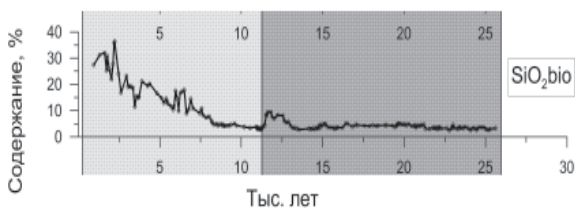


Рисунок 2. Вертикальное распределение $\text{SiO}_{2\text{биог.}}$ в колонке[3].

Итак, подводный канал Хурай образовался в результате врезания турбидных потоков, которые спускались с пади Хурай-Хылзын (о.Ольхон). В настоящий время канал не активен.

Источник сноса находился вблизи от области захоронения, о чем свидетельствует неокатанность песчано-алевритового материала. Питаящая провинция не менялась на протяжении позднего плейстоцена и голоцена, о чем свидетельствует постоянство минерального состава терригенного материала. Она представлена породами гранитного состава и кристаллическими сланцами.

В позднем плейстоцене осадконакопление происходило в условиях холодного климата и низкой биологической продуктивности. На суше преобладал процесс физического выветривания. Была усиленная разгрузка тер-

ригенного материала ледниковыми талыми водами в Байкал. Гравитационные потоки, такие как турбидиты и гравититы, играли немаловажную роль в осадконакоплении.

В голоцене осадконакопление происходило в условиях более теплого климата и высокой биопродуктивности. В спокойной обстановке накопление биогенных диатомовых илов, которое эпизодически прерывалось геологически мгновенным (катастрофическим) накоплением турбидитов. Одним из факторов, способствующих образованию турбидитов в оз. Байкал, является сейсмичность района [4]. Турбидиты пространственно тяготеют к крутому северо-западному склону. Они отличаются градиационной слоистостью, более крупнозернистым гранулометрическим составом, повышенным содержанием минералов тяжелой фракции, темной окраской, высокими значениями магнитной восприимчивости, пониженной концентрацией планктонных диатомей и повышенной долей бентосных форм и древних видов [5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вологина Е.Г., Воробьева С.С., Кулагина Н.В. Реконструкция голоцен-позднеплейстоценового осадконакопления на Академическом хребте (оз. Байкал) // Известия Иркутского государственного университета. Серия "Науки о Земле". 2009. Т. 2. № 1. С. 35–47.
2. Злобина О.Н. Глинистые минералы в современных отложениях в оз. Байкал // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2012. Т. 2. № 1.
3. Маркова Ю.Н. Геохимические индикаторы условий осадконакопления в озерах Центральной Азии в позднем плейстоцене и голоцене. Дисс.... канд. геол.-мин. Наук. 2012.
4. Голдырев Г.С. Осадкообразование и четвертичная история котловины Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 147с.
5. Вологина Е.Г., Штурм М. Типизация голоценовых отложений и районирование бассейна озера Байкал // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 933–940.

Terrigenous mud transported by glacier meltwater flows and intercalated with turbidites and gravity flow deposits accumulated in the Khurai Channel (Central Basin of the Baikal Lake) during the Late Pleistocene. Accumulation of diatom ooze in a low-energy bottom environment was episodically interrupted by instantaneous turbidite deposition during the Holocene.

Назаренко О.В., Заяц П.П., Рубан Д.А.

(Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, РФ, e-mail: ruban-d@mail.ru)

Следы жизнедеятельности организмов на дне Кавказского моря в раннеюрскую и раннемеловую эпохи: новые данные

Nazarenko O.V., Zayats P.P., Ruban D.A.

(Southern Federal University, Rostov-na-Donu, Russia, e-mail: ruban-d@mail.ru)

Traces of fossil activity on the bottom of the Caucasian Sea in the Early Jurassic and Early Cretaceous epochs: new data

Ключевые слова: ихнофоссилии, палеоэкология, Кавказское море, ранняя юра, ранний мел.

Ихнология – самостоятельная научная дисциплина, направленная на всестороннее изучение следов жизнедеятельности организмов [1–5]. Она подразделяется на палео- и неихнологию, предметом изучения которых являются следы древних и современных живых существ соответственно. Хотя основы этой дисциплины были заложены, главным образом, в середине XX века, последние три десятилетия ознаменовались ее быстрым развитием, что отчасти следует объяснять исключительной важностью получаемых с ее помощью результатов для решения целого ряда практических задач и, в частности, проведения секвенс-стратиграфического анализа. Стоит также добавить, что в России существуют давние и прочные традиции ихнологических исследований, а отечественные специалисты стояли у истоков этой научной дисциплины [1, 2, 5].

В последние годы в горной части Республики Адыгеи, соответствующей в геологическом отношении западной части складчато-надвигового сооружения (мегантиклинория) Большого Кавказа, был сделан целый ряд интересных находок следов жизнедеятельности морских организмов, которые позволили существенным образом детализировать представления о донных экосистемах Кавказского моря в мезозойскую эру [6–9]. Полевые исследования на этой территории в июле 2015 г. позволили собрать новые данные, которые дополняют эти представления.

В Горной Адыгее выявлено два новых местонахождения ихнофоссилий (рис. 1). Первое из них располагается на южной окраине пос. Гузерипль, в левом борту долины р. Белой (рис. 2). Здесь обнажается мощная толща темно-серых аргиллитов с частыми прослоями песчаников. Возраст пород – тоарский век раннеюрской эпохи (~ 180 млн. л.). Мощность пачек аргиллитов достигает первых метров, а прослоев песчаников – первых десятков сантиметров. Переслаивание ритмичное. В песчаниках отмечены разные

типы слоистости, включая косую. В породах встречаются конкреционные стяжения. По всей видимости, это турбидитная толща, которая по внешним признакам может быть определена как терригенно-глинистый флиш. Ее формирование происходило на континентальном склоне или на периферии подводного конуса выноса (см. также [3]).



Рисунок 1. Расположение изученных местонахождений.

В изученных выходах нижнеюрских пород следы жизнедеятельности морских организмов были установлены как в аргиллитах, так и в песчаниках. В обоих типах осадочных пород устанавливается весьма слабая биотурбация, однако она может оказаться гораздо большей по результатам микроскопического анализа, о чем свидетельствует опыт предыдущих исследований [6]. В аргиллитах встречены редкие и мелкие (размер – первые мм) представители *Planolites* sp., сходные с таковыми в других выходах ниже-среднеюрских глинистых пород Горной Адыгеи [7, 8]. Таксон этот полифацален и связан с жизнедеятельностью "червеобразных" илоедов [2–5]. В песчаниках отмечен единичный след (рис. 2). Его морфология, позиция по отношению к слоям осадочных пород, а также представления о генезисе последних позволяют определить его предварительно как

?*Ophiomorpha rudis* (Książkiewicz, 1977), хотя для окончательного вывода требуется проведение последующих исследований. Эта икнофоссилия является результатом жизнедеятельности членистоногих организмов у подножья континентального склона [10, 11]. Важность этих находок заключается в том, что они свидетельствуют об активности организмов на дне Кавказского моря в раннеюрскую эпоху несмотря на большую редкость палеонтологических остатков в соответствующих отложениях.

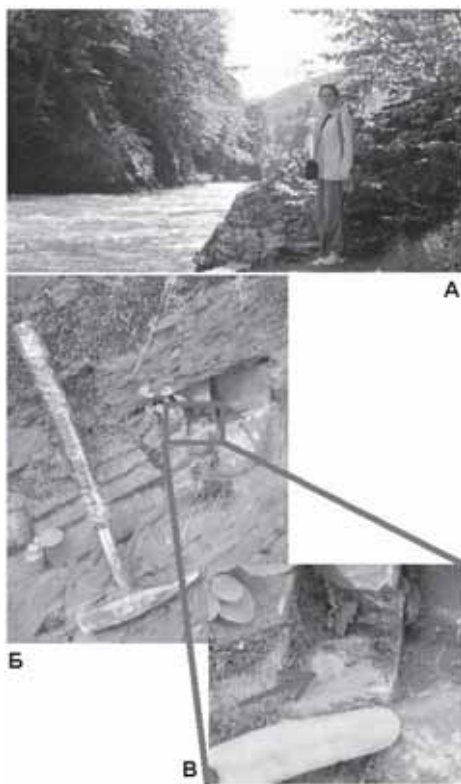


Рисунок 2. Местонахождение "Гузери́плъ-Юг": А – общий вид, Б – переслаивание аргиллитов и песчаников, В – ?*O. rudis*.

Второе выявленное местонахождение икнофоссилий располагается к северу от пос. Каменноостский, в долине р. Малый Хаджох (рис. 1). Здесь обнажается толща глауконитовых песчаников с конкрециями и раковинами крупных аммоноидей. Возраст пород – аптский век раннемеловой эпохи (~120 млн. л.). Их накопление происходило в сравнительно мелководном море при условиях, более или менее характерных для формирования глауконита (см. также [8]).

В ходе полевых работ были установлены прослои заметно биотурбированных песчаников, слагающих, вероятно, единый горизонт в нижней части толщи (ближе к ее контакту с подстилающими барремскими породами). По своему внешнему облику следы безошибочно могут быть отнесены к ихнороду *Thalassinoides* (рис. 3). Это трехмерная система туннелей с преобладанием горизонтальной составляющей следа. Ее формирование связано с жизнедеятельностью членистоногих в верхних слоях донных отложений [2]. Если идея о наличии единого биотурбированного горизонта в аптских песчаниках верна, это означает значительную биотическую активность на дне Кавказского моря в этом веке. Важность сделанных находок еще и в том, что они подтверждают правильность интерпретации ихнофоссилии из разновозрастных отложений долины р. Полковницей: отсутствие вертикальных элементов и нетипичная бифуркация позволили определить ее с некоторой долей неопределенности как ?*Thalassinoides* isp. [8]. В свете новых данных из долины р. Малый Хаджох типичность следов *Thalassinoides* для нижней части толщи аптских глауконитовых песчаников становится очевидной.

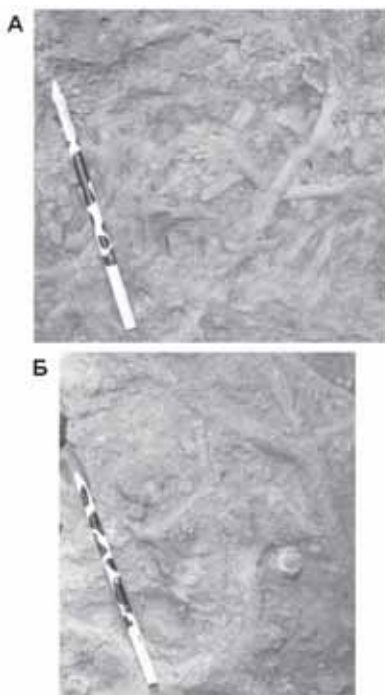


Рисунок 3. *Thalassinoides* isp. из местонахождения "Малый Хаджох": А – образец № 1, Б – образец № 2.

В целом, новые данные подтверждают перспективность ихнологических исследований в Горной Адыгее и большую значимость их результатов для реконструкции мезозойских донных экосистем Кавказского моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вялов О.С. Следы жизнедеятельности организмов и их палеонтологическое значение. Киев: Наукова думка, 1966. 219 с.
2. Микулаш Р., Дронов А. Палеоихнология – введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага: Геологический ин-т АН ЧР, 2006. 122 с.
3. Buatois L.A., Mangano M.G. Ichology: Organism-substrate interactions in space and time. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. 358 p.
4. Seilacher A. Trace Fossil Analysis. Berlin: Springer, 2007. 226 p.
5. Trace fossils as indicators of sedimentary environments. Amsterdam: Elsevier, 2012. 924 p.
6. Жабин А.В. Новая трактовка генезиса флиша на примере нижнеюрских отложений долины р. Белой (Адыгея) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Саратов: Наука, 2009. С. 57–59.
7. Заяц П.П. и др. Новые находки следов жизнедеятельности ранне-среднеюрских морских организмов в объектах геологического наследия Горной Адыгеи // Известия вузов. Геология и разведка. 2013. № 3. С. 71–73.
8. Плюснина Е.Е. и др. Палеоэкологическое значение следов жизнедеятельности ископаемых организмов из пермских, юрских и меловых отложений Горной Адыгеи // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2015 № 2. С. 66–70.
9. Рубан Д.А. Новая находка *Thalassinoides* в средневерхнетриасовом флише Северо-Западного Кавказа // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2011. № 1. С. 50–51.
10. Uchman A. The *Ophiomorpha rudis* ichnosubfacies of the Nereites ichnofacies: Characteristics and constraints // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2009. V. 276. P. 107–119.
11. Рубан Д.А. Новые находки следов жизнедеятельности палеоценовых морских организмов в окрестностях Абрау-Дюрсо (Краснодарский край) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2014. № 6. С. 72–74.

New ichnological data were collected in the Mesozoic deposits of Mountainous Adygeja. *Planolites* isp. and ?*Ophiomorpha rudis* (Książkiewicz, 1977) were found in the Toarcian (Lower Jurassic) and *Thalassinoides* isp. was established in the Aptian (Lower Cretaceous). These data indicate on biotic activity on the bottom of the Caucasian Sea.

Никонов А.А.

(Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва)

Палеоцунами на российских берегах Черного моря: первые обнаружения, геологические признаки и аргументы

Nikonov A.A.

(Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow)

Paleotsunami on the Russian shores of the Black Sea: first discoveries, geological features and arguments

Ключевые слова: цунами, исторические цунами, палеоцунами, сильные землетрясения, морские отложения, геологические признаки цунами, голоцен, цунамиопасность, Черное море, Крым, Кавказ.

Цунами в Черном море

Отдельные скудные исторические сведения, прямые и косвенные, о цунамипроявлениях на северных берегах Черного моря разбросаны в малоизвестных публикациях. Специальное внимание, правда, только узкого контингента специалистов, проявления цунами привлекли после двух сильных Крымских землетрясений 1927 г., когда впервые появились мареографические записи таковых во многих пунктах (З.К. Григораш, С.Ф. Доценко) [1, 2]. Наблюденная высота заплесков тогда не превысила 1 м. Первый каталог цунами в Черном и Азовском морях, выявленных с разной степени надежности за период от 20 г. до н.э., опубликован в 1997 г. [3]. Среди 22-х событий в нем уже было несколько с высотой заплеска до 2–3 м. Наиболее мощным и по протяженности пораженного побережья и по высоте наката волны стало событие 1423 г. [3, 4]. В версии каталога автора 2015 г за 2.5 тыс. лет событий стало 25, все по историческим сведениям и большей частью по наблюдениям соответствующего времени. Исходные сведения по первоисточникам собраны в специальном разделе (здесь даже выборочно они цитированы быть не могут). О палеоцунами в бассейне до сих пор речи не было. Между тем, на рубеже веков был опубликован сильно расширенный каталог сильных землетрясений Крымского региона с выделением нескольких крупных сейсмогенерирующих зон, включая и Анапскую [5], что серьезно расширило и укрепило уровень знаний о сейсмическом потенциале региона и, соответственно о возможных цунамипроявлениях в нем. В 2015 г. каталог значимо пополнен. Это расширило горизонт исследований и в отношении цунами древности. Специальные исследования палеоцунами, насколько известно автору, в Черноморском бассейне до сих пор не осуществлялись. Приводимые ниже фрагменты наблюдений основаны на собственных, ранее не публиковавшихся материалах обследований на Крымских берегах в 1986–1995 гг. и на фактических описаниях разрезов геологами-

четвертичниками и геоморфологами-береговиками, представлений о цунами в то время не имевших. Всего к настоящему времени автору удалось обнаружить 9 пунктов с геологическими признаками древних цунами на рассматриваемых побережьях Крыма и Кавказа (рис.). Во всех случаях, за одним исключением, речь идет об «аномальных» горизонтах в морских отложениях голоценового, позднеголоценового возраста.

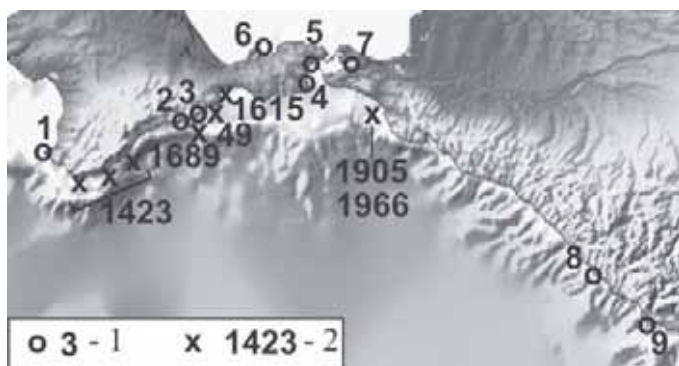


Рисунок. Карта пунктов с выявленными стратиграфическими признаками палеоцунами на российских берегах Черного и Азовского морей: 1 – пункты выявленных палеоцунами; 2 – пункты исторических цунами, годы.

Примеры идентификации палеоцунами в разрезах

На западном берегу Керченского пролива в известном специалистам по четвертичной геологии Эльтигенском разрезе (рис.) в основании комплекса морских карангатских отложений среди нормальных горизонтальных отложений на высоте первых м н.у.м. выделяется перемятый песчано-глинистый несортированный горизонт с галькой, гравием, целыми раковинами моллюсков и их детритусом [6]. Залегание вдоль всего протяженного обнажения среди нормальных горизонтов такого, необычного для нормального морского, в прибрежных или донных условиях морской среды горизонта, – это явная аномалия. Наличие грубого материала и, главное, совершенно различная крупность матрикса и включений, как и разная степень сохранности раковинного материала, свидетельствуют о большой силе и скорости несшего материал водного потока, которым, по всей вероятности, было цунами. Такой факт, как смятость слоя, в отличие от остальных слоев в обширном разрезе, позволяет связывать деформации с сильным землетрясением. Возраст основания карангатской толщи теперь известен – около 100 тыс. лет тому назад. Похоже, в данном месте обнаруживаются впервые в данном районе геологические признаки столь древнего сильного землетрясения и цунами.

На Кавказском побережье Черного моря на Пицундском п-ове (рис.) имеется редкое образование, также, вероятно, отражающее древнее цунами. По краю п-ова (!) протягивается необычный на этих берегах береговой вал до высоты 5–6 м н.у.м. [7], тогда как на других, близких участках побережья соответствующая новочерноморская терраса имеет высоту только 4 м. Но в тылу п-ова, у склона Мюссерской возвышенности, местами прослежена узкая терраса высотой тоже 5–6 м. И вал, и фрагмент террасы в тылу п-ова сложены галечником и песком, а в теле террасы встречены редкие обломки раковин современного типа, между тем как вообще низменное пространство Пицундского п-ова сложено аллювиально-дельтовыми галечниками и песками, приносимыми р. Бзыбь. По археологическим данным время возникновения вала, заселения его людьми кобанской культуры относится к I тысячелетию н.э. Согласно местной кривой изменений уровня моря уровень моря в это время продолжительных изменений не испытывал. По этому показателю, по залеганию в тыловой террасе раковин в обломках, а также с учетом проявлений цунамивысотой до 2–3-х м на других участках Кавказского побережья по историческим сведениям, естественно соотносить и вал (его верхнюю часть?), и террасу (как минимум верхние части разрезов в них), т.е. возвышение над нормальным уровнем террасы, к образованиям за счет цунами. Время его возникновения восходит к античности и господству Римской империи на этих берегах.

В Восточном Крыму, на восточном краю Меганомского выступа побережья (рис.), вместо обрыва коренного склона в море береговая полоса сверху сложена молодыми оползевыми массами раздробленных мезозойских сланцев [8]. Вдоль уступа до кромки береговой линии тянется пляж шириной 6–8 м, сложенный плитчатой галькой из песчаника. В середине участка, на протяжении вдоль берега всего несколько десятков метров, на пляже распластано нагромождение громадных угловатых глыб (не гальки!) песчаника, выдвинувшее ровную береговую линию в море примерно на 20 м. Это молодое обвальное тело с высшей части коренного склона. На том же участке берега, южнее, в выработанном в теле оползня береговом обрыве, над верхним краем современного пляжа на высоте около 3-х м н.у.м., на глинисто-мелкообломочном делювии лежал прослой плитчатой морской гальки среднего и крупного размера из песчаника, совершенно такой же, как на пляже. Его толщина всего 0.3 м, в сторону склона через один метр от внешнего обрыва к пляжу он уткнут в оползневую массу по резкому контакту. Галечник прикрыт сланцево-глинистой массой («оползневой детрузий»). Сланцево-глинистую массу признать оползневой трудно, тем более, что подстилающий «пляжный» галечник не потревожен в залегании. Резкое различие в облике и составе двух налегающих друг на друга нетолстых слоев (не слоистых пачек!) свидетельствует не только о принципиально различном происхождении, но и о резкой, внезапной смене обстановок, а, следовательно, и причин возникновения. Галечник, типично пляжевый, он

мог попасть тонким горизонтальным слоем на высоту 3 м только с пляжа, но никак не со склона, сверху. Такой (суб)горизонтальный слой, протяженностью первично несколько метров с галькой, аналогичной таковой на современном пляже, штормами не создается. Преобладают плоские гальки песчаника и, хотя пласт лежит ровно, гальки частью наклонены в сторону современного пляжа, а частью – в обратную сторону, т.е. наоборот, чем обычно бывает на пляжах, и что хорошо видно рядом на пляже современном. Галечник со всеми его особенностями и тело у подножья склона признать террасовыми невозможно. Это отложения палеоцунами, причем мощного. На высоту 3 м крупный галечник мог быть заброшен только очень мощной, высокоскоростной волной высотой ≥ 5 м.

На северном побережье Керченского п-ова у мыса Казантип (рис.) в окрестностях площадки Крымской АЭС на берегу глубоко вдающейся к югу впадины, занятой частично водами Азовского моря, берег низменный, песчаный, с несколькими береговыми валами, а далее от воды несет террасу высотой около 3-х м. И валы, и терраса сложены из песка и отражают историю формирования побережья в последние тысячелетия, перед и в период греческой колонизации. В разрезе террасы вскрыта слоистая толща песков с несколькими горизонтами гравийников с ракушей. Образцы раковин получили радиоуглеродные датировки не в прямой последовательности, т.е. с омоложением снизу вверх, а с инверсией причем за пределами лабораторных ошибок. Поскольку сомневаться в верности определений не было оснований, пришлось принять вариант переотложения древних слоев на более молодые при подъеме уровня моря выше нормального и забрасывание более грубого материала на бывшую уже субаэральную поверхность мощным водным накатом с севера, со стороны открытого Азовского моря. Иначе говоря, приходилось допускать бывшее здесь несколько тысяч лет назад цунами. Высоту волны впору было оценить в этом месте в несколько метров, тогда как при обычных нагонах накат здесь не превышает в высоту 0.5–0.7 м.

Обобщение сведений

Идентифицируемые в стратиграфических разрезах как принадлежащие цунами специфические горизонты «аномальных» накоплений обнаружались, хотя и с разной степенью уверенности (аргументированности), в девяти местах на разных участках российских побережий Черного моря. Часть из этих мест те же или близки к участкам ранее определенным по письменным свидетельствам цунами исторического времени (рис.). Важно, что среди них имеются и участки, соответствующие выделенным по независимым данным крупным сейсмогенерирующим зонам разломов поперечного к простираанию побережья и основных тектонических структур простираания. Если среди возникавших в XX веке цунами накатов высотой ≤ 1 м не фиксировалось, а среди исторических максимальными, за одним исключением (1423 год [4]), по высоте накатами определялись события в 2–3 м, то для палеоцунами (то есть за значительно больший отрезок време-

ни) на нескольких участках есть основания допускать высоту заплесков 3–5 м. Это соответствует 2 баллам шкалы интенсивности цунами Соловьева–Имамура [9], когда разрушительные последствия и жертвы неизбежны. Так, в первом приближении, можно теперь оценивать цунамиопасность на рассмотренном побережье в долговременном аспекте. Известные к настоящему времени на черноморских берегах России цунами, числом в первые десятки, связаны непосредственно с сильными землетрясениями в очаговых зонах у ближайшего побережья, большей частью ныне выявленных по независимым признакам. Цунами, заведомо порожденные подводными оползнями, на черноморских побережьях вполне возможны, но достоверно пока не выявлены. Все это с определенностью показывает, что проблема цунамиопасности для черноморских берегов не только существует, но стоит вполне серьезно, особенно в современных условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Никонов А.А. Цунами Черного и Азовского морей // Природа. 1994. № 2. С. 72–77.
2. Никонов А.А. Крымское землетрясение 1927 г.: неизвестные явления на море // Природа. 2002. № 9. С. 13–20.
3. Никонов А.А. Цунами на берегах Черного и Азовского морей // Физика Земли. 1997. № 1. С. 86–96.
4. Никонов А.А. Ялтинское разрушительное землетрясение XV века // Природа. 2012. № 11. С. 24–34.
5. Никонов А.А. Сейсмический потенциал Крымского региона: сопоставление региональных карт и параметров выявленных событий // Физика Земли. 2000. № 7. С. 53–62.
6. Богатина Н.В. О фаунистической характеристике Эльтигенского опорного разреза // XXIX Герценовские чтения. Геология. Л. 1977. С. 13–18.
7. Путеводитель экскурсий А-8 и С-8. XI конгресс по изучению четвертичного периода. Москва, август 1982. М. 1981. 34 с.
8. Зенкович В.П. Геоморфологические наблюдения на побережье Восточного Крыма (на участке Карадаг–Меганом) // Уч. зап. МГУ. Вып. 19. География. М. 1938. С. 25–50.
9. Соловьев С.Л. Повторяемость землетрясений и цунами в Тихом океане / Тр. СахКНИИ. Вып. 29, 1972. С. 7–47.

The paper is a step ahead as continuation of the author's publications set (beginning with 1994) on large seismic and tsunami events within the region under study for the time interval 2.5 th. yrs. The question on paleotsunami within the Black Sea basin is raised for the first time. New data gathered as to concerns with paleotsunamis at the Black sea shores (9 spots) serve as addition to known-information on historical and modern events in order to improve previous tsunami danger evaluation.

Новихина Е.С.¹, Кузнецов А.Б.²

(¹ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга, Санкт-Петербург, e-mail: khelizaveta@yandex.ru, ²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург)

Четвертичные бентосные фораминиферы северной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан)

Novikhina E.S.¹, Kuznetsov A.B.²

(¹I.S. Gramberg VNIOkeangeologia, St. Petersburg, e-mail: khelizaveta@yandex.ru,

²Institute of Precambrian geology and geochronology RAS, St. Petersburg)

Quaternary benthic foraminifera from northern part of Mendeleev Rise (Arctic Ocean)

Ключевые слова: бентосные фораминиферы, поднятие Менделеева, Sr-изотопная хеомстратиграфия

Гора Трукшина с вершинной отметкой 1261 м находится на самом севере поднятия Менделеева, вблизи места его сочленения с хребтом Альфа. Вершина горы на 1300 м возвышается над дном котловины Подводников. Колонка донных осадков KD-1205-23C (83°02,42' с.ш., 177°12,66' в.д.) отобрана у восточного края плосковершинной поверхности горы, на глубине 1890 м во время экспедиции Арктика-2012. Длина ненарушенной части керна составляет 1560 см, ниже осадок деформирован при пробоотборе и не анализировался. Осадки представляют собой переслаивание алевропелитов шоколадного и серого цветов. Текстуры осадка от тонкослоистой до линзовидной.

Метод Sr-изотопной хеомстратиграфии (SIS), опирается на изменения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане в геологическом прошлом. «Вычисление» возраста по методу SIS осуществляется путем сопоставления измеренного в образце отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и кривой вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по алгоритму LOWESS, разработанному [1]. Этот метод позволил использовать Sr-изотопную характеристику раковин фораминифер для уточнения возраста осадков колонки KD-1205-23C. Содержание Sr в образце фораминифер с глубины 20 см совпадает с таковой в современных океанических илах. Это предполагает, что осадок колонки KD12-10C мог частично потерять стронций в ходе диагенетических преобразований. Возраст SIS фораминифер из интервала 20-20.5 см в колонке KD12-05-23C – не древнее среднего неоплейстоцена (100-200 тыс. лет).

На микрофауну опробованы верхние 100 см осадка. Колонка нарезана на образцы толщиной 2.5 см. Всего изучено 13 образцов. Анализировалась фракция > 125μ.

Верхние 10 см керна (2.5–10 см) включают в себя пик обилия известко-

вых фораминифер, представленный типичными видами глубоководных обстановок Северного Ледовитого океана: *Oridorsalis tenerus*, *Cibicides wuellerstorfi*, *Eponides tumidulus*, *Triloculina frigida*, *Quinqueloculina akneriana*, *Pyrgoella irregularis*, *Valvulineria arctica*. Доминирует в сообществе *O. tenerus*. Причем количественный максимум приходится не на верхнюю часть колонки, как это наблюдается в других изученных колонках [2–5] и датируется в них как голоцен, а гораздо ниже – на 5–7.5 см. Учитывая низкие скорости осадконакопления в северной части поднятия Менделеева [3] мы предполагаем, что голоценовые осадки должны содержаться в отсутствующих верхних 2.5 см керна. Интервал 2.5–10 см, вероятно, соотносится с морскими изотопными стадиями (МИС) 3–5. Сходное распределение микрофауны демонстрирует ближайшая к изученной нами колонка с хребта Менделеева AF-00-02.

В 10–12.5 см общая численность бентосных фораминифер достигает минимума – 4 шт/г.

Далее в интервале 12.5–22.5 см содержание бентосных фораминифер увеличивается, но не значительно (10–17 шт/г), фауна исключительно известковая, так же как и в верхних 10 см керна доминирует *O. tenerus*. Однако встречается нехарактерная для СЛО фауна – единичные тихоокеанские виды *Gyrogonoides sp.*, *Patellina corrugate*. Кроме того интервалы 15–17.5 см и 22.5–25 см отмечены находкой *Cibicides grossus*. По одним оценкам присутствие этого вида в СЛО относят к временному промежутку 2.4–3.5 млн.лет [6], по другим – к 1–2 млн.лет в Канадской Арктике (в зоне бассейна Бофорта-Маккензи), возраст определен методом $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ датирования [7]. В разрезе с Северной Земли этот вид был обнаружен в слое, датированном 555 ± 62 тыс. лет методом ЭПР по обломкам раковин моллюсков. Нами методом SIS была получена датировка ~100–200 тыс. лет. Если она верна, то зона *Cibicides grossus*, видимо, имеет более широкий возрастной диапазон, чем это считалось до сих пор [8], и включает в себя не только плиоцен – эоплейстоцен, но и ранний-средний неоплейстоцен.

22.5–25 см – содержит немногочисленную фауну, включающую как известковых так и агглютинированных фораминифер. Так называемая переходная зона [9] – фораминифер очень мало, всего 1 шт/г на образец.

Интервал 50–105 см – Не содержит известковых раковин. Агглютинированные раковины представлены родами *Cyclammina*, *Cribrostomoides*, *Adercotryma*, *Recurviroides*, *Cystammina*, *Trochammina*. Из отряда *Astrorhizida* встречаются раковины родов *Rhabdammina*, *Hyperammina*, *Normosina* – это трубчатые формы, они представлены только в виде фрагментов. Доминируют *Cyclammina* (*C. cancellata*, *C. pseudopusilla*) и *Cribrostomoides subglobosus*. В современных осадках Северного ледовитого океана представители рода *Cyclammina* не встречаются. Самая северная находка современных *C. cancellata* – отмечается в Северной Атлантике у южной оконечности Гренландии на глубине 1380 м и у юго-западной оконечности Ир-

ландии – 690 м; в Тихом океане – к югу от Алеутских островов – 5696 м [10].

Это самый глубоководный из всех таксоценозов бентосных фораминифер. Эта фауна обитает ниже уровня карбонатной компенсации, в зонах слабого поступления в бассейн кремнистого матриала, при недостатке кислорода, увеличенном содержании углекислоты и C_{org} [3]. Соответственно, в таких условиях, вероятно, формировались осадки этого интервала. Предположительный возраст – поздний плиоцен / ранний неоплейстоцен. Такой возраст предложен на основе литературных данных – это граница перехода от агглютинирующей ассоциации фораминифер к известковой в осадках СЛО в рамках «древней» возрастной модели [3, 11].

Таким образом, в разрезе изученной колонки можно выделить три основные зоны: 1. зона известковых бентосных фораминифер; 2. переходная зона, содержащая агглютинированный и известковый бентос; 3. зона, содержащая исключительно агглютинированные формы, преимущественно рода *Cyclammina*.

Микрофауна позднекайнозойских осадков поднятия Менделеева в последние годы достаточно хорошо изучена, в особенности из южной и средней частей поднятия [2, 12 и др.]. Мощность осадочного чехла и скорости осадконакопления закономерно уменьшается от южной части поднятия к северной. Несмотря на различия в оценке возраста и режима седиментации («древняя» и «молодая» модель) виден большой контраст в скоростях осадконакопления и в составе вмещающей себя фауны по разрезам колонок, отобранных на поднятии Менделеева. В исследованной колонке очень «сжат» четвертичный слой – уже на 50 см от верха колонки происходит смена известковой фауны на агглютинированную – так называемая «зона перехода» по О'Нейлу [9] т.е. весь неоплейстоцен вмещен в верхние 50 см осадка. Это связано, очевидно, со значительным удалением от областей терригенного сноса. Похожее соотношение по разрезу осадков, содержащих известковые фораминиферы и осадков с агглютинированными формами, отмечено для колонки AF-11-08, отобранной в котловине Подводников, в 100 км западнее горы Трукшина [5], а также колонок AF-00-07 с горы Шамшура и AF-00-02 с абиссальной равнины Менделеева [3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. McArthur J.M., Howarth R.J., Bailey T.R. Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: Best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // *Journal of Geology*. 2001. V. 109. № 2. P. 155–170.
2. Polyak L., Curry W.B., Darby D.A. et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendelev Ridge // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004. V. 203. P. 73–93.

3. Андреева И.А., Басов В.А., Куприянова Н.В., Шилов В.В. Возраст и условия формирования донных осадков в районе поднятия Менделеева (СЛО) // Материалы по фанерозою полярных областей и центральной части Северо-Атлантического хребта. Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 211. СПб.: 2007. С. 131–152.
4. Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Новихина Е.С. и др. К вопросу о стратиграфии донных осадков поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология. География. 2012. Вып. 4. С. 102–115.
5. Новихина Е.С. Четвертичные бентосные фораминиферы котловины Подводников (Северный Ледовитый океан) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 3 (101). С. 81–88.
6. McNeil D.H. Tertiary marine events of the Beaufort-Mackenzie basin and correlation of Oligocene to Pliocene marine outcrops in Arctic North America // Arctic. 1990. V. 43. № 4. P. 301–313.
7. McNeil D.H., Duk-Rodkin A., Dixon J. et al. Sequence stratigraphy, biotic change, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ record, paleoclimatic history, and sedimentation rate change across a regional late Cenozoic unconformity in Arctic Canada // Can. J. Earth Sci. 2001. V. 38. P. 309–331.
8. Макеев В.М., Арсланов Х.А., Барановская О.Ф. и др. Стратиграфия, геохронология и палеогеография позднего плейстоцена и голоцена о-ва Котельного // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1989. № 58. С. 58–69.
9. O'Neil B. Pliocene and Pleistocene benthic foraminifera from the Central Arctic Ocean // Journal of Paleontology. 1981. V. 55. № 6. P. 1141–1170.
10. Akers W.H. Ecologic Aspects and Stratigraphic Significance of the Foraminifer *Cyclammina cancellata* Brady // Journal of Paleontology. 1954. V. 28. № 2. P. 132–152.
11. Данилов И.Д., Теплов Е.В., Чугунов А.Б. и др. Результаты палеогеографического изучения донных осадков центральной части Северного Ледовитого океана (хребет Менделеева) // Океанология. 1991. Т. 31. Вып. 1. С. 108–116.
12. Басов В.А., Куприянова Н.В., Новихина Е.С. Стратиграфия донных осадков в районе поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) на основе изучения бентосных фораминифер и остракод // Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. Апатиты: 2011. С. 60–63.

Our research revealed very slow sedimentation rates in the studied area. Specific foraminifera fauna, consisting only of agglutinated species, which indicates Pliocene/Early Neopleistocene, occurs starting from interval 50–52.5 cm down to the core. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dating obtained for 20–22.5 cm corresponds to 100–200 kyr, which fits with microfaunal data.

Овсепян Е.А.¹, Макс Л.², Тидеманн Р.²

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: eovseryan@ocean.ru, ²Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера, Бремерхафен, Германия)

Послеледниковые палеоокеанологические условия в юго-западной части Берингова моря

Ovsepyan E.A.¹, Max L.², Tiedemann R.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany)

Postglacial paleoceanographic conditions in the southwestern Bering Sea

Ключевые слова: палеоокеанологические реконструкции, биопродуктивность, содержание кислорода, бентосные фораминиферы, Берингово море

Оценка изменений биологической продуктивности поверхностных вод в прошлом является актуальной темой палеоокеанологических исследований, так как именно активность биоты морских экосистем в значительной степени регулирует обмен углекислым газом океана с атмосферой. Вариации содержания кислорода на границе вода-осадок зависят, главным образом, от интенсивности потока органического вещества из фотического слоя. Реконструкции этого параметра также представляют большой интерес с точки зрения изучения распространения в толще воды зоны кислородного минимума, которая в настоящее время в Беринговом море занимает промежуточные глубины.

В рамках данной работы проведены количественные анализы комплексов бентосных фораминифер (БФ) в колонке SO201-2-77KL (56°19,90' с.ш., 170°41,97' в.д., глубина 2163 м) в интервале от максимума последнего оледенения (МПО) до голоцена с разрешением 800–1000 лет. Колонка поднята в южной части хребта Ширшова в 2009 г. в рамках совместной российско-германской экспедиции «Sonne» [1]. Возрастная модель разработана германскими коллегами и опубликована в работах [2, 3].

Сообщества БФ интервалов МПО – первого события Хайнриха (22–14.8 т.л.н.) характеризуется низкой численностью раковин и преобладанием вида *Alabaminella weddellensis*, который в современных условиях питается свежим органическим веществом, периодически поступающим из фотического слоя в периоды цветения фитопланктона. В комплексе присутствуют виды *Bolivina pacifica*, *Fursenkoina fusiformis*, также предпочитающие фитодетрит, но обитающие внутри осадка. Это свидетельствует об обилии свежего органического вещества не только на поверхности осадка, но и в

его толще. Содержание типично арктических видов *Islandiella norcrossi* и *Cassidulina norvangi* в изученном разрезе незначительно в отличие их количества в соседней колонке SO201-2-85KL [4], поднятой с промежуточных глубин в центральной области хребта Ширшова. Судя по всему, биопродуктивность над южной частью в МПО была выше, чем в это же время над центральной областью, вероятно, из-за меньших концентраций морского льда, который в настоящее время лимитирует образование первичной продукции в Арктике и Субарктике. Тем не менее, низкая общая численность раковин фораминифер указывает на низкую среднегодовую биопродуктивность поверхностных вод. Явное доминирование субоксидной группы БФ [4] отражает относительно высокое содержание кислорода в придонных водах.

При переходе к интервалу беллинг/аллеред (14.8–12.9 т.л.н.) доля «фитодетритовых» видов уменьшается, а процентное содержание индикаторов высокой биопродуктивности, таких как *Globobulimina auriculata*, *Chilostomella oolina*, *Ch. ovoidea* и *Bulimina tenuata*, наоборот, увеличивается. Это отражает увеличение биопродуктивности поверхностных вод в условиях потепления климата, интенсивного таяния ледников на континентах и активному выносу биогенных элементов в Берингово море с тальми водами и усилившимся речным стоком. Необходимо отметить, что над южной частью хребта Ширшова биопродуктивность фотического слоя начала увеличиваться одновременно с началом потепления в Северной Атлантике, в то время как над центральной частью подводного поднятия рост биопродуктивности зафиксирован только с середины этого интервала. Последнее связано, скорее всего, с северным расположением станции SO201-2-85KL. Кроме того, послеледниковый комплекс БФ в колонке SO201-2-77KL не полностью сменил ледниковый, как это было установлено в колонке SO201-2-85KL. Особенно четко это видно на графиках распределения кислородозависимых групп: в интервале беллинга/аллереда практически в равных долях присутствуют неустойчивая к дефициту кислорода субоксидная группа БФ и состоящая из индикаторов высокой биопродуктивности дизоксидная группа. В данной ситуации, можно утверждать, что содержание кислорода вблизи дна, омываемого глубинными водами, было умеренным при обилии органического вещества внутри осадка. В течение этого же интервала на промежуточных глубинах в центральной части хребта установлено полное исчезновение представителей субоксидной группы и сделан вывод о сильном уменьшении содержания кислорода на границе вода–осадок [4].

Интервал позднего дриаса (12.9–11.7 т.л.н.) хорошо представлен в осадках южной части хребта Ширшова. Он характеризуется незначительным понижением биопродуктивности поверхностных вод. Об этом свидетельствует уменьшение численности и скоростей аккумуляции раковин БФ. Тем не менее, состав комплексов БФ в интервале позднего дриаса практически

не отличается от состава сообществ беллинга/аллереда, что отражает обилие органического вещества на дне и в осадке, а также умеренное содержание кислорода в придонных водах в это время.

Ранний голоцен (11.7–9.2 т.л.н.) также характеризуется присутствием видов-индикаторов высокой биопродуктивности, что указывает на высокий потокна дно органического вещества, активно формировавшегося в фотическом слое в условиях потепления климата и обилия биогенных элементов. По-видимому, биопродуктивность поверхностных вод в раннем голоцене была не такой высокой, как в беллинге/аллереде, поскольку значения численности и скоростей аккумуляции вод оказались ниже таковых в беллинге/аллереде. Это может быть связано как с усилением растворения карбонатных микрофоссилий в начале голоцена, так и со снижением биопродуктивности в результате прекращения поставки железа в фотический слой в составе золотого материала.

В течение среднего-позднего голоцена (9.2 – 0 т.л.н) содержание видов, обитающих в условиях высокой биопродуктивности, *F. fusiformis* и *B. tenuata* снижается, что свидетельствует о понижениибиопродуктивности поверхностных вод. Одновременно с этим доля «фитодетритового» вида *A. weddellensis* возрастает, однако, не достигает значений, установленных в интервале оледенения – ранней дегляциации. Таким образом, биопродуктивность среднего-позднего голоцена была выше, чем в течение оледенения-ранней дегляциации, но ниже, чем в интервале беллинг/аллеред – ранний голоцен. Обилие в изученных фракциях крупных скелетов радиолярий и створок диатомовых свидетельствует об увеличении кремневой продукции за счетинтенсивного поступления кремнезема с речным стоком и, возможно, в результате диффузного проникновения из глубинных вод. Содержание кислорода вблизи дна постепенно возрастало в течение этого интервала, судя по увеличению содержания субоксидной и уменьшению доли диксидной групп БФ.

В целом, сопоставление полученных результатов изучения комплексов БФ с опубликованными ранее данными по колонке SO201-2-85KL [4] показывают, что:

(1) в течение интервала оледенения – ранней дегляциации биопродуктивность поверхностных вод была выше над южной частью хребта Широкова (станция SO201-2-77KL), чем над центральной (станция SO201-2-85KL);

(2) переход от оледенения к межледниковью слабее выражен в осадках колонки SO201-2-77KL, чем в колонке SO201-2-85KL. Предположительно, это связано с положением границы сезонных морских льдов, которая в течение интервала дегляциации широтно мигрировала относительно станцииSO201-2-85KL, однако, не достигала станции SO201-2-77KL.

Работа выполнена при финансовой поддержке ОШЛ (проект OSL-15-09) и в рамках проекта ИОРАН № 0149-2014-0029 Госзадания 75.28.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dullo W.-C., Baranov B., van den Bogaard C. (Eds.). SO201-KALMAR Leg 2 Cruise Report. Germany:IFM_GEOMAR, 2009. Report N 35.
2. Max L., Riethdorf J.-R., Tiedemann R. et al. Sea surface temperature variability and sea_ice extend in the subarctic Northwest Pacific during the past 15.000 years // *Paleoceanography*. 2012. V. 27. PA3213. doi:10.1029/2012PA002292.
3. Riethdorf J.-R., Nuernberg D., Max L. et al. Millennial-scale variability of marine productivity and terrigenous matter supply in the western Bering Sea over the past 180 kyr//*Clim. Past*. 2013. V. 9. P. 1345–1373.
4. Овсепян Е.А., Иванова Е.В., Макс Л., Ритдорф Я.-Р., Нюренберг Д., Тидеманн Р. Палеоокеанологические условия в западной части Берингова моря в позднечетвертичное время // *Океанология*. 2013. Т. 53. № 2. С. 237–248.

Benthic foraminiferal assemblages are studied in the upper part of the core SO201-2-77KL retrieved from the southern part of the Shirshov Ridge (Bering Sea) within the Russian-German “Sonne” cruise. Microfossil analysis allows us to evaluate sea-surface bioproductivity changes and bottom-water oxygenation fluctuations over the last 22 kyrs. A comparison of obtained results with previously published data from the core SO201-2-85KL from the central part of the Shirshov Ridge shows that sea surface bioproductivity was higher over the southern part then over the central part of the submarine rise during the last glacial maximum – Heinrich I interval. Furthermore, sea surface and bottom-water paleoenvironments over the southern part of the Shirshov Ridge were less sensitive to deglacial climatic changes than the central part probably due to northern position of the drifted sea ice margin relative to the SO201-2-77KL station over the studied timespan.

**Разжигаева Н.Г.¹, Ганзей Л.А.¹, Харламов А.А.²,
Гребенникова Т.А.¹, Арсланов Х.А.³**

(¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: nadyar@tig.dvo.ru; ²Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, г. Москва; ³Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург)

О возможности реконструкции наиболее длительных рядов голоценовых палеоцунами на Южных Курилах

**Razzhigaeva N.G.¹, Ganzey L.A.¹, Kharlamov A.A.²,
Grebennikova T.A.¹, Arslanov Kh.A.³**

(¹Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok; ²P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ³St.-Petersburg State University, St.-Petersburg)

The reconstruction of the longest Holocene paleotsunami series in the Southern Kurils

Ключевые слова: осадки, палеоцунами, хронология, радиоуглеродное датирование, голоцен, Южные Курилы

Геологические летописи палеоцунами, как правило, охватывают временной интервал 6–7 тыс. ¹⁴C лет. Такие ограничения палеореконструкций связаны в первую очередь с изменением положения уровня моря в голоценовую трансгрессию. Береговая линия располагалась к началу голоцена на отметках около 40–45 м ниже современного уровня моря, в начале среднего голоцена – на отметках около –25 м, и достигла современных отметок около 6 тыс. ¹⁴C лет [1, 2]. Поскольку уровень моря в раннем и начале среднего голоцена был низким, следы цунами, которые происходили в то время, или не сохранились или могли быть запечатлены в разрезах погребенных торфяников, которые сейчас находятся ниже уровня моря. Даже в случае прохождения мегацунами в начале голоцена высота их заплесков вряд ли могла превышать отметки выше современного уровня моря. Например, максимальные высоты заплесков Чилийского цунами 1960 г. 25 м [3], Тихоокеанского цунами 2011 г. – 41 м [4], Индонезийского цунами 2004 г. – 34.5 м [5]. Это накладывает временные ограничения на период, для которого возможно проводить реконструкцию палеоцунами,

Для Южных Курил наиболее подробные летописи голоценовых палеоцунами получены для Малой Курильской гряды [6], которая максимально приближена к склону Курило-Камчатского желоба, где расположено большинство эпицентров цунамигенных землетрясений, проявившихся в этом регионе. Острова являются уникальным объектом для поиска следов цунами, поскольку здесь на побережье широко распространены торфяники, а на малых островах на юге гряды с уплощенным рельефом (до 10–15 м) торфя-

ники занимают большую часть площади. Накопление торфа в центральных болотных массивах началось с конца позднего плейстоцена и продолжалось весь голоцен.

Регион находится в активной сейсмической зоне и одним из вопросов является, насколько сильными были тектонические движения в голоцене. Для островов характерны косейсмические движения. Например, во время землетрясения 1994 г. о. Шикотан опустился на 0,5–0,7 м [7]. Однако положение кровли морских голоценовых отложений на побережье закрытых бухт о. Шикотан свидетельствует, что кумулятивный эффект неотектонических движений в среднем-позднем голоцене был незначителен. В кровле этих осадков выходит прослой маркирующего вулканического пепла Та-с влк. Тарумаи (2,3–2,4 тыс. л.н.). В разрезах береговых торфяников на малых островах на юге гряды не встречено отложений трансгрессивных фаз среднего-позднего голоцена, здесь найдены разрезы торфяников, залегающие на 1,5 м ниже современного уровня моря. Находки на островах морских толщ среднего-позднего плейстоцена говорит о том, что амплитуды нисходящих движений в позднем плейстоцене-голоцене не были значительными и, скорее всего, движения были разнонаправленными. Таким образом, на Малой Курильской гряде также возможно восстановление палеоцунами только для среднего-позднего голоцена, когда уровень моря стал близок к современному.

Сложность реконструкций летописи наиболее древних палеоцунами, проявившихся в среднем голоцене, связана с тем, что отложения даже сильных цунами не всегда образуют сплошные покровы, осадки часто залегают пятнами, а в разрезах эти осадки сохраняются в виде линз или небольших гнезд, поэтому при бурении торфяников есть вероятность пропустить такие осадки. Более надежную информацию дают шурфы, где можно проследить залегание тонких прослоев цунамигенных осадков и детально отобрать вмещающие отложения на радиоуглеродное датирование. Но обычно болота сильно обводнены и заложить шурф удастся крайне редко. В береговой зоне наиболее древние торфяники, включающие отложения среднегоголоценовых цунами, как правило, имеют большую мощность (более 4–5 м), и вскрыть их можно только скважинами.

Уникальной находкой является естественное обнажение, найденное на тихоокеанской стороне о. Зеленый на побережье бух. Рудня. Здесь в приустьевой части ручья вскрыт торфяник, который выполняет долину низкочастотного водотока (протяженность 300 м, мощность торфа до 4 м), в верховьях долины (на высоте около 12 м н.у.м.) торфяник примыкает к центральному болотному массиву, покрывающему практически всю поверхность острова. Торфонакопление началось около 10460 ± 100 л.н., 12380 ± 190 кал.л.н., ЛУ-6872 и продолжалось весь голоцен. Разрез торфяника включает многочисленные прослои цунамигенных песков, протягивающиеся вглубь суши на расстояние более 270 м. Хорошо выраженные прослои цунамиген-

ных песков встречены только в средне- и позднеголоценовой части разреза. Разрез включает также маркирующие прослои тефры вулканов Масю, Тарумаи и Комагатаке о. Хоккайдо. Данные тефростратиграфии позволили уточнить хронологию происходивших событий.

Отложения двух наиболее древних цунами (мощностью от 2–3 до 8 см) залегают ниже вулканического пепла, близкого по составу к низкокалийной тефре Ма-f влк. Масю (6.4 тыс. ^{14}C л.н.). Из торфа, выходящего под прослоями морских песков, получены ^{14}C -даты 6770 ± 90 л.н., 7630 ± 80 кал.л.н., ЛУ-6875; 6660 ± 90 л.н., 7540 ± 70 кал. л.н., ЛУ-6868. Отложения представлены среднезернистым песком с примесью алевроита и гравия и включают окатанный материал. Гранулометрические кривые распределения одномодальные (моды 0.25–0.315, 0.315–0.4 мм). Цунамигенное происхождение осадков подтверждают находки морских и солоноватоводных диатомей в нижнем прослое – планктонные *Thalassiosira bramaputrae*, *Thalassiosira* sp., в верхнем прослое – планктонные неритический *Actinocyclus curvatulus*, сублиторальные *Thalassiosira bramaputrae*, *Odontella aurita*, *Actinocyclus octonarius*, бентосные *Navicula jarrensis*, *Tryblionella acuminata*, *Nitzschia sigma*, *Fragilaria pulchella*, *Campylodiscus echeneis*, *Arachnoidiscus ehrenbergii*, *Amphora coffeaeformis* var. *acutiuscula*.

Между прослоями вулканических пеплов Ма-f и Та-с вскрыты от 6 до 9 прослоев песков, которые прослеживаются на расстояние более 300 м от берега. Возраст более древнего цунами можно оценить около 5.7 тыс. л.н. (6.7 кал.тыс. л.н.). Осадок включает сублиторальные бентосные диатомеи *Caloneis westii*, *Tryblionella plana*. Сильное цунами произошло около 5480 ± 70 л.н., 6290 ± 70 кал.л.н., ЛУ-6879. В осадках встречены солоноватоводные диатомеи *Diploneis pseudoovalis*, *Thalassiosira bramaputrae*. В отложениях встречены крупные фрагменты древесины, скорее всего, занесенные цунами, поскольку на островах в среднем голоцене древесной растительности уже не существовало. В это время на пике голоценовой трансгрессии произошел распад сухопутного моста, соединявшего Малые Курилы и о. Кунашир с о. Хоккайдо, на отдельные острова.

Активизация сейсмической обстановки в регионе произошла в конце атлантика. В разрезах торфяника бух. Рудня обнаружены прослои цунамигенных песков (мощностью до 3 см), фиксирующие прохождение сильных цунами около 5.2 тыс. л.н. (6 кал. тыс. л.н.); 4820 ± 90 л.н., 5530 ± 110 кал. л.н., ЛУ-6880; 4750 ± 90 л.н., 5470 ± 110 кал. л.н., ЛУ-6870. Морские и солоноватоводные диатомеи представлены неритическими *Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiosira* sp., сублиторальными планктонными *Paralia sulcata*, *Thalassiosira bramaputrae*, бентосными *Navicula jarrensis*, *Diploneis pseudoovalis*.

В начале суббореала два сильных цунами произошли около 3970 ± 90 л.н., 4430 ± 140 кал.л.н., ЛУ-6867 и 3590 ± 70 л.н., 3890 ± 100 кал. л.н., ЛУ-6871. Вероятно, следы этих же событий были найдены на побережье бух.

Димитрова на о. Шикотан [8] и в разрезе торфяника в южной части о. Танфильева. На п-ве Немуро, расположенном на северо-востоке о. Хоккайдо, выделены два события близкого возраста [9].

Выше прослоя вулканического пепла Та-с обнаружены четыре прослоя цунамигенных песков. Один из прослоев отвечает прохождению сильного цунами около 980 ± 90 л.н., 900 ± 90 кал.л.н., ЛУ-6881, следы которого часто встречаются в разрезах береговых низменностей Малой Курильской гряды. На о. Шикотан осадки этого цунами были обнаружены как с тихоокеанской стороны острова (1060 ± 50 л.н., 1000 ± 50 кал.л.н., ЛУ-5762; 1000 ± 80 л.н., 920 ± 90 кал. л.н., ЛУ-5761; 870 ± 90 л.н., 820 ± 90 кал. л.н., ЛУ-5755; 970 ± 90 л.н., 890 ± 90 кал. л.н., ЛУ-5922; 1120 ± 80 л.н., 1070 ± 90 кал.л.н., ЛУ-5766), так и со стороны Южно-Курильского пролива – в бух. Хромова, (1030 ± 80 л.н., 950 ± 100 кал.л.н., ЛУ-6578), Отрадная (1010 ± 100 л.н., 940 ± 110 кал. л.н., ЛУ-7089) и Крабовая (1020 ± 130 л.н., 950 ± 140 кал. л.н., ЛУ-7349). На о. Полонский осадки сильного цунами, произошедшего около 1000 л.н., обнаружены в разрезах торфяников бух. Щелбыкина и Южная на высоте более 6 м и прослежены вглубь суши на расстояние более 700 м. Высота волн во время этого события на о-ве Зеленый достигала 7–8 м, зона затопления – более 0.8 км. Осадки этого же цунами обнаружены и на о. Юрий. На о. Танфильева осадки этого цунами найдены в южной части острова, из нижележащего торфа получена ^{14}C -дата 1210 ± 60 л.н., 1160 ± 80 кал.л.н., ЛУ-6325.

В кровле разрезов под дерном залегает прослой средне-мелкозернистого песка (мощностью до 2–3 см), который хорошо прослеживается на расстоянии более 150 м (высота более 10 м). Поскольку этот прослой залегает выше прослоев маркирующих вулканических пеплов Та-а и Ко-с2, предполагается, что он был образован в конце XIX века (цунами 22.03.1894 М=8.2, следы которого обнаружены на побережье Восточного Хоккайдо [9]). Возможно, осадки этого же цунами встречены на о. Юрий в кровле торфяника на перешейке и торфяника на побережье бух. Грозная о. Танфильева, где этот прослой прослеживается на расстояние 150 м вглубь суши.

Разрез торфяника на побережье бух. Рудня на о. Зеленый может рассматриваться, как опорный при восстановлении сильных палеоцунами и позволяет более точно определить время их проявления и масштабы. Накопление торфа здесь шло непрерывно и охватывало весь голоцен. Полученные данные дали возможность повысить надежность реконструкций и уточнить хронологию сильных цунами, произошедших в среднем и начале позднего голоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ 14-50-00095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С. и др. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене-голоцене // Вестн. ДВО РАН. 1997. № 3. С. 121–143.
2. Хершберг Л.Б., Михайлик Е.В., Пушкарь В.С., Вачаев Б.И. Строение, вещественный состав илистой толщи шельфа юга Приморья и перспективы ее освоения // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 2. С. 90–99.
3. Bryant E. Tsunami: The Underrated Hazard. Verlag, Heidelberg, New York: Springer, 2008. P. 143–148.
4. Mori N., Takahashi T., Yasuda T., Yanagisawa H. Survey of 2011 Tohoku earthquake tsunami inundation and runup // Geophysic Research Letter. 2011. V. 38. L00G14.
5. Borrero J. Learning from Earthquakes, the Great Sumatra Earthquake, and Indian Ocean Tsunami December 26, 2005 // Field Survey on Northern Sumatra, Special Earthquake Report. 2005. № 1.EERI.
6. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А. и др. Проявление палеоцунами на Малой Курильской гряде в голоцене // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 6. С. 48–57.
7. Иващенко А.И., Гусяков В.К., Джумагалиев В.А. и др. Шикотанское цунами 5 октября 1994 г. // ДАН. 1996. Т. 348. № 4. С. 532–538.
8. Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А. и др. Геологическая летопись палеоцунами на о. Шикотан (Малая Курильская гряда) в голоцене // Вулканология и сейсмология. 2008. Т. 2. № 4. С. 50–66.
9. Nanayama F., Shigeno K., Shitaoka Y. Furukawa R. Geological Study of unusual tsunami deposits in the Kurile Subduction Zone for mitigation of tsunami disasters // The tsunami threat – research and technology. Rijeka: InTech, 2011. P. 283–298.

The problem of the reconstruction of longest Holocene tsunami series for South Kuril Region is discussed. Chronology of Middle-Late Holocene paleotsunami was studied on the base of radiocarbon dating of peat bog section on the coast of Rudnya Bay, Zeleniy Island. This coastal peat bog section records all Holocene events and is unique for South Kurile Region.

Романова А.В.

(Дальневосточный геологический институт ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток,
e-mail: sandra_ru@bk.ru)

**Морфологическая изменчивость планктонных
фораминифер рода *Neogloboquadrina* из колонки
MD05-2920 тропической области Тихого океана**

Romanova A.V.

(Far East Geological Institute Far Eastern Branch of RAS, Vladivostok)

Morphological variability of planktonic foraminifera *Neogloboquadrina* in core MD05-2920 from the western equatorial Pacific

Ключевые слова: планктонные фораминиферы, морфотипы, *Neogloboquadrina*, Тихий океан.

Планктонные фораминиферы являются весьма многочисленной и разнообразной группой морских пелагических простейших, которые распространены по всему Мировому океану. Раковины фораминифер имеют известковый скелет, который позволяет им хорошо сохраняться в океанических осадках. Вместе с тем планктонные фораминиферы являются надежными индикаторами экологических параметров и используются для расшифровки палеоклиматических сигналов. Современные исследования в области молекулярной генетики показали недостатки классификации планктонных фораминифер, выявив существование малых рибосомальных субъединиц [1]. Микропалеонтологи называют их морфотипами. Род планктонных фораминифер *Neogloboquadrina* включает всего три вида, но множество вариантов и переходных форм [2], что создает определенные трудности при точной идентификации образца и влечет за собой ошибки при палеореконструкциях. До сих пор нет четкого определения морфологических критериев, позволяющих с высокой долей уверенности отнести экземпляры к тому или иному виду.

Данное исследование было направлено на изучение двух морфологически близких, но различных по экологическим предпочтениям видов фораминифер: *Neogloboquadrina dutertrei* (тропический) и *N. incompta* (умеренный). Анализ морфологических различий *N. dutertrei* и *N. incompta* был выполнен на примере 200 образцов, взятых из различных интервалов среднего-начала позднего плейстоцена колонки MD05-2920 (02°52' ю.ш., 144°32' в.д., глубина 1843 м, длина 36 м), отобранной в западной части тропической области Тихого океана во время международной экспедиции MD 148 IMAGESXIIIPECTEN в 2005 г. на НИС Marion Dufresne. Исследования

проводились в Центре электронной микроскопии ИБМ ДВО РАН на сканирующем электронном микроскопе SEMZeissEVO 40 XVP. Образец для исследования напылялся тонким слоем хрома, что существенно улучшает контраст электронно-микроскопического изображения. При анализе объектов использовали следующие параметры: сила тока ЭНТ=20.23 kV, увеличение Mag= 260–4590 раз. Для выявления основных морфотипов, представляющих собой переходные формы *N. dutertrei*-*N. incompta*, к матрице основных морфометрических данных, применен один из видов многокомпонентного статистического анализа – восходящая иерархическая кластеризация. В качестве метрики было использовано обычное евклидово расстояние, расчет производился методом «средней связи». Коэффициент корреляции 0.9. Анализ проводили с помощью программы PAST [3].

Были произведены замеры основных параметров раковины – ширины, длины раковины, длины устья, подсчитано количество камер в последнем обороте навивания раковины, наличие и отсутствие "зуба" - заостренного нароста в области устья на последней камере у образцов, представляющих собой переходные формы *N. dutertrei*-*N. incompta*. В результате кластерного анализа, который разбил базу морфометрических данных на 3 кластера, выделены следующие морфотипы (рис.).

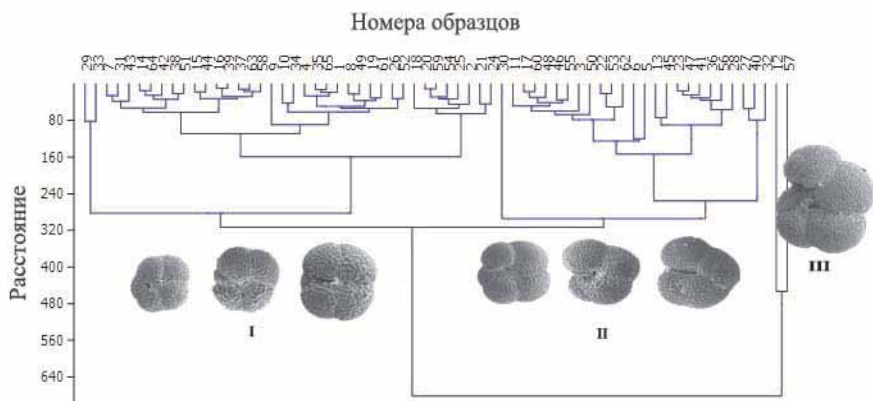


Рисунок. Результаты кластерного анализа морфометрических данных переходных форм *N. dutertrei*-*N. incompta* из образцов колонки MD05-2920.

Морфотип I характеризуется малыми размерами раковины (табл.), последняя камера такая же или меньше предыдущей, швы практически не диагностируются, количество камер в последнем обороте в большинстве случаев 4, "зуб" отсутствует. Стенка раковин данного морфотипа, как правило,

инкрустированная. Морфотип II имеет сравнительно крупные размеры раковины, устье более открыто, последняя камера, как правило, больше предыдущей, 40% изученных образцов данного морфотипа имеют 4.5 камеры и 30% – нарост на последней камере в форме "зуба". Скульптура стенки более сглажена по сравнению со стенкой образцов морфотипа I, поры просматриваются. Морфотип III представлен всего 2 образцами, которые по всем параметрам относятся к *N. dutertrei*: крупные размеры раковины, 4.5 камер в последнем обороте, скульптура стенки раковины сглажена и хорошо просматриваются поры.

Таблица Морфометрические данные выделенных морфотипов *N. Dutertrei* – *N. incompta* из образцов колонки MD05-2920

Морфотип	ширина раковины	длина раковины	кол-во камер	длина устья	швы	зуб	длина ок-ружности раковины
I	221.4	253.2	4	103.8	-	-	869.7
II	269.8	320.5	4-4.5	135.8	+-	+-	1155.9
III	367.3	255.1	4.5	170.5	+	-	1601.3

Среди экземпляров, образующих кластер I, вошли образцы морфологически схожие с *N. Pachyderma* – 4-х камерные, с плохо различимым устьем, стенка инкрустирована, пор практически не видно. Основным диагностическим признаком, разделяющим эти виды, является стенка раковины. Как известно, *N. Pachyderma* – вид холодноводный и практически не встречается в тропической области Тихого океана. Цифелли [4] утверждал, что *N. incompta* и *N. pachyderma* никогда не были пойманы в одну сеть, т.к. встречаются в разных водных массах, и именно экологическая приуроченность этих видов выступает главным критерием для таксономического разделения [4–6]. Можно предположить, что у некоторых образцов, морфологически схожих с *N. pachyderma*, инкрустированная стенка возникла в результате погружения организма на глубину.

В первом приближении можно утверждать, что по морфологическим признакам экземпляры морфотипа I можно отнести к *N. incompta*, морфотипа II и III – к *N. dutertrei*. Полученные результаты учитывались при диагностировании видов и составлении базы данных для палеотемпературного анализа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (15-35-50161 – мол_нр). Образцы для исследования любезно предоставлены руководителем проекта Е.В.Ивановой (ИО РАН) и L.Vidal (CEREGE).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Darling K., Kroon D., Wadw C.M., Leigh Brown A. Molecular phylogeny of the planktonic foraminifera //Journal of Foraminiferal Research.1996.V. 26. P. 324–330.

2. Hilbreight H. Morphologic gradation and ecology in *Neogloboquadrina pachyderma* and *N. dutertrei* (planktic foraminifera) from core top sediments // *Marine Micropaleontology*. 1997. V. 31. P. 31–43.
3. Harper D.A.T. *Numerical Palaeobiology. Computer-Based Modelling and Analysis of Fossils and their Distributions*. New York. 1999. 468 p.
4. Cifelli R. *Globigerina incompta*, a new species of pelagic foraminifera from the North Atlantic // *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*. 1961. V.12. P. 83–86.
5. Arikawa R. Distribution and taxonomy of *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) off the Sanriku coast, northeast Honshu, Japan // *Sci. Rep. Tohoku Univ.* 1983. V. 53. P.103–157.
6. Darling K., Kucera M., Kroon D., Wade C.M. A resolution for the coiling direction paradox in *Neogloboquadrina pachyderma* // *Paleoceanography*. 2006. –V. 21. PA2011, doi:10. 1029/2005PA001189.

The morphological variability of *Neogloboquadrina dutertrei* – *N. incompta* specimens was studied in 200 sediment samples from the core MD05-2920 collected on the Bismarck Sea, off Papua New Guinea. Three morphotypes were identified based on the specific morphometrical characteristics. Morphotype I corresponds to *N. incompta*, morphotypes II and III are close to *N. dutertrei*.

Романова А.В.

(Дальневосточный геологический институт ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: sandra_ru@bk.ru)

Реконструкция изменчивости танатоценозов планктонных фораминифер в тропической области Тихого океана 100–400 тыс. лет назад

Romanova A.V.

(Far East Geological Institute Far Eastern Branch of RAS, Vladivostok)

Planktonic foraminifera reconstruction in western equatorial Pacific during the interval 100–400 ka

Ключевые слова: планктонные фораминиферы, ледниковье, межледниковье, морские изотопные стадии, Тихий океан.

Тропическая часть Тихого океана является мощным источником переноса тепла и влаги в высокие широты и, по мнению ряда исследователей, внесла значительный вклад в глобальные изменения плейстоцена усиливая или ослабляя передачу климатических сигналов [1,2]. Понимание сложных климатических причинно-следственных связей данного региона для разных ледниково-межледниковых циклов даст ключ к пониманию механизмов глобальной циркуляции. Планктонные фораминиферы широко используются для палеоокеанологических реконструкций микропалеонтологическими и геохимическими методами, поскольку эти одноклеточные организмы являются одним из наиболее чувствительных индикаторов изменений биопродуктивности, климата и гидрологических условий, а их раковины широко распространены в донных осадках Мирового океана. Региональные океанологические особенности изучаемого района, а именно малая амплитуда сезонных колебаний температуры поверхностного слоя воды, глубокое положение термоклина (150 м), а также низкий уровень первичной продукции и значительное видовое разнообразие фауны планктонных фораминифер делают его особенно интересным для палеоокеанологических реконструкций. В тоже время, связанные с ледниково-межледниковыми циклами изменения гидрологических условий, биологической продуктивности и структуры планктонных сообществ тропической зоны пока слабо изучены. Цель настоящего проекта заключалась в том, чтобы на основе данных фораминиферового анализа среднеплейстоценовых-голоценовых отложений западной части тропической области Тихого океана восстановить изменения в структуре танатоценозов, связанные с ледниково-межледниковыми циклами, и палеоокеанологические условия в поверхностном слое водной толщи.

Фактическим материалом для исследования послужили 38 образцов средне-верхнеплейстоценовых осадков из сверхдлинной колонки MD05-2920 (02°52' ю.ш., 144°32' в.д., глубина 1843 м, длина 36 м), отобранной в западной части тропической области Тихого океана во время международной экспедиции MD 148 IMAGESXIIIPECTEN в 2005 году на НИС MarionDufresne. Образцы для анализа взяты из интервалов максимумов и минимумов изотопно-кислородных стадий (ИКС) 5–11 (100–400 тыс. лет) колонки MD05-2920. Изотопно-кислородная стратиграфическая кривая и возрастная модель колонки опубликованы [3]. ПФ изучены в гранулометрической фракции > 150 μm интервалом 5–10 см. Для оценки видового разнообразия тафоценозов фораминифер были использованы индексы разнообразия [4], рассчитанные с помощью статистической программы PAST. Для выявления основных трендов изменчивости и определения доминирующих комплексов к матрице процентного содержания видов ПФ, доля которых в сообществе составляла не менее 2% хотя бы в одной пробе, применен SABFAC факторный анализ [5]. Степень влияния растворения на раковины планктонных фораминифер определялась по соотношению целых раковин и их обломков (индекс фрагментарности), и соотношение бентосных и планктонных фораминифер [6]. Для определения палеотемператур были использованы аналоговый метод Modern Analogue Technique (MAT) [7], пересмотренный аналоговый метод Revised Analog Method (RAM) [8].

Сохранность раковин фораминифер является одним из главных индикаторов условий осадконакопления, особенно в районах, где планктонные фораминиферы играют осадкообразующую роль [6]. Раковины фораминифер из образцов колонки MD 05-2920 характеризуются хорошей сохранностью, что нашло отражение в низких показателях индекса фрагментарности и отношения ПФ/ БФ, присутствии в палеосообществах тонкостенных видов. Незначительные признаки растворения характерны для осадков интервала 239 и 242 тыс.л. назад. Общее содержание ПФ колеблется от 243 до 5355 экз./г сухого осадка. Наиболее массовыми видами являются *Globigerinoides ruber*, *Neoglobobulimina dutertrei*, *Globigerinita glutinata*, встречаемые во всех изученных образцах. Относительно высокие показатели встречаемости характерны и для видов *Globigerinella siphonifera*, *Globigerina bulloides*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia menardii*. Для выделения статистически независимых группировок планктонных фораминифер по разрезу был применен SABFAC. Факторный анализ, примененный к матрице процентного содержания ПФ, показал, что изменчивость комплекса определяется тремя главными факторами, суммарно описывающими 95,6% вариаций. Главным видом фактора 1 является *G. glutinata*, фактора 2 – *N. dutertrei*, фактора 3 – *G. bulloides*. Сопоставление полученных результатов и данных о современном распространении видов [9] дает возможность предположить, что вид *G. glutinata*, индикатор усиления фазы Ла Нинья, доминирует в течение ледниковых и межледниковых интервалов (рис.).

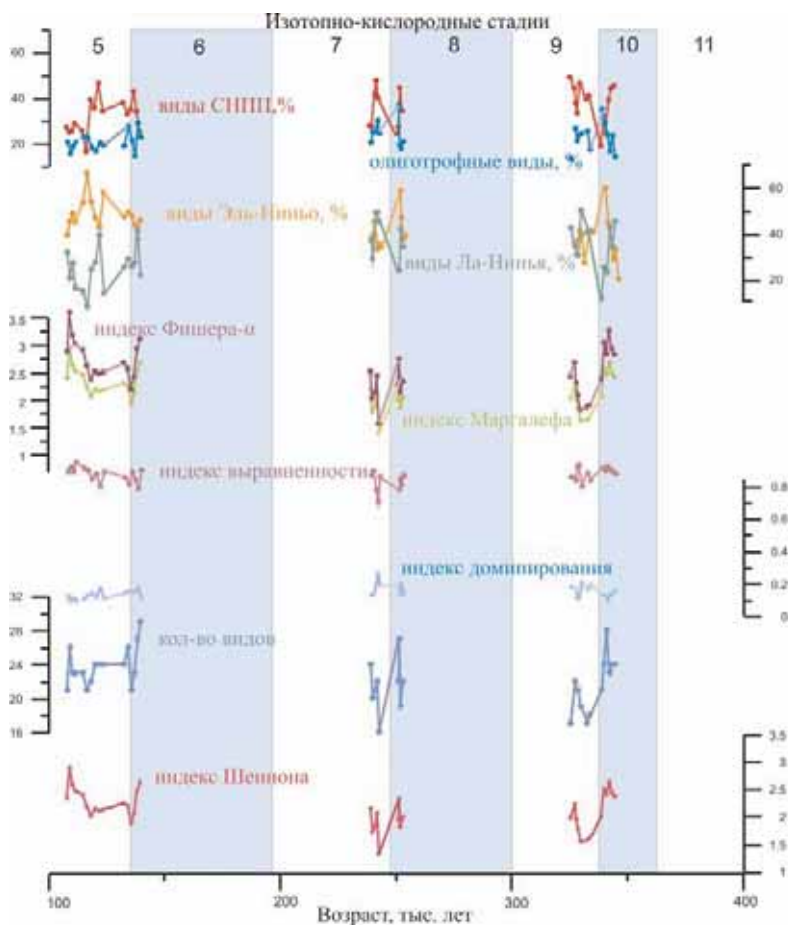


Рисунок. Вариации индексов видового разнообразия палеосообществ, кривые процентного содержания индикаторных видов ПФ основных водных масс западной части тропической области Тихого океана по колонке MD05-2920: виды Северного Новогвинейского противотечения (СНПП) – *G. siphonifera* + *G. glutinata* + *G. menardii*; олиготрофные виды *G. sacculifer* + *G. ruber* + *G. globatus*, виды Эль-Ниньо – *G. siphonifera* + *G. sacculifer* + *G. ruber* + *G. dutertrei* + *P. obliquiloculata*; виды Ла-Нинья – *G. bulloides* + *G. glutinata*.

Его содержание достигает максимальных значений в МИС 7. *N. dutertrei*, индикатор усиления фазы Эль-Ниньо, доминирует также в периоды ледниковый и межледниковый, но в противофазе фактору 1, максимальные значения

фиксируются в ИКС 5е. Максимальные значения *G. bulloides*, индикаторного вида СВ муссона, зафиксированы преимущественно в МИС 7.

Анализ разнообразия палеосообществ ПФ, оцененного с помощью различных индексов, показал, что наименьшее число видов содержится в образцах конца ИКС 7 и середины ИКС 9. Наиболее разнообразны комплексы ИКС 6 и 8. Отмечается тенденция увеличения количества видов в начале ледниковых стадий. Высокие показатели индексов Шеннона, Маргалефа, Фишера-аппроксимации для всех ИКС совпадают с высокими значениями кривой содержания олиготрофных видов и индикаторных видов Эль-Ниньо, за исключением ИКС 10. Вероятно, это связано с устойчивой водной стратификацией, которая наблюдается в периоды усиления фазы Эль-Ниньо. Считается, что индекс доминирования обычно придает большее значение постоянно встречающимся видам, и главным образом отражает «концентрацию» доминирования. Высокие значения этого индекса в некоторых интервалах совпадают с высокими значениями кривой содержания видов, характерных для фазы Ла-Нинья, что объясняется доминированием *G. glutinata* в палеосообществе.

С использованием методов МАТ и РАМ были получены палеотемпературы для оптимумов межледниковий и пессимумов оледенений среднего-позднего плейстоцена. Установлено незначительное отличие между летними и зимними температурами. Сравнение этих данных с кривой температур, определенных по соотношению Mg/Ca в раковинах вида *G. ruber*, показало значительные расхождения. Различия в результатах могут быть связаны с разной чувствительностью методов, аналитическими погрешностями и возможным влиянием вариаций первичной продукции на структуру комплексов фораминифер [10]. Разница в реконструируемых температурах, особенно для "безаналоговых" ИКС 6, 8, 10 может быть обусловлена также увеличением содержания видов *G. glutinata* и *G. bulloides* за счет усиления локального апвеллинга.

Полученные количественные данные по изменению численности и структуры танатоценозов планктонных фораминифер для оптимумов трех межледниковий и пессимумов трех оледенений по колонке MD05-2920 были сопоставлены с результатами фораминиферового анализа колонки MD 02-2529, отобранной в восточной части тропической зоны Тихого океана [1]. Наблюдается общая тенденция увеличения содержания вида-индикатора термической стратификации *N. dutertrei* в ледниковые периоды. Для межледниковых стадий характерно увеличение содержания олиготрофных видов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (15-35-50161 – мол_нр). Образцы для исследования любезно предоставлены руководителем проекта Е.В.Ивановой (ИО РАН) и L.Vidal (CEREGE).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ivanova E.V., Beaufort L., Vidal L., Kucera M. Precession forcing of productivity in the Eastern Equatorial Pacific during the last glacial cycle // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 40. P. 64–77.
2. Beaufort L., de Garidel T., Mix A.C., Pisias N.G. ENSO-like forcing on oceanic production during the late Pleistocene // *Science*. 2001. V. 293. P.2440–2444.
3. Tachikawa K., Timmermann A., Vidal L. et al. CO₂ radiative forcing and Intertropical Convergence Zone influences on western Pacific warm pool climate over the past 400 ka // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V.86. P.1524–1534.
4. Harper D.A.T. Numerical Palaeobiology. Computer-Based Modelling and Analysis of Fossils and their Distributions. New York,1999. 468 p.
5. Imbrie J., Kipp N. A new micropaleontologic method for quantitative paleoclimatology. Application to a Late Pleistocene Caribbean core // *The Late Cenozoic glacial ages*. Yale University.1971.P. 71–182.
6. Dittert N., Baumann K.-H., Bickert et al. Carbonate dissolution in the deep-sea: methods, quantification and paleoceanographic application // *Use of Proxies inPaleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer. 1999.P. 255–284.
7. Prell W.L. The stability of low-latitude sea-surface temperatures: An evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on the positive SST anomalies. Washington, Department of Energy.1985.60 p.
8. Waelbroeck C., Labeyrie L., Duplessy J. et al. Improving past sea surface temperature estimates based on planktonic fossil faunas // *Paleoceanography*. 1998. V. 13. doi: 10.1029/98PA00071.
9. Yamasaki M., Sasaki A., Oda M., Domitsu H. Western equatorial Pacific planktic foraminiferal fluxes and assemblages during a La Niña year (1999). *Marine Micropaleontology*. 2008. V. 66. P. 304–319.
10. Hutson W.H. Transfer function under no-analog conditions: Experiments with Indian ocean planktonic foraminifera // *Quat. Res*. 1977. V.8. P.355–367.

Here we present planktonic foraminifera reconstructions from the core MD 05-2920 from the Bismarck Sea, off Papua New Guinea. Changes in planktonic foraminifera abundances, ecological structure and biodiversity show variability in water mass circulation over major transitions between glacial and interglacial cycles within the time interval 400–100 ka.

Руденко О.В.¹, Енина В.В.¹, Овсепян Я.С.²

(¹Орловский государственный университет, Орел, olrudenko2011@yandex.ru;

²Геологический институт (ГИН РАН), Москва)

Вариации состава субфоссильных палиноспектров в донных осадках шельфа и континентального склона моря Лаптевых

Rudenko O.V.¹, Enina V.V.¹, Ovsepyan Ya.S.²

(¹Orel State University, Orel; ²Geological Institute of RAS, Moscow)

Variations in the composition of subfossil pollen spectra from bottom sediments of the shelf and continental slope of the Laptev Sea

Ключевые слова: пыльца, непыльцевые палиноморфы (НПП), палиноспектр (ПС), органическая взвесь, шельф, континентальный склон, море Лаптевых

В данном сообщении обсуждаются результаты изучения состава пыльцы и непыльцевых палиноморф (НПП) в ненарушенном поверхностном слое осадков, впервые поднятом 8 мультикорерами на внешнем шельфе и континентальном склоне моря Лаптевых в экспедиции ARK27-3 на НИС «Полярштерн» в 2012 г., и 5 мультикорерами в затопленных палеодолинах рек Лены, Анабара, Оленека и Хатанги в экспедиции Трансдрифт XXI на НИС «Виктор Буйницкий» в 2013 г. (рис.1).

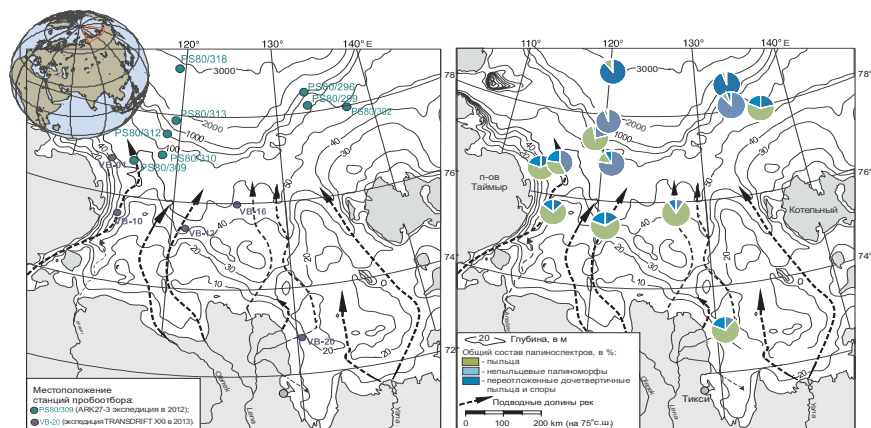


Рисунок 1. Местоположение точек пробоотбора и состав микрофоссилий в поднятых осадках.

ся эоловым путем за пределы ареала [2–4], данная пыльца, вероятно, вовлекается в водный перенос в западноевропейском регионе и поступает в море Лаптевых с трансформированными водами атлантического происхождения (АТВ), движущимися вдоль континентального склона, таким образом, маркируя зону их распространения.

В группу НПП объединены споры, органические остатки водных микроорганизмов морского (цисты динофлагеллат, акритархи, фораминиферы) и пресноводного (хлоро- и харофитовые водоросли) генезиса, споры грибов рода *Glomus* и печеночников.

Концентрация микрофоссилий определялась по методу J. Stockmarr [5] с помощью добавления в осадок на начальном этапе обработки таблеток, содержащих фиксированное количество окрашенных спор *Lycopodium*. Концентрация пыльцы и НПП варьирует в пределах от 18.1×10^3 до 134.7×10^3 зерен/г сухого осадка, уменьшаясь до $2-5 \times 10^3$ зерен/г в направлении континентального склона.

Концентрация переотложенных дочетвертичных пыльцы и спор в осадках западной части континентального склона в 5 раз выше, чем в восточной, достигая значений 100×10^3 зерен/г. В осадках внутреннего шельфа она не превышает значений $1-2 \times 10^3$ зерен/г, за исключением восточной части, прилегающей к дельте Лены, где она возрастает на порядок.

В таксономическом составе ПС выявлены существенные различия, определяемые расстоянием от берега и обстановкой седиментации. Так, основу субфоссильных ПС внешнего шельфа и континентального склона составляют переотложенные дочетвертичные пыльца и споры (до 94% от общего количества микрофоссилий), что свидетельствует об активном влиянии на формирование ПС склоновой и донной абразии. Несмотря на удаленность точек пробоотбора на сотни километров от берега, в ПС из осадков, распространенных восточнее 130° в.д., доминирует пыльца растений пойменных биоценозов (*Alnus viridis*, Cupressaceae, Rosaceae и *Betulanana-type*) в ассоциации со спорами тундровых растений и колониями пресноводных хлорофитовых водорослей родов *Pediastrum* и *Botryococcus*, что свидетельствует об участии речных вод, достигших шельфа, в процессе дальнейшего перераспределения водных масс по площади бассейна. В ПС западной части внешнего шельфа и континентального склона встречены лишь единичная пыльца сосны сибирской, злаков и плавучих спор папоротников.

Доля переотложенных дочетвертичных микрофоссилий в ПС внутреннего шельфа не превышает 9–16%, а их основу формируют всего 4 таксона – дальнезасоная пыльца сосны сибирской, а также локально-региональные компоненты – пыльца кустарничковых берез, злаков и кустарниковой ольхи, образующей густые заросли вдоль поймы р. Лены. Определена также пыльца растений, характерных для луговых сообществ Сибирской Арктики (в основном Rosaceae, Ranunculaceae и Polygonaceae).

В группе микрофитопланктона, особенно в пределах внутреннего

шельфа, доминируют пресноводные колониальные водоросли рода *Pediastrum*. В обедненной ассоциации диноцист в осадках внутреннего шельфа доминируют холодноводные гетеротрофные виды *Islandinium var. minutum* и *Brigantedinium spp.*, способные выдерживать низкую соленость прибрежных вод. Присутствие в ПС континентального склона маркерных автотрофных видов *Spiniferites elongatus*, *Nematosphaeropsis labyrinthus* и *Operculodinium centrocarpum* свидетельствует о проникновении в лаптево-морский бассейн трансформированных североатлантических вод.

Полученные впервые данные с континентального склона и описанные особенности формирования состава ПС в донных осадках шельфа и континентального склона составили методическую основу реконструкций изменений природной среды лаптевоморского региона на этапе дегляциации [6].

Исследование выполнено при поддержке совместной российско-германской Лаборатории по морским и полярным исследованиям им. О.Ю. Шмидта (ААНИИ, г. Санкт-Петербург) и гранта РФФИ №15-05-08497

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Naidina O.D., Bauch H.A. Distribution of pollen and spores in surface sediments of the Laptev Sea // Land-ocean systems in the Siberian Arctic. Dynamics and history / H. Kassens, H.A. BauchEds. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 1999. P. 577–585.
2. Калугина Л.В., Малаховский Д.Б., Макеев В.М., Сафронова И.Н. Некоторые результаты палинологических исследований на архипелаге Северная Земля в связи с вопросом о переносе пыльцы и спор в высокоширотной Арктике // Известия ВГО. 1979. № 4. С. 330–334.
3. Федорова Р.В. Количественные закономерности распространения пыльцы древесных пород воздушным путем //Труды ИГ АН СССР, 1952. Т. 52 (Материалы по геоморфологии и палеогеографии). Вып. 7. С. 91–103.
4. Федорова Р.В. Распространение пыльцы и спор текучими водами // Труды ИГ АН СССР. 1952. Т. 52.Вып. 7. С. 46–72.
5. Stockmarr J. Tablets spores used in absolute pollen analysis //Pollen Spores 1971. V. 13. P. 616–621.
6. Rudenko O., Tarasov P.E., Bauch H.A., Taldenkova E. A Holocene palynological record from the northeastern Laptev Sea and its implications for palaeoenvironmental research //Quaternary International.2014. V. 348. P. 82–92.

Undisturbed surface sediment layer from submerged paleovalleys of the Lena, Khatanga, Anabar and Olenek rivers as well as from outer shelf and continental slope of the Laptev Sea was studied for pollen and non-pollen palynomorphs (NPP). Spatial variations in taxonomic composition and abundance of pollen and non-pollen palynomorphs given here as a number of grains per gram of dry sediment are discussed. The leading role of the river flow in transportation of the pollen, spores and freshwater microphytoplankton onto the shelf and continental slope is shown.

**Сапелко Т.В.¹, Анисимов М.А.², Носевич Е.С.²,
Курочкин Ю.Н.²**

(¹Институт озерадения РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: tsapelko@mail.ru; ²Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург)

**Корреляция островных и континентальных
палинологических данных арктической зоны**

**Sapelko T.V.¹, Anisimov M.A.², Nosevich E.S.²,
Kurochkin Ju.N.²**

(¹Institute of Limnology RAS, St.Petersburg, ²Saint-Petersburg State University)

**Correlation of the island's and continent's pollen data
in the Arctic zone**

Ключевые слова: палинология, поверхностные пробы, перенос пыльцы, Арктика, Кольский полуостров, архипелаг Земля Франца-Иосифа

Изучение арктических островов с помощью палинологического анализа имеет большое значение для реконструкций изменения климата и природной среды прошлого. Однако при изучении разрезов островных территории арктической зоны палинологии сталкиваются с определенными трудностями. В первую очередь это небольшое количество разрезов, пригодных для палинологических исследований. В основном содержание пыльцы в имеющихся разрезах невелико [1–3 и др.], что затрудняет проведение анализа. Еще одной проблемой палинологических исследований на арктических островах является значительное содержание заносной пыльцы [4–5 и др.]. В связи с этим весьма актуальными являются методические работы по изучению субрецентных и рецентных проб арктических островов и прилегающих континентальных районов – территорий вероятного заноса пыльцы. Подобных исследований для арктических островов выполнено немного: субрецентные и рецентные палиноспектры для архипелага Северная Земля [6–7], рецентные палиноспектры для Новосибирских островов [5] и для архипелага Земля Франца-Иосифа всего три субрецентных палиноспектра [8]. Во всех палиноспектрах отмечается большое количество дальнезаносной пыльцы. Субрецентным и рецентным палиноспектрам континентальной зоны побережья Арктических морей посвящено более значительное количество работ [9–12 и др.]. Исследований по сопоставлению островных и континентальных субрецентных и рецентных палиноспектров практически нет.

Острова архипелага Земля Франца-Иосифа являются самыми северными участками суши Евразии и наиболее удаленными от материка (80°40' с. ш. 54°50' в. д.). Они относятся к зоне арктических пустынь. Растительность

архипелага скудна, насчитывается 57 видов сосудистых растений, приуроченных в основном к микрозападинам рельефа, например, полигональным трещинам или границам осыпных конусов. Растительный покров представляет собой травянисто-моховые сообщества, отмечаются также два вида кустарничков – ива полярная и камнеломка супротиволистная. В ходе экспедиции 2012 г., проводившейся в рамках проекта Национального парка «Русская Арктика», М.А. Анисимовым были отобраны поверхностные пробы на таких островах архипелага Земля Франца-Иосифа, как Земля Александра, Земля Георга, Джексона, Гукера, Апполонова, Ева-Лив, Белл; Грили, Кейна. С помощью спорово-пыльцевого анализа изучено 12 поверхностных проб. Выполненное к.б.н., сотрудником БИН РАН Сергеем Серафимовичем Холодом ботаническое описание позволило сопоставить полученные субрецентные палиноспектры с реально произрастающей на островах растительностью [13]. Также были использованы ранее выполненные ботанические описания [14–15]. Особенностью всех изученных субрецентных палиноспектров является наличие значительного процента заносной пыльцы. Среди пыльцы древесных пород отмечены зерна *Pinus*, *Picea*, *Betula*, *Salix*. Однако, если пыльцу древесных пород достаточно легко определить, как заносную, то наличие заносных форм трав определить достаточно трудно. Это возможно лишь при наличии подробных ботанических определений современного растительного покрова. Как было установлено в ходе проведенного исследования, заносная пыльца трав также в значительном количестве присутствует во всех изученных субрецентных палиноспектрах. В связи с этим возникла необходимость изучения возможности ветрового переноса пыльцевых зерен с материковой части.

Для переноса пыльцы и спор растений на большие расстояния до конкретного территориального объекта необходимо сочетание как минимум трех условий:

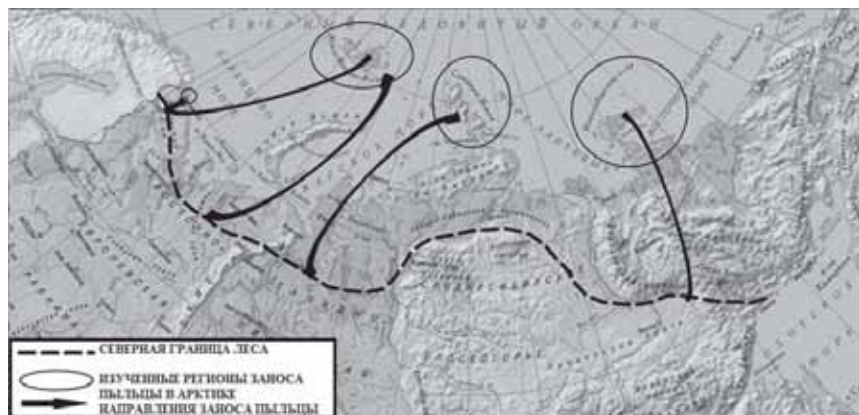


Рисунок. Предполагаемые регионы заноса пыльцы на арктические острова.

1. Достаточно сильный ветер со значительной турбулентностью в месте цветения растений для подъема пыльцы вверх (на высоте 10 м скорость должна быть не менее 4–5 м/с);

2. Наличие в нижней тропосфере явно выраженных потоков воздуха к исследуемой территории;

3. Ослабление скорости ветра над этими территориями с возможностью выпадения и оседания пыльцы.

Объективных и точных методик оценки вышеупомянутых процессов практически не существует. Самым подходящим для решения подобных задач на наш взгляд является метод обратных траекторий. Метод обратных траекторий в основном применяется для идентификации наземных источников выбросов атмосферного аэрозоля регионального и глобального масштабов [16–17]. В нашем случае изучения переноса пыльцы мы основывались на определенном анализе движения пыльценесущих потоков навстречу им от искомой точки (чаще всего конкретной, желательной репрезентативной для исследуемой области, метеостанции с данными по приземному ветру) до первоначального источника пыльцы. В качестве предполагаемых районов, откуда переносится пыльца на архипелаг Земля Франца-Иосифа, взяты районы Кольского полуострова и Большеземельской тундры. В связи с этим за основу были взяты данные по стартовым параметрам ветра на двух станциях: Мурманск (Кольская тундра) и Нарьян-Мар (Большеземельская тундра). Для архипелага Земля Франца-Иосифа как стартовые определялись дни с ветрами южных румбов на метеостанции острова Хейса в июне за 3 года, предшествующих взятию проб на спорово-пыльцевой анализ (2010–2012 гг.). Затем по синоптическим картам определялись соответствующие дни с наличием барических образований, способствующих верховому переносу с этих румбов и с длительностью не менее 1 суток (примерное время полета пыльцы до ЗФИ). Далее определялись соответствующие дни с приземными ветрами этих же румбов и скоростями более 4 м/с на метеостанциях материка (Мурманск, Нарьян-Мар). Окончательно сводились данные в две обратных траектории: с Кольского полуострова и с Большеземельской тундры. С Кольского полуострова в июне 2010 г. непосредственный перенос пыльцы в район ЗФИ мог происходить 2, 3 и 21 июня, а с Большеземельской тундры – 5 и 22 июня. В 2011 г. Кольский перенос можно считать приуроченным к 1, 2, 7 и 22 июня, а из Большеземельской тундры – к 22 июня. В 2012 г. перед взятием проб Мурманская обратная траектория наблюдалась 15 и 25 июня, а Нарьян-Марская – 14 и 21 июня. Можно отметить, что обе траектории имеют заметную синхронность, связанную очевидно с общей синоптической ситуацией в эти даты. С другой стороны, их относительная величина весьма мала и колеблется в пределах 6–8% от общего количества дней. Таким образом, упомянутые выше три условия для переноса пыльцы и спор с Кольского полуострова и Большеземельской тундры до архипелага Земля Франца-Иосифа выполняются, хотя их оценка

непосредственно для переноса пыльцы является приблизительной.

В связи с полученными результатами проанализированы изученные нами субрецентные палиноспектры Кольского полуострова. 20 поверхностных проб отобраны в июле 2012 г. на полуостровах Средний и Рыбачий ($69^{\circ}40' - 69^{\circ}59'$ с. ш., $31^{\circ}20' - 32^{\circ}30'$ в. д.). Спектры показывают значительное сходство с палиноспектрами архипелага Земля Франца-Иосифа, как по древесным породам, так и по травам. С целью подтверждения наших выводов в дальнейшем планируется изучение поверхностных проб на территории Большеземельской тундры.

На основе проведенных исследований, а также имеющихся литературных источников построена схема предполагаемого заноса пыльцы на арктические острова (рис.). Предполагаемые районы заноса пыльцы на острова архипелагов Северная Земля и Новосибирские острова авторы исследований [5, 6] определяли на основании господствующих направлений ветров. В основу взято положение о том, что пыльца древесных может быть привнесена с северной границы леса, а пыльца травянистых – с мощными турбулентными потоками ветра с побережий.

В результате можно констатировать, что без изучения субрецентных и рецентных палиноспектров невозможно корректно интерпретировать результаты палинологического анализа разрезов арктических островов. Полученные результаты необходимы для дальнейших палеогеографических реконструкций, как для архипелага Земля Франца-Иосифа, так и для всех арктических островов в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Говоруха Л.С., Зауер Л.М. Донные отложения озер Земли Франца-Иосифа // История озер Северо-Запада России. Ленинград, 1967. С. 257–365.
2. Дымов В.А., Шарин В.В. Новые данные по палеогеографии голоцена архипелага Земля Франца-Иосифа (о-в Карла-Александра) // Арктика и Антарктика. 2005. Вып. 4 (38). С. 53–56.
3. Большианов Д.Ю., Погодина И.А., Гусев Е.А. и др. Новые данные по береговым линиям архипелагов Земля Франца Иосифа, Новая Земля и Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2(82). С. 68–77.
4. Андреев А.А., Николаев В.И., Большианов Д.Ю., Петров В.Н. Результаты палинологических исследований ледяного керна с ледникового купола Вавилова, Северная Земля // Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. 1997. № 83. С. 112–120.
5. Анисимов М.А., Москаленко И.Г. Условия формирования рецентных и субрецентных спорово-пыльцевых спектров на о-ве Беннетта (Новосибирские острова) // Вестник Санкт-Петербургского Государственного университета. Сер. 7. 2006. Вып. 1. С. 130–138.
6. Калугина Л.В., Малаховский Д.Б., Макеев В.М., Сафронова И.Н. Некоторые результаты палинологических исследований на архипелаге Северная Земля в связи с вопросом о переносе пыльцы и спор в высокоширотной Арктике // Известия ВГО. 1979. № 4. С. 330–334.

7. Andreev A.A., Lubinski D.J., Bobrov A.A. et al. Early Holocene environments on October Revolution Island, Severnaya Zemlya Arctic Russia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008. V. 267. P. 21–30.
8. Кренке А.Н., Федорова Р.В. Пыльца и споры на поверхности ледников Земли Франца-Иосифа // *Материалы гляциологических исследований. Хроника обсуждений*. Вып. 2. М.: изд-во ИГ АН СССР, 1961. С. 57–60.
9. Малясова Е.С., Ельчанинова Е.М., Вишневская Е.М. Пыльца и споры из донных осадков озер центральной части Кольского полуострова и некоторые вопросы палеогеографии голоцена этой территории // *Озера различных ландшафтов Кольского полуострова*. Л.: Наука, 1974. С. 89–95.
10. Носевич Е.С., Сапелко Т.В. Особенности поверхностных спорово-пыльцевых спектров микрорегионов Кольского полуострова // *Методы палеоэкологических исследований. Тезисы докладов*. М.: Изд. Московского университета, 2014. С. 58.
11. MacDonald G.M., Velichko A.A., Kremenetski C.V. et al. Holocene Treeline History and Climate Change Across Northern Eurasia // *Quaternary Research*. 2000. V. 53. P. 302–311.
12. Sapelko T., Nosevich E. Holocene palaeoenvironmental changes on the North Kola Peninsula: formation of modern landscapes // *Abstracts of Past Gateways*. St.-Petersburg, May 13–17, 2013. P. 65.
13. Nosevich E., Anisimov M.A., Sapelko T.V., Kholod S.S. Subrecent pollen spectra of surface from archipelago Franz Josef Land // *Abstract of 9th European Paleobotany-Palynology Conference*, 26–31 August 2014, Padova, Italy. P. 189–190.
14. Говоруха Л.С. Земля Франца-Иосифа // *Арктика*. М.: Наука, 1971. С. 328–359.
15. Walker D.A., Carlson S., Frost J.J. et al. 2010 Expedition to Krenkel Station, Hayes Island, Franz Josef Land, Russia. Data Report. Alaska Geobotany Center, Institute of Arctic Biology, University of Alaska Fairbanks. 2011. 63 p.
16. Поддубный В.А., Наговицина Е.С. Восстановление пространственного поля концентрации атмосферного аэрозоля по данным локальных измерений: модификация метода обратных траекторий // *Физика атмосферы и океана*. 2013. Т. 49. №4. С. 439–446.
17. Исаков А.А. Связь параметров аэрозоля Центральной России с воздушными массами // *Оптика атмосферы и океана*. 2014. Т. 27. №3. С. 192–197.

The aim of our researches was the correlation between surface samples from the continent and the arctic islands. We correlate results of our pollen investigations at the archipelago Franz-Josef Land and Kola Peninsula. Pollen grains may be transported for great distances. Due to analysis of baric systems and circulation type of the region we tried to predict wherefrom pollen is infused by air to Franz-Josef land archipelago.

Сафарова С.А.

(Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН г. Москва S.Safarova@mail.ru)

История четвертичного периода окраины Карского моря (полуострова Таймыр) по палинологическим данным

Safarova S.A.

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

History of the Quaternary Period of the suburb of the Kara Sea (Taimyr Peninsula) on palynological data

Ключевые слова: геология, споры и пыльца, палеоклимат, ландшафт

В результате проведенных работ в районе Таймыра было выявлено, что четвертичные отложения бассейна реки Пясины с ее главными притоками (Пура, Янгола, Агапа, Икона) образуют, по данным В.Н. Сакса [1], сплошной покров мощностью во многих случаях более 100 м. Формировалась эта толща в разнопеременном континентально-морском режиме, так как в периоды трансгрессий смежные бассейны р. Пясины и Хатанги становились дном широкого пролива между материком и горным массивом Бырранга. В периоды оледенения территория охватывалась окраиной материкового льда, спускавшегося от хребта Бырранга. В связи с этими геологическими событиями гидрогеологическая сеть перестраивалась несколько раз, что создало большую сложность в установлении возраста террас, так как более молодые участки долин местами чередуются со значительно более древними. По всей видимости, участки речных долин, ориентированных с восток-северо-востока на запад-юго-запад или наоборот, преимущественно являются более древними, тогда как идущие на северо-запад в ряде случаев более молодые. Таким образом, исследуемая территория попеременно занималась то морским проливом или опресненным реками заливом, то превращалась в сушу с темнохвойной тайгой, которая сменялась лесотундрой, тундрой и приледниковой пустыней. Эти смены условий проходили не раз и в разном темпе в прямом и обратном направлении, налагаясь на тектонические и эрозионные перестройки рельефа, в этом – ключ к расшифровке данных спорово-пыльцевых анализов исследуемого региона, так как каждый разрез позволяет раскрыть динамику ландшафта на определенном отрезке геологической истории. Нами было проанализировано несколько сот образцов целой серии обнажений, представленных разнообразными по генезису и литологии осадками. В основном это пески с прослоями суглинков и глин, реже – глинисто-суглинистые разности супеси, алевроиты. Наибольшее количество пыльцы обнаружено в глинистых отложениях и алевроитах, а так же в илистых и торфяных прослойках песка. Необходимо заме-

тить, что во всех образцах, наряду с пылью четвертичных растений, присутствуют многочисленные переотложенные формы мелового и третичного времени. Как показали полученные нами спорово-пыльцевые данные из большой серии отложений, по времени формирования эти отложения относятся к верхнему плейстоцену. В целом полученные нами данные хорошо согласуются со схемой периодичности климата, составленной для Средней Сибири Н.В. Кинд [2], а также нашей схемой подразделения послезырянского времени на биоклиматические фазы, разработанные на основе палинологического изучения Минусинской котловины [3]. Их существенной особенностью является более дробное деление каргинского межледникового и сартанского ледникового веков. На основе палинологических данных выявляются следующие этапы в геологической истории региона в верхнем плейстоцене и голоцене. В зырянский ледниковый век на территории Таймырского полуострова распространились материковые ледники, с которыми соседствовали пустынно-арктические ландшафты с разреженными сообществами из *Artemisia*, *Betula* и небольшим количеством других ксерофитов, а так же напочвенным покровом зеленых мхов. На рубеже зырянского и каргинского веков, при постепенном разрушении ледника, по низменности стали распространяться тундрово-степные и, по более увлажненным местообитаниям, тундрово-болотные растительные формации. Потепление климата в каргинском времени шло довольно быстро и сопровождалось продвижением к северу лесотундры. В соответствующих этой фазе отложениях 2-ой надпойменной террасы реки Агапы (разрез 2022, в горизонте 2.5–9 м) преобладала пыльца кустарниковых и карликовых берез, а так же сосны с единичными включениями пыльцы ели и ольхи. Травянистый покров состоял из осок злаков, маревых. В группе спор преобладали папоротники, зеленые мхи. Похожие спектры наблюдались и на 2-ой н/п террасе р. Пуры. На смену лесотундры пришла темнохвойная тайга, причем это время совпало с морской трансгрессией, занявшей всю низменную часть Таймырского полуострова. Споры и пыльца из прибрежных лесов заносились в море и осаждались в его глубинах, смешиваясь с морскими осадками. Елово-пихтовые леса распространились по долинам рек не только в материковой части но, по-видимому, и по горным долинам южного склона хребта Бырранга, отделенного от материка проливом. На водоразделах сохранялись лесотундровые формации с преобладанием «ерников». В обнажениях № 502 на террасе по реке Агапе имеется радиоуглеродная датировка, которая составляет 45 тыс. лет. Это позволяет уверенно относить вышележащую толщу к фазе северо-таежных лесов каргинского межледникового. Этим же временем мы датировем отложения разрезов и на н/п террасе рек Анактах, Агапы и Янгоды. Темнохвойно-таежная фаза была климатическим оптимумом каргинского века и в последующем началось похолодание на фоне регрессии моря, которое привело к расширению площади лесотундровых формаций. Около 22 тыс. лет тому назад древесно-

кустарниковые сообщества уступили свое место тундровой растительности, а в горных долинах и хребта Бырранга начали формироваться мощные ледники. Постепенно сливаясь между собой и сползая в низину Таймырского полуострова, они закрывали ее толщами льда. Наступил сартанский ледниковый век. Пространства между языками глетчеров приобретали облик арктической пустыни с очень разреженным покровом травянистых растений. Усилилась дефляция. Похолодание сартанского времени было значительным, но продвижение ледника, как считают ряд авторов, шло медленно из-за нараставшей сухости климата. Благодаря уникальному значению пыльцы и спор (высокой их сохранности и повсеместному распространению), удалось в некоторой степени определить стратиграфию и палеоклимат в изученном районе

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сакс В.Н. Четвертичные отложения Таймырского полуострова и прилегающих островов // Проблемы Арктики. 1945. № 5. С. 43–50.
2. Кинд Н.В. и др. Новые материалы по абсолютной хронологии верхнего плейстоцена Сибири (по C-14) // Доклады АН СССР. 1969. Т. 184. № 6. С. 14–17.
3. Сафарова С.А., Аблаев А.Г. Палеоландшафт и палеоклимат четвертичного периода Южной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера. Новосибирск: Изд. СОАН, 2009. С. 540–541.

The unique value of spores and pollen, due to the high safety and ubiquity, is the key to determining the stratigraphy and paleoclimate. As a result of the works materials on the dismemberment of Quaternary sediments and characterization of paleoclimate were carried out.

Сейткалиева Э.А.

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

Литология четвертичных контуритов континентальной окраины на севере Аргентинской котловины

Seitkalieva E.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, e-mail: blooregard@inbox.ru)

Lithology of Quaternary contourites from the northern continental margin of the Argentine Basin

Ключевые слова: контуритовые системы, иловые контуриты, гемипелагиты, биотурбация, осадочные волны, придонные течения, антарктическая донная вода, Ла-Плата,

Впервые термин «контуриты» был употреблен Б. Хизеном и Ч. Холлистером более 50 лет назад для описания осадков, отложенных под действием Западного пограничного течения на подножии континентального склона Северной Америки [1]. В последние десятилетия интерес мирового научного сообщества к проблеме контуритов значительно вырос. Выяснено, что мощные осадочные толщ контуритовых тел, которые почти непрерывно накапливались в течение миллионов лет, содержат в себе палеоклиматическую и палеоокеанологическую информацию о вариациях придонной циркуляции вод [2]. К настоящему времени разработаны основы концепции контуритов и классификация контуритовых тел (дрифтов) [3]. В экспедициях ИО РАН проведены сейсмоакустическое профилирование и комплексное исследование колонок контуритов на континентальной окраине Южной Америки, в том числе в райшне, литологии верхнечетвертных осадков которого посвящена настоящая работа [4].

Район исследования охватывает отрезок континентального подножия северо-западной части Аргентинской котловины (рис.). Север Аргентинской котловины отличается высокими скоростями и относительной стабильностью течений антарктических донных вод (ААДВ), а также обильным поступлением терригенного материала из залива (эстуария) Ла-Плата – от 80 млн. т/год [5] до 97 млн. т/год [6], служащим главным источником глинистого вещества иловых контуритов региона.

В настоящей работе использованы отчетные данные пяти рейсов НИС «Академик Иоффе»: 33, 35, 37, 43 и 46 (2010–2015 гг.)

Придонные течения антарктических вод образуют на континентальном подножии в северо-западной части Аргентинской котловины системы эрозионных и аккумулятивных форм рельефа, представленных дрифтами, каналами и осадочными волнами. Результатом взаимодействия придонных

течений с гравитационными потоками и фоновой гемипелагической седиментацией являются эрозионно-аккумулятивные системы смешанного генезиса [4].

В рамках данной работы рассмотрены три эрозионно-аккумулятивные системы: 1) поле осадочных волн на подножия континентального склона Бразилии, частично перекрывающих плато Санта Катарина; 2) эрозионно-аккумулятивная контуритовая система у подножия Южного уступа плато Сан-Паулу; и 3) поле осадочных волн к востоку от плато Санта Катарина [1]. Изучение разрезов 9 колонок донных осадков длиной 3.28 – 4.85 м, отобранных с глубин 3410-4040 м показало, что все они сложены сероцветными (восстановленными) терригенными илами с хорошо развитым коричневым (окисленным) поверхностным слоем.

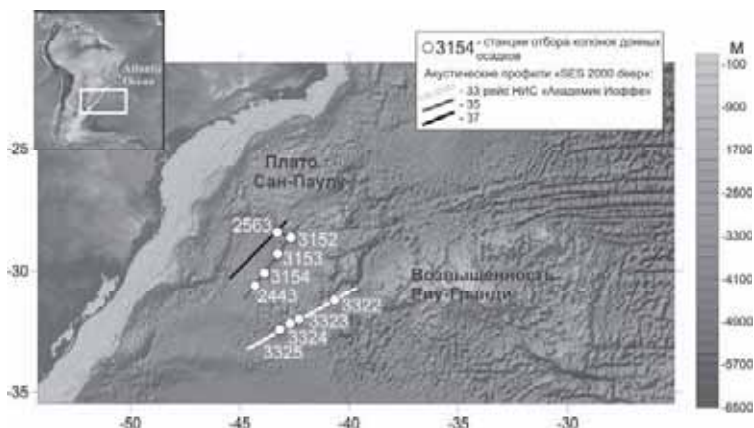


Рисунок. Положение акустических профилей «SES 2000 deer» 33, 35 и 37 рейса НИС «Академик Иоффе» с положениями на них станций отбора колонок донных осадков. СЗ Аргентинской котловины.

Изученные отложения по совокупности признаков отнесены к двум главенствующим генетическим типам – контуритам и гемипелагитам. Контуриты слагают целиком разрезы колонок, отобранных с вершин и склонов активных в настоящее время осадочных волн. Они характеризуются более или менее четкой слоистостью и тестурами биотурбации, которые нарушают контакты между слоями и создают цветовую пятнистость. По гранулометрическому составу это алевритово-глинистые и глинистые илы, в отдельных слоях – алевритовые осадки. Часто наблюдаются черные точечные или линзовидные выделения гидротроилита. Почти всегда присутствует примесь раковин фораминифер и кокколитов, содержание которых контролируется разбавляющим влиянием терригенного глинистого вещества, а также растворением карбоната (глубже лизоклина).

Контуриты доминируют в строении верхнечетвертичного осадочного чехла исследуемого района. Гемипелагиты обнаружены в виде слоев только в двух колонках: АИ-3153, взятой в захороненной части поля осадочных волн у подножия плато Санта Катарина, и АИ-2563, отобранного на вершине прируслового вала канала у подножия южного уступа плато Сан-Паулу. Они представлены гомогенными глинистыми илами.

Выявленные особенности литологии иловых контуритов и гемипелагитов позволили установить их связь с изменением придонной гидродинамики в изученном районе на протяжении средне-позднечетвертичного времени. Слои гемипелагических глин в колонках соответствовали периодам с относительно пониженными скоростями придонных течений, недостаточными для создания осадочных волн. Контуриты образуют осадочные волны в периоды усиления течений.

Таким образом, иловые контуриты, слагающие осадочные волны, свидетельствуют о повышенных скоростях придонных течений даже несмотря на их тонкозернистый гранулометрический состав.

Автор благодарит И.О. Мурдмаа, Е.В. Иванову и Д.Г. Борисова за консультации. Работа выполнена в рамках проекта ИОРАН № 0149-2014-0029 Госзадания 75.28.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Heezen B.C., Hollister C.D. Deep sea current evidence from abyssal sediments // Marine Geology, 1964. V. 1. P. 141–174.
2. Mienert J., Flood R.D., Dullo W.C. Research perspectives of sediment waves and drifts; monitors of global change in deepwater circulation // Paleooceanography. 1994. V. 9. P. 893–895.
3. Rebesco M. Contourites. // Encyclopedia of Geology /Ed. Selley R.C. et al. Elsevier. 2005. V. 4. P. 513–527.
4. Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. и др. Эрозионно-аккумулятивная деятельность придонных течений на подножии континентального склона Бразилии // Доклады Академии наук. 2013. Т. 452. № 3.С. 329–332.
5. Gilberto D.A., Bermec C.S., Acha E.M., Mianzan H. Large-scale spatial patterns of benthic assemblages in the SW Atlantic: the Rio de la Plata estuary and adjacent shelf waters // Estuar. Coast Shelf Sci. 2004. V. 61. P. 1–13.
6. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Lithology of Quaternary mud contourites and associated hemipelagic clay was studied in 9 gravity cores from the north-western continental margin of the Argentine Basin. The study area includes three erosion-depositional contourite systems represented by fields of sediment waves. The contourites consist of layered and bioturbated gray silty mud with a well developed brown oxidized surface layer. The fine-gained terrigenous material was derived from the La Plata River discharge. Contourites were deposited under influence of AABW current. The light gray homogeneous hemipelagic clay accumulated over contourites when bottom currents slowed down.

**Симагин Н.В.^{1,2}, Мурдмаа И.О.², Борисов Д.Г.²,
Сейткалиева Э.А.²**

(¹Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, e-mail: morskoylitolog@gmail.com, ²Государственное бюджетное учреждение науки Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии Наук)

Литология донных осадков

Экваториального Срединно-океанского каньона

**Simagin N.V.^{1,2}, Murdmaa I.O.², Borisov D.G.²,
Seitkalieva E.A.²**

(¹Lomonosov Moscow state university, ²Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow)

Lithology of sediments

from the Equatorial Mid-Oceanic Canyon

Ключевые слова: Бразильская котловина, сейсмоакустический профиль, контуристы, турбидиты, миопелагические глины, железо-марганцевые микроконкреции, антарктические донные воды

Уникальный крутосклонный канал (рис.1) в северной части Бразильской котловины, открытый в 1956 г. в 9 рейсе НИС “Vema”, получивший название Экваториальный срединно-океанский каньон (ЭСОК), хотя у него не обнаружено продолжения на континентальном склоне Бразилии, как у большинства глубоководных каньонов [1]. ЭСОК простирается субширотно в районе 4° с.ш. на 1275 км, от котловины Фернандо ди Нороньядо абис-

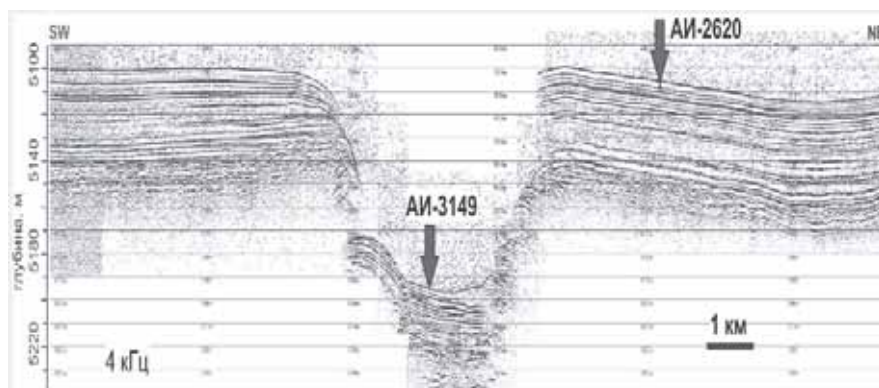


Рисунок 1. Сейсмоакустический профиль SES-2000deer через ЭСОК. Стрелками показаны точки отбора колонок. Положение профиля см. на рис.2.

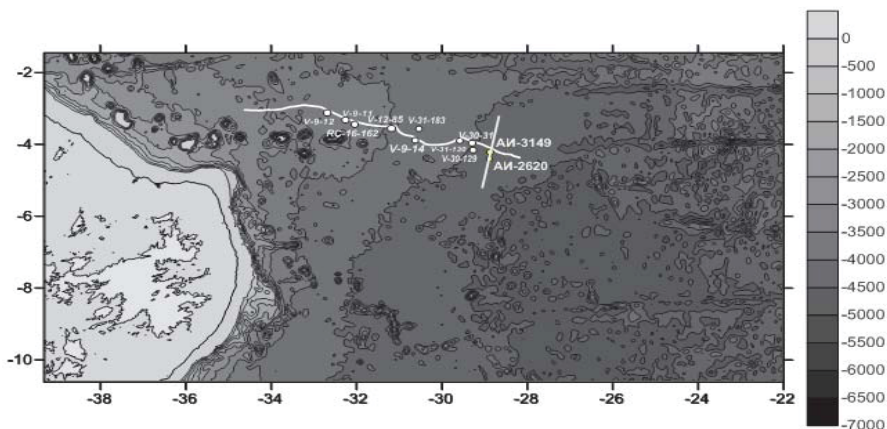


Рисунок 2. Карта станций отбора колонок в районе ЭСОК (извилистой белой линией показан ЭСОК, прямой – расположение сейсмопрофиля)

сальной равнины Пернамбуку (рис.2). Западная часть каньона полностью заполнена осадками. Глубина океана над дном ЭСОК возрастает от 4200 м на западе до 5400 м на востоке [2]. Ширина составляет 5–8 км, относительная глубина – до 200 м.

В 37 и 43 рейсах НИС «Академик Иоффе» было получено две колонки: АИ-2620 (04°08.17' ю.ш., 28°49.55' з.д., глубина 5105 м, длина 3.90 м) отобрана на пологоволнистой абиссальной равнине вблизи северного борта ЭСОК [4], АИ-3149 (04°10.188' ю.ш., 28°50.316' з.д., глубина 5202 м, длина 5.62 м) отобрана на дне ЭСОК [5].

Осадки изучались под поляризационным микроскопом в смер-слайдах. Рентгено-фазовые анализы и сканирующая электронная микроскопия выполнены в Лаборатории морской геологии геологического факультета МГУ.

Обе колонки вскрыли четвертичные миопелагические глины, практически целиком сложенные глинистыми минералами. Они содержат примесь биогенных (кокколиты, фораминиферы, радиоларии, в меньшей степени – диатомеи и спикул губок), литокластических (кварц, вулканический пепел, слюды, редкополевые шпаты, амфиболы, рутил и циркон) и аутигенных (железомарганцевые микроконкреции) компонентов.

Четвертичный возраст осадков предполагается по нахождению единичных раковин ныне живущих планктонных фораминифер, встречающихся по всему разрезу. Признаки сильного растворения раковин исвидетельствуют о положении ниже критической глубины карбонатакопления.

Гранулометрический анализ показал, что осадки сложены почти на 100% глинистыми частицами, содержаниеシルтовых частиц выше следовых

в осадках, вскрытых колонкой АИ-3149 наблюдается лишь в интервале 417–418 сантиметров (0.05%). В промытом образце с этого интервала обнаружено повышенное содержание пепловых частиц. Колонка АИ-2620 вскрыла разрез осадков, полностью представленных глинай.

По всему разрезу встречаются аутигенные железомарганцевые микроконкреции, придающие осадкам более тёмный цвет. Светлые прослои обогащены карбонатными фоссилиями – главным образом, кокколитами. Эти прослои встречаются, главным образом, в верхних 150 сантиметрах разреза.

По результатам рентгенофазовых анализов определено следующее соотношение глинистых минералов в осадках: иллит – 34–37%, каолинит – 29–33%, смектит – 20–25%, хлорит 5–6%. Велико содержание смешанослойных фаз смектит-иллит и иллит-хлорит, содержание которых несколько выше в светлых прослоях.

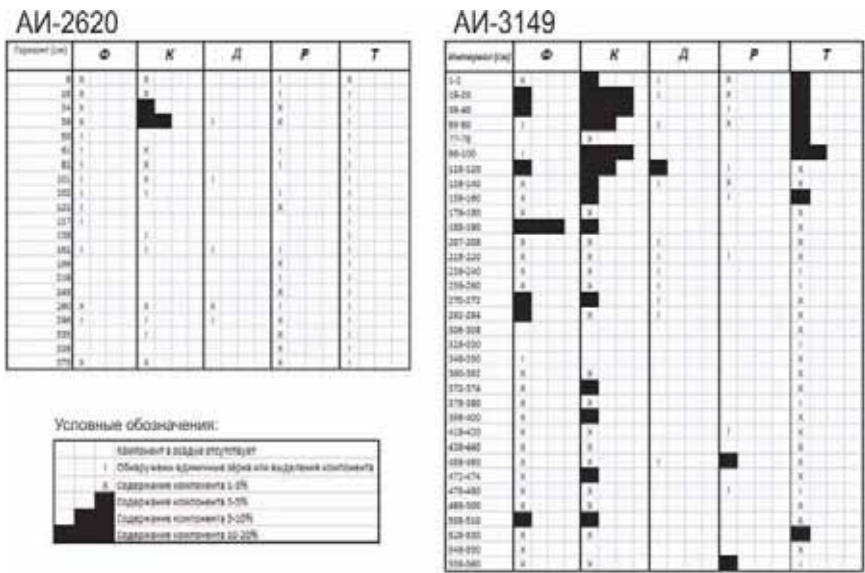


Рисунок 3. Диаграмма относительного содержания примеси песчано-силтовых частиц по смер-слайдам (Ф – фораминиферы, К – кокколиты, Д – диатомовые, Р – радиоларии, Т – литокластика)

Комплекс литологических признаков, выявленных в вколонке АИ-3149, включая цветовую полосчатость, наличие темно-коричневых прослоев, обогащенных железо-марганцевыми микроконкрециями, неравномерное, но в целом повышенное (по сранению с соседней колонкой АИ-2620) содержание микрофоссилий, а также примеси литокластических частиц (рис. 3),

указывает на контуритовую природу пелагических глин на дне каньона. Об этом же свидетельствуют сейсмофации, параллельно стратифицированная акустическая структура которых в осадочном теле на дне каньона отличается от наблюдаемой на абиссальной равнине (рис. 1). Объяснить предполагаемое заполнение ЭСОК контуритами можно тем, что движущиеся на северо-запад массы ААДВ высотой около 1000 м над абиссальной равниной, создают в нем ускоренное придонное контурное течение, идущее вдоль каньона вверх по очень пологому уклону дна и отлагающее в нем контуриты. Пока это течение инструментально не подтверждено, но представляется вполне вероятным.

Пока остаётся открытым вопрос, почему на глубине свыше 5 км, явно глубже КГК, сохраняются (при сильном растворении) карбонатные раковины фораминифер и кокколлиты. Предыдущими исследователями [1,2] было выдвинуто предположение о том, что это происходит в результате их быстрого захоронения турбидитами, однако никаких признаков турбидитов мы не обнаружили.

Обилие железо-марганцевых микроконкреций подтверждает окислительную обстановку раннего диагенеза, при которой медленно накапливаются глубоководные пелагические (красные) глины, в том числе переотложенные придонными течениями. Состав глинистых минералов соответствует характерному для экваториальной гумидной зоны океана, что свидетельствует о том, что источники вещества для контуритов лежат в той же зоне [6].

Авторы благодарят Е.В. Иванову за определение планктонных фораминифер и ценные консультации, В.Л. Лукше и З.М. Некрасову за помощь в проведении исследований. *Работа выполнена в рамках проекта ИО РАН № 0149-2014-0029 Госзадания 75.28 и поддержана проектами РФФИ 14-05-000744 а, 14-05-31357 мол_а.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Damuth J.E., Gorini M.A. The Equatorial Mid-Ocean Canyon: A relict deep-sea channel on the Brazilian continental margin // Geol. Soc. Amer. Bull. V. 87. P. 340–346.
2. Baraza J., Ercilla G. et al. The Equatorial Atlantic Mid-Ocean Channel: An Ultra High-Resolution Image of Its Burial History Based on TOPAS Profiles // Marine Geophysical Researches. 1997. V.19. P. 115–135.
3. Емельянов Е.М. Осадконакопление и придонные течения в юго-западной части Атлантического океана // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 2. С. 5–37.
4. Дмитриевский Н.Н., Мурдмаа И.О., Иванова Е. В., Ананьев Р.А. Отчёт 37-го рейса НИС «Академик Иоффе», март-апрель 2012 г. Фонды ИО РАН, 2012 (рукопись).

5. Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Борисов Д.Г., Исаченко С.М. Отчёт отрядов литологии и донных осадков 43-го рейса НИС «Академик Иоффе», октябрь 2013. Фонды ИО РАН, 2013 (рукопись).
6. Осадкообразование и магматизм океана. Геология океана. Океанология. М: Наука, 1979.

Lithology of sediments from the eastern part of the EMOC was studied using visual core description, optical (smear slides) and scanning electron microscopy (SEM), as well as X-ray diffraction analysis (for clay minerals). Sedimentary structures (including layering, burrow mottling) and distribution of characteristic lithological components from two sediment cores, along with seismic data, suggest that contourites are playing an important role in the sedimentary filling of the EMOC on the background of pelagic sedimentation well below CCD during the Late Quaternary.

Соколова Е.А.

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

Определение палеоглубин по танатоценозам сеноманских фораминифер

Sokolova E.A.

(Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow).

Determination of paleoglobin thanatocoenoses Cenomanian foraminifera

Ключевые слова: палеоглубины, фораминиферы, палеоклимат, танатоценозы, растворение, осадконакопление, Тихий океан, шельфовые моря.

Распределение видов планктонных фораминифер (ПФ) в воде, а следовательно и их раковин в осадках, обуславливается климатическим фактором [1,2], но не только им. Комплексы ПФ из разных глубинных ниш прижизненного обитания отличаются друг от друга. Отличия эти прослеживаются также и в соответствующих танатоценозах [3–5].

В танатоценозах фораминифер образовавшихся на разных глубинах, значительно превышающих глубину прижизненного обитания ПФ, также существуют отличия, но обусловлены они иной причиной – растворением [6]. Разные раковины в разной степени подверглись растворению и имеют разную сохранность. По степени сохранности раковины ПФ, в соответствии с нашей методикой [6,7], подразделяются на четыре группы. Для каждой группы введен свой коэффициент сохранности. Для изучаемого образца вычисляется сохранность комплекса раковин ПФ по формуле $S = (K_{ох}N_{ох} + K_{х}N_{х} + K_{с}N_{с} + K_{п}N_{п}) : 100\%$, где N – количество раковин ПФ разной сохранности, K – коэффициент сохранности раковин.

Многочисленные вычисления сделанные для разных возрастных интервалов позднего мела показали, что величина сохранности комплекса обратно пропорциональна палеоглубине осадконакопления. Было установлено, что при уменьшении глубины, сохранность комплекса увеличивается несколько скачкообразно, составляя три уровня. Сохранность комплексов, сформировавшихся в пределах первого палеоглубинного уровня, колеблется от 55 до 80%. ПФ составляют 60–95% комплекса, из них от 2 до 40% – ЮФ. Этот уровень соответствует палеоглубинам менее 1500м, то есть он находится выше уровня мелового лизоклина. Комплексы фораминифер, характерные для осадков, накапливающихся в пределах второго палеоглубинного уровня (1500–2300м) на 20–60% состоит из скульптурированных, как правило, крупных раковин ПФ. ЮФ в комплексе очень мало (<2%). Сохранность комплекса составляет (20–55%). В океанических отложениях,

образовавшихся в пределах третьего палеоглубинного уровня, то есть на глубине более 2300м ПФ составляют 20% комплекса. Их раковины очень сильно растворены. Сохранность комплекса ПФ не превышает 20%. ЮФ отсутствуют.

Полученные результаты для ряда скважин подтверждаются литературными данными [8, 9].

Итак, руководствуясь разработанным методом определения палеоглубины осадконакопления, можно, изучив любой образец карбонатных органических пород, обогащенных раковинами фораминифер, определить в пределах какого палеоглубинного уровня происходило накопление исходных осадков.

В настоящей работе рассматривается горизонтальный срез позднего сеномана (зоны *Rotalipora cushmani* и *Whiteinella archaeocretacea*) [10], вскрытый семью скважинами глубоководного бурения в Тихом океане и. разрезом Карнарвон (Австралия).

Скв.170 пробурена в северо-западной части Центральной котловины. Комплекс фораминифер состоит преимущественно из бентосных форм (БФ). ПФ составляют 15% (рис. а). Все раковины ПФ имеют очень плохую сохранность ($S=13\%$) (рис. б). Они представлены фрагментами сильно скульптурированных, раковин преимущественно рода *Rotalipora*. Ювенильные формы (ЮФ) полностью отсутствуют (рис. в). Это свидетельствует о том, что в рассматриваемый период в изучаемом регионе осадконакопление, по-видимому, происходило на большой глубине (третий палеоглубинный уровень), ниже уровня лизоклина. Это предположение подтверждается палеобатиметрическими построениями Л.А. Савостина с соавторами [10]. По их данным в рассматриваемом регионе палеоглубина достигала 4700м. Комплекс БФ, определенных Х.М. Саидовой, состоит преимущественно из глубоководных форм, обитавших на глубине 4500 м [10].

Скв. 169 пробурена в западной части Центральной котловины. Изученный комплекс раковин по всем признакам похож на комплекс скв. 170. ПФ составляют 18% (рис. а). Все раковины ПФ имеют очень плохую сохранность ($S=14\%$) (рис. б). Осадконакопление в рассмотренном районе происходило в пределах третьего палеоглубинного уровня. Расчетная палеоглубина [10] составляет 4157 м, а палеоглубина по БФ 4500 м.

Скв. 869В тоже пробурена в Центральной котловине. Осадконакопление так же происходило ниже уровня лизоклина. ЮФ отсутствуют. Однако количество ПФ возрастает до 20% (рис. а) и сохранность комплекса ПФ увеличивается до 20%, а в танатоценозе БФ присутствуют виды, обитавшие на глубине 2800м. Все это позволяет предположить, что осадок формировался в верхней части третьего палеоглубинного уровня.

Скв. 310А пробурена на поднятие Хесса. Скв. 45 располагается южнее между хребтами Неккер и Гавйский. Состав комплексов ПФ из осадков, вскрытых этими скважинами очень близок. В обоих комплексах преобла-

дают раковины тепловодных видов рода *Clavhedbergella* и *Rotalipora*. Эти раковины имеют в основном среднюю и реже хорошую сохранность. Сохранность всего комплекса – 30% для скв.45 и 33% для скв. 310А (рис. 6). ПФ составляют 32% (скв.310А) и 35% (скв. 45) от всего комплекса фораминифер (рис.4а). В танатоценозе обеих скважин в незначительном количестве (менее 2%) присутствуют раковины ЮФ очень плохой сохранности (рис.4в). Комплекс фораминифер, имеющий перечисленные особенности, может быть свойственен только осадкам, сформировавшимся в пределах второго лизоклинового урвня.

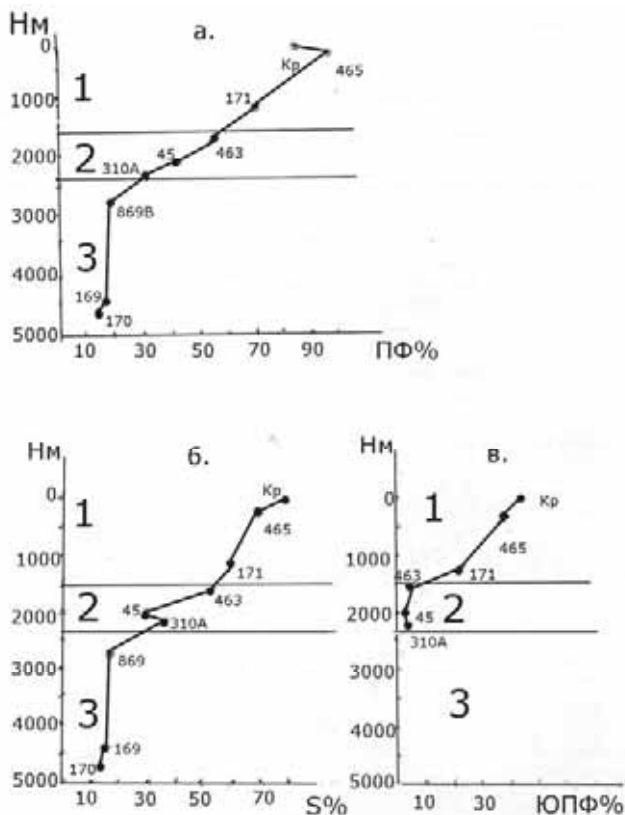


Рисунок. Соотношение палеоглубины и: а – количества ПФ; б – сохранности комплекса ПФ; в – количества ювенильных особей ПФ.

Нм – палеоглубина в метрах; S – сохранность комплекса ПФ; 1,2,3 – №№ палеоглубинных уровней; 170 – №№ скважин; Кр – разрез Карнарвон (Австралия).

Скв. 463 пробурена в западной части Срединно-Тихоокеанских гор. Осадконакопление в рассмотренном районе происходило то же в пределах второго палеоглубинного уровня. Однако то обстоятельство, что доля ПФ в танатоценозе составляет 58% (рис.а); сохранность комплекса ПФ возросла до 54%, а ЮФ составили около 3%, позволяет предположить, что осадок был сформирован в самой верхней части второго палеоглубинного уровня.

В восточной части Тихого океана пробурена скв. 171. В изученных осадках ПФ составляют 70% (рис. а) и отличаются чрезвычайным видовым и родовым разнообразием. Наряду с раковинами тепловодных видов в комплексе встречаются мелкие, лишенные килей, имеющие в основном гладкую или слабо орнаментированную поверхность раковины видов умеренно теплой группы. Характерно, что большинство раковин рассматриваемой группы имеют хорошую, реже среднюю сохранность, из чего можно заключить, что растворение, очевидно, было незначительным. Сохранность комплекса в целом составляет 60% (рис. б). Многие виды ПФ представлены как взрослыми, так и ЮФ, причем доля последних составляет 20% (рис. в). Описанный комплекс безусловно содержится в осадках, сформировавшихся на палеоглубине, значительно меньшей глубины лизоклина (в нижней части первого палеоглубинного уровня). Расчетная палеоглубина в рассматриваемом регионе составляла 1200м [9].

Скв. 465 пробурена в южной части поднятия Хесса. Отличительной чертой комплекса фораминифер является то, что он почти полностью состоит из ПФ (рис.а), причем большинство раковин отличается очень хорошей сохранностью. Растворение почти не коснулось даже ювенильных особей. Сохранности комплекса равна 70% (рис. б). ЮФ в отложениях, вскрытых скв. 465, составляют 37% (рис. б). Такое большое количество ЮФ тоже говорит об отсутствии растворения. Практически все виды ПФ в рассмотренном комплексе представлены как взрослыми, так и ЮФ. Все это позволяет сделать вывод, что изученные отложения формировались в верхней части первого палеоглубинного уровня, по всей видимости, на глубине, близкой к максимальной глубине обитания ПФ (не более 300м).

Разрез Карнарвон вскрывает верхнесеноманские отложения окраинных шельфовых морей Австралии. Комплекс фораминифер из этих отложений очень похож на комплекс скв.465. Большинство раковин имеют хорошую и очень хорошую сохранность. Степень сохранности комплекса – 80%. Несмотря на отсутствие растворения количество ПФ составляет 80%, из них 40% ЮФ (рис.). Такое соотношение ПФ/БФ характерно для глубин не превышающих 100м. Отсутствие в отложениях изученного разреза взрослых особей специфических глубоководных видов тоже говорит о том, что осадконакопление в этом регионе шло на глубине 100–50м.

По сохранности раковин и составу их комплекса для каждой скважины определено в пределах какого уровня растворения происходило накопление исходных осадков. Выделенные уровни соответствуют следующим палео-

глубинам: первый уровень – палеоглубина менее 1500 м; второй – 1500-2300м; третий – более 2300 м. Первый уровень подразделяется на три подуровня: 1-ый – менее 150м, 2-ой – от 150 до 600м, 3-ий – от 600 до 1500м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кеннет Дж. Морская геология. М.: Мир, 1987. Т.2. 384с.
2. Соколова Е.А. Раннелуронское глобальное потепление в Атлантическом и Индийском океанах (по данным фораминиферового анализа). // Океанология. 2009. т.49. №2. С.734-741.
3. Hart M.B., Bailey H.W. The distribution of planktonic foraminiferidae in the Mid-Cretaceous of New Europe // *Aspekteder Kreide Europus*. JUGS.J. 1979. Ser. A. V.6. P.527-542.
4. Копеевич Л.Ф. Определение палеоглубин на основе анализа комплексов планктонных фораминифер (по материалам верхнемеловых разрезов Закаспия) // Вестн. Моск. ун-та. Отд. геол. 1989. Сер.4. №3. С.25-34.
5. Копеевич Л.Ф., Соколова Е.А. Сравнение комплексов сантонских планктонных фораминифер из скважин Атлантического океана и некоторых эпиконтинентальных бассейнов северного полушария // МОИП. отд. геол.2003. Т.78. Вып.5. С. 60-70.
6. Соколова Е.А. Определение палеоглубин по танатоцнозам маастрихтских фораминифер // Океанология. 1999. Т. 39. № 2. С.281-287.
7. Соколова Е.А. Палеоокеанологические реконструкции Тихого океана для конца позднего мела (маастрихт) по планктонным фораминиферам М.: ВИНТИ, 1998. № 1351-В 98. 174 с.
8. Саидова Х.М. Палеогеографические реконструкции мезокайнозоя Тихого океана по фораминиферам // Тез. докл. 4 Всесоюзной школы морской геологии. М. 1980. Т.1. С.65-66.
9. Савостин Л.А., Волокитина Л.П., Зоненшайн Л.П. и др. Палеобатиметрия Мирового океана в позднем мелу // Океанология. 1980. Т.20. Вып.5. С.871-881.
10. Robaszynski F, Caron M. Foraminifères planktoniques du Cretace: commentaire de la zonation Europe-Mediterranee // Bull. Soc. Geol. France. 1995. V. 166. № 6. P. 681-692.

The data on the species composition of the shells of planktonic foraminifera from the Cenomanian deposits, uncovered seven wells in the Pacific and cut Carnarvon in Australia. By preservation of shells and their complex composition of each well is determined within a paleoglubinnogo level there was an accumulation of initial rainfall.

**Субетто Д.А.¹, Рыбалко А.Е.², Белкина Н.А.¹,
Потехин М.С.¹**

(¹Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН; г. Петрозаводск subetto@mail.ru;

²СПбГУ, Санкт-Петербург)

Послеледниковая история формирования Ладожского и Онежского озер

Subetto D.A.¹, Rybalko A.E.², Belkina N.A.¹, Potakhin M.S.¹

(¹Northern Water Problems Institute, KarRC, Russian Academy of Sciences, Russia;

²St.Petersburg State University, St.Petersburg, Russia)

Postglacial history of the Ladoga and Onega lakes

Ключевые слова: палеолимнология, Ладожское озеро, Онежское озеро, история развития озер

Ладожское и Онежское озера являются крупнейшим европейскими озёрами с огромным общим водосборным бассейном 258000 км². Они расположены на границе Восточно-Европейской платформы и Фенноскандинавского кристаллического щита в древних тектонических котловинах, преобразованных экзарационной и аккумулятивной деятельностью ледников четвертичных оледенений, а также эрозионной и аккумулятивной деятельностью морских и пресноводных бассейнов в межледниковые эпохи. Геологические и палеолимнологические исследования донных отложений Ладожского и Онежского озер в последние десятилетия, основанные на изучение кернов длиной до 4 м, позволили восстановить основные этапы их палеогеографического развития в поздне- и послеледниковое время. Котловины Ладожского и Онежского озер стали заполняться водой по мере разрушения и таяния ледника последнего валдайского оледенения. Согласно варвохронологическим, радиоуглеродным и палеомагнитным исследованиям озерно-ледниковых ленточных глин, вскрытых в котловинах обоих озёр, было установлено, что Онежское озеро освободилось ото льда в интервале 14000–12500 лет назад и с этого времени оно существовало как отдельный водоем, сток из которого менял свое местоположение и направление в зависимости от послеледниковых тектонических движений в Прионежье и в самой котловине. Котловина Ладожского озера начинает освобождаться ото льда чуть позже около 13300 лет и на протяжении почти 2000 лет является частью крупного приледникового пресноводного бассейна – Балтийского ледникового озера. Резкое потепление климата на рубеже позднего плейстоцена и голоцена привело к активному таянию и сокращению площади Балтийского ледникового щита, в результате чего в районе современной г. Биллингс в центральной Швеции около 11500 лет назад произошло

формирование каналов стока, известных в литературе как среднешведских проливов. Это привело к резкому падению уровня Балтийского ледникового озера на 25 м и, как следствие, к освобождению из-под воды обширных территорий, понижению порога стока для всего водосборного бассейна Балтики, изоляции Ладожского озера, к изменению гидрографической сети. В котловину Балтики впервые проникают морские воды Мирового океана, формируя солоноватоводные условия.

Исследование проводится при поддержке гранта РФФИ 14-17-00766 «Онежское озеро и его водосбор: история геологического развития, освоение человеком и современное состояние».

The report presents an analysis of modern scientific views of the post-glacial history of the formation of the largest lakes in Europe – Ladoga and Onega, shows what gaps exist and discuss the results of the latest scientific research.

Фидаев Д.Т., Емельянов Е.М.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
Калининград, fidaev@atlas.baltnet.ru)

Вещественный состав и строение позднечетвертичных отложений впадин Балтийского моря

Fidaev D.T., Emelyanov E.M.

(Atlantic Branch of P.P. Shirshov Institute of Oceanology of RAS, Kaliningrad)

The composition and structure of late Quaternary sediments of the basins of the Baltic Sea

Ключевые слова: Балтийское море, донные осадки, литолого-стратиграфические комплексы

Обобщены данные более 300 колонок донных осадков Балтийского моря, отобранных в 1970–2010 г.г. сотрудниками лаборатории геологии Атлантики под руководством Е.М. Емельянова. Анализировались материалы по геологии, литологии, биостратиграфии поздне- и послеледниковых осадков, их распространенности и мощностей во впадинах: Северобалтийской, Форё, Готландской, Гданьской и Борнхольмской.

Четвертичная толща Балтийского моря по геолого-геофизическим данным [1–9], представлена плейстоценовыми ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, а также голоценовыми ледниково-озерными и морскими осадками, которые залегают с несогласием на породах разных по возрасту (от докембрия до неогена) геологических систем.

На мелководных участках, подводных банках и бортах впадин структура четвертичных отложений имеет двухслойный разрез, состоящий из нижнего – моренного и верхнего – грубозернистого (пески и алевриты) слоя. Во впадинах моря в наиболее полных разрезах выделяются до VI литолого-стратиграфических комплексов (ЛСК) отложений [1–5, 7], состоящих из разных по составу и физическим свойствам, стратифицированных слоев.

ЛСК снизу вверх представлены: донная морена (ЛСК I), покровная морена (ЛСК II), макроленточные глины (ЛСК III) стадии Балтийских приледниковых озер, микроленточные и гомогенные глины (ЛСК IV) Балтийского ледникового озера, гомогенные и гидротроилитовые глины (ЛСК V) Июльдиевого моря и Анцилового озера, сапропелевидные илы (ЛСК VI) морской Литориновой и Постлиториновой стадий Балтийского моря (рис. 1).

В настоящем докладе на примере нижнеголоценовых гомогенных и гидротроилитовых глин (ЛСК V), образованных в пребореальном (10–9.2 тыс. л.н.) и бореальном (9.2–7.8 тыс. л.н.) климатических условиях, рассматривается вещественный состав, строение, мощности и их распределе-

ния во впадинах Балтийского моря. Указанные глины вскрыты грунтовыми геологическими трубами (длина колонок осадков от 1.5 м до 15 м) на более чем 100 станциях.

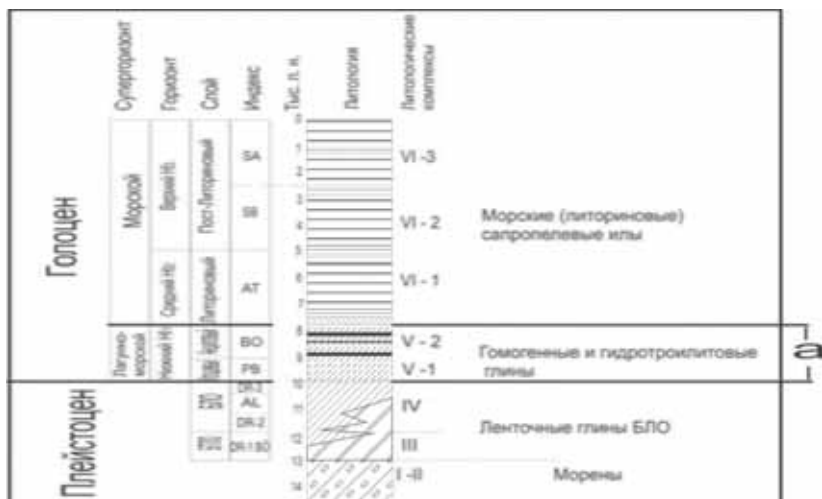


Рисунок 1. Принципиальная схема стратиграфии и литологических комплексов верхнечетвертичных осадков Балтийского моря [9]:

а – жирными линиями показано положение литологического комплекса иольдиевых и анциловых глин рассматриваемых в данном докладе.

Накопление гомогенных и гидротроилитовых глин Балтийского моря согласно палеогеографической схеме [10], происходили в стадии Иольдиевого моря и Анцилового озера.

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.

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 меньше (60–70%), чем в иольдиевых глинах, а содержание $\text{CaCO}_3 < 1.0\%$, реже 2–3%.

В осадках Иольдиевого моря определены морские (20%) и солоноватоводные виды диатомеи (*Ihalassiosira baltica*, *Actinocyclus hrenbergii*,

Rhizosolenia hebetate f. *Semispina*), а в Анциловых озерных осадках, резко преобладают пресноводные виды диатомей *Aula cosira islandica* subst. *helvetica* (до 87%) [11]. На спорово-пыльцевых диаграммах, также отчетливо устанавливается высокое общее содержание пыльцы хорошо сохранившейся древесных растений, которые дают возможность их расчленения на уровне климатических периодов.

На литологических профилях (рис. 2) и карте распределения осадков (рис. 3), мощности нижнеголоценовых глин колеблется от нуля до 6–7 м, локализуясь в основном, во впадинах (глубины 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), юго-западной части Борнхольмской (более 3 м) впадин. На склонах впадин и подводных возвышенностях осадки размываются, имеют сокращенные мощности (первые 10 см), либо эродированы полностью.

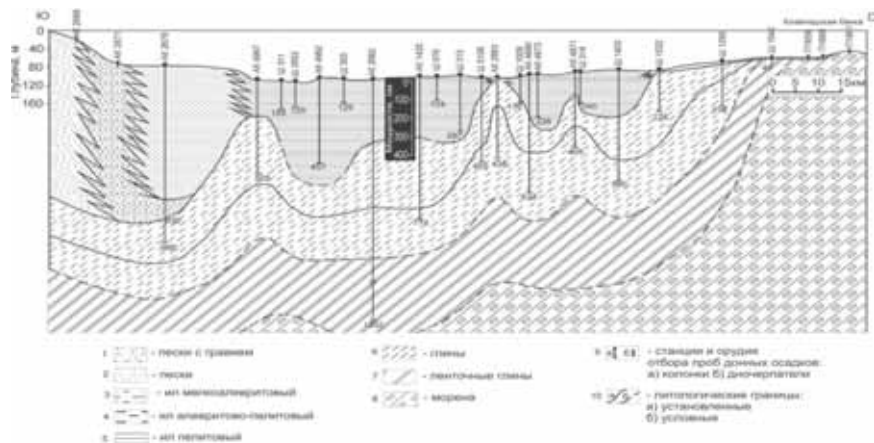


Рисунок 2 Литологический профиль VI-VI (Гданьская впадина).

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 (появление микрослоистых сапропеловых илов). Данный литологический комплекс во впадинах перекрыт морскими литориновыми илами, а на береговых мелководьях песками и алевроитами.

Исследования выполнены по теме 9027 (Геолого-геохимические исследования в Балтийском море и Атлантическом океане, палеореконструкция геологической среды и палеоклимат).

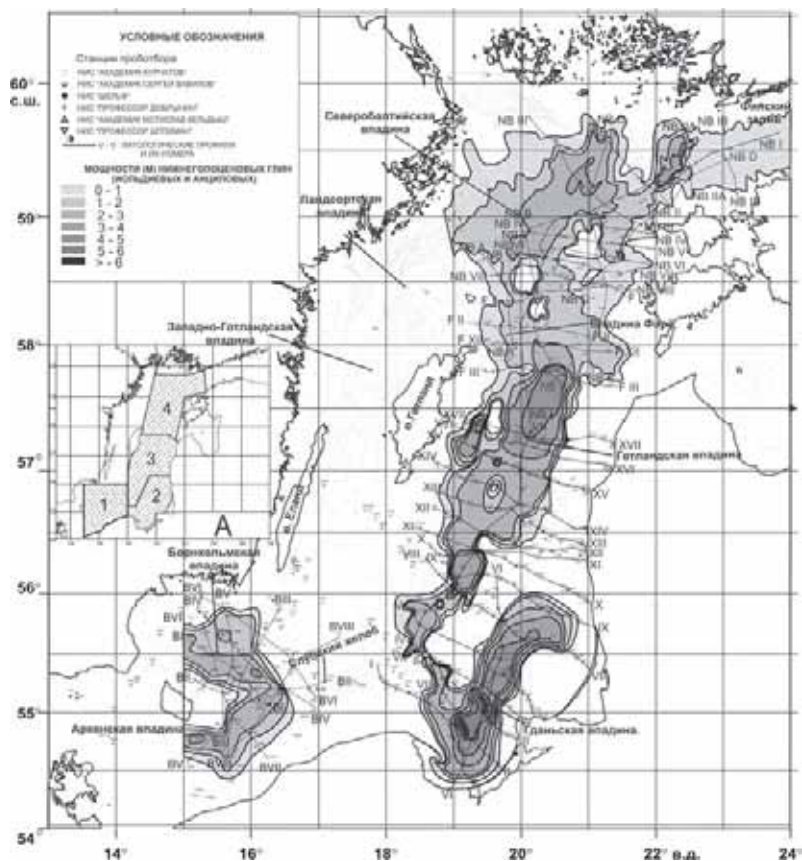


Рисунок 3. Распределенинижнеголоценовых глин и их мощностей во впадинах Балтийского моря.

А – положение изученного района в Балтийском море. 1 – 4 изученные районы: 1 – Борнхольмская впадина; 2. Гданьская впадина; 3 – Готландская впадина; 4 – впадины Форё и Северобалтийская.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блажчишин А.И. Формирование осадочной толщи глубоководных впадин Балтийского моря в позднечетвертичное время // Baltica.1974.№ 5. С. 153–161.
2. Блажчишин А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
3. 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.

4. Емельянов Е.М., Христиансен Х., Бублиц Г., Стуркелл Э. Международная геологическая экспедиция в Балтийском море (24-й рейс НИС «Профессор Штокман», 19 сентября – 3 ноября 1989 г.) // Океанология. 1990. № 4. С. 695–699.
5. 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.
6. Свиридов Н.И. Сейсмостратиграфическое расчленение осадочной толщи // Геология и геоморфология Балтийского моря / Под ред. А. Гиргялиса. Л.: Недра. 1991. С. 50–67.
7. Свиридов Н.И., Емельянов Е.М. Фациально-литологические комплексы четвертичных отложений Центральной и Юго-Восточной Балтики // Литология и полезные ископаемые. № 3. 2000. С. 246–267.
8. Тримонис Э.С., Емельянов Е.М., Вайкутене Г. Палеогеографические особенности осадконакопления в Северной части Балтийского моря // Океанология. 2008. Т. 48. № 5. С. 767–777.
9. Emelyanov E.M. Baltic Sea: geology, geochemistry, paleogeography, pollution. Kaliningrad. Yantarny Skaz, 1995. 120 p.
10. Гуделис В.К. История развития Балтийского моря // Геология Балтийского моря / Ред. Гуделис В.К., Емельянов Е.М. Вильнюс: Мокслас, 1976. С. 95–116.
11. Кабелейне М.В., Кондратене О.П., Блажчишин А.И. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Центральной части Балтийского моря / Вопросы берегов и палеогеографии Балтийского моря / Под ред. В.К. Гудялиса. Т.1, Ч. II. Вильнюс, 1990. С. 118–144.

Summarizes more than 300 columns of sediments in the basins of the Baltic Sea. Analyzed materials on Geology, lithology, biostratigraphy of late – and postglacial sediments, their distribution and thickness in the basins of the Baltic Sea.

Харин Г.С., Ерошенко Д.В.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН)

**Геология зоны сочленения Куршской косы
и Самбийского полуострова**

Kharin G.S., Eroshenko D.V.

(Atlantic Branch of P.P.Shirshov Institute of oceanology RAS, Kaliningrad)

**Geology of Kurshky Peat and Sambian Peninsula joint zone
(Baltic Sea)**

Ключевые слова: геология, торф, песок, Куршская коса, Самбийский полуостров, палеопроливы.

Геологические исследования с применением буровых работ приносят новые данные даже в таких, казалось бы, хорошо изученных районах, как Куршская коса. На основе этих данных формируются палеогеографические и палеогеоморфологические представления, геологическая история развития региона, коррелируются знания о современных тенденциях освоения территории.

Предположение о том, что корневой участок косы вплоть до п. Лесной следует считать мысом Самбийского полуострова, к которому причленены песчаные осадки (пересыпь) косы, высказанное еще Х.Вихдорфом [1] и позже повторенными другими исследователями, не было доказано фактическими данными. Лишь после опубликования данных о геологическом строении корневой части косы [2, 3], полученных в результате разбуривания трассы газопровода Зеленоградск-Лесной, стало возможным переходить к доказательствам высказанного выше предположения.

Бадюковой Е.Н. с соавторами [4] на основе новых данных сделан следующий вывод: «геологическое строение корневой части Куршской косы свидетельствует о том, что она вплоть до пос. Лесной, по сути, не является аккумулятивным барьером, созданным в голоцене эоловыми процессами. В результате активной деструкции коренной водно-ледниковой доголоценовой равнины с морской и заливной сторон участок между г. Зеленоградск и пос. Лесной превратился в узкий перешеек между морем и заливом и морфологически слился с косой».

Целью настоящего доклада является рассмотрение новых геологических данных, полученных в результате проходки буровых скважин в корневой части Куршской косы в зоне сочленения с Самбийским полуостровом. Этот участок имеет важное значение для оценки геоэкологической устойчивости и сохранения целостности косы как геологического тела.

От г. Зеленоградска, начиная с нулевого и по четвертый километр дороги на пос. Лесной, Куршская коса представляет собой низменную заболо-

ченную равнину (рис. 1, III). Абсолютные отметки поверхности, судя по замеру устьев скважин, расположены на высоте 0 – 2 м над уровнем моря, а местами и ниже его уровня. Здесь расположено верховое болото Шведлунд (Свиное). Данные бурения показывают, что болотные отложения (торф, сарпропели) простираются на юг и занимают значительные площади в Куршском заливе и в бассейне р. Тростянка (рис. 1). Для болотных отложений характерны довольно значительные колебания их толщины (от 1–3 до 12 м). Залегают они на ледниковых, озерных и речных осадках, представленных валунными суглинками, крупнозернистыми песками с гравием, илами. Перекрываются толщей мелко- и среднезернистых песков, мощность которых варьирует от 0 до 6 м. Характерно, что к северу от дороги и северо-восточнее 2-го км мощность песчаной толщи увеличивается, а к югу от дороги уменьшается, и местами торф обнажается на поверхности косы и на дне Куршского залива (разрез II, рис. 1). Это объясняется эоловым наносом песка с моренного побережья на коренной берег.

На морском побережье косы в районе погранзаставы залежи торфа и сарпропели имеют мощность около 10 м и залегают на глубине 11 м под толщей песка мощностью около 3 м (разрез I, рис. 1). Залежи торфа прослеживаются и на дне Балтийского моря. О чем свидетельствуют выбросы кусков торфа на пляже.

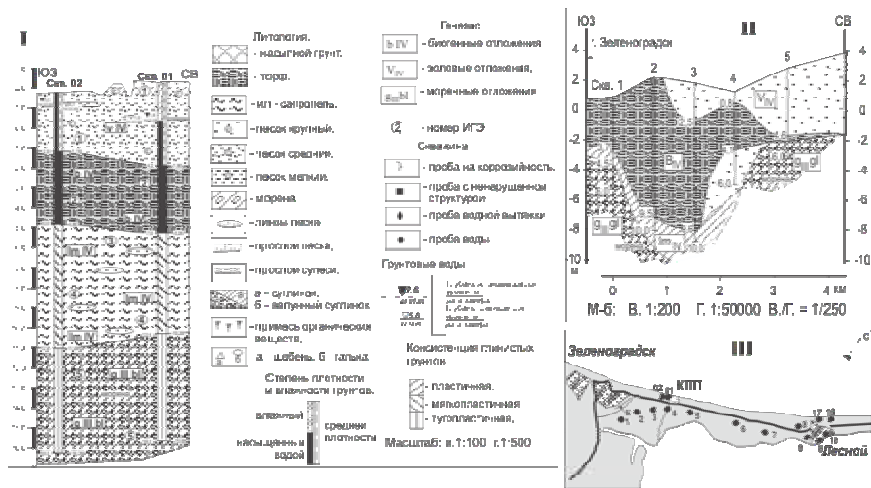


Рисунок 1. Геолого-литологические разрезы по скважинам 01–02 (I), и скважинам 1–5 участка "Прикорневой" (II). III– положение разреза по скважинам у Зеленоградска.

Судя по форме залежи торфа на разрезе II (рис. 2), было высказано предположение, что она формировалась за счет заполнения растительными остатками древней долины р. Палеодейма [2, 3]. Долина углублена в мо-

ренный суглинок на глубину 7–8 м от ее бровки. Наибольшая ширина долины на этом врезе равна 3 км. Залежь выходит за пределы этого вреза на глубине 2 м, а выше этой глубины постепенно сокращается. Торф замещается эоловыми песками с северо-восточной стороны долины. Не ясным оставался вопрос о юго-западной границе долины и заполняющей ее залежи торфа. Полученные новые данные при разбурке Прикорневого участка дали возможность устранить эту неясность. Эти данные показаны на рис.2 на меридиональном разрезе (разрез К) от Зеленоградского кладбища к морю. Четырьмя скважинами вскрыта толща торфа, мощностью 4 м. В северной части разреза К в подстилающей торф морене, скважиной К1 вскрыто двухметровое углубление, заполненное крупнозернистым песком, суглинком и илом. Это углубление, скорее всего, представляет собой часть юго-западного борта речной долины р. Палеодейма, которая более полно вскрыта на разрезе П (рис. 1).

В толще торфа двумя скважинами подсечена линза среднезернистого песка толщиной 1.7–1.9 м и шириной (протяженностью) более 25 м. В песке содержатся кусочки торфа. Песчаная линза в скважине К6 залегает на моренных суглинках, а в скв. К4 она отделена от морены прослоем торфа толщиной около 1 м. Поверхность морены имеет общий уклон с юга на север, в сторону моря. Абсолютная отметка при этом понижается с –6.86 м (в скв. К6) до –7.55 м (в скважине К3). Более резкое понижение поверхности морены до –8.73 м связано с наличием долинообразного углубления, отмеченного выше.

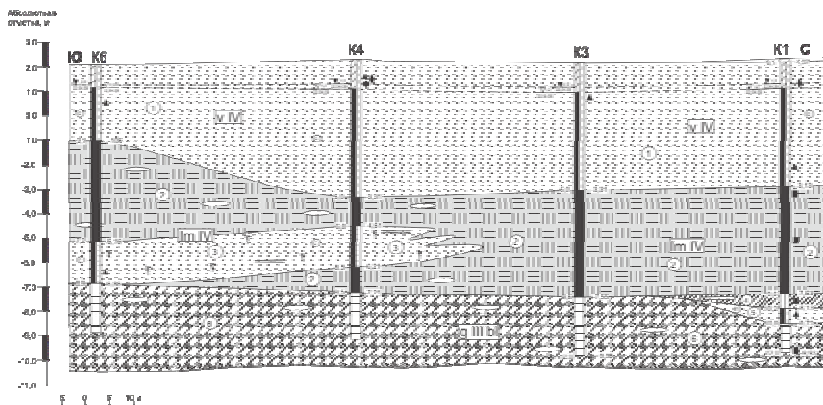


Рисунок 2. Геолого-литологический разрез "К" в районе 1-го км Куршской косы (от кладбища к морю) по скважинам К1– К6 (составил С.Г.Харин).

Новые данные подтвердили предположение о сложном геологическом строении прикорневого участка косы [2].

Геологическое строение зоны сочленения Куршской косы с Самбийским полуостровом отличается от остальной части косы в следующих

главных чертах: 1 – неглубоким положением моренного фундамента; 2 – наличием широкой речной долины (до 3–4 км) с углублением до 6–10 м в тальвеге в моренные отложения; 3 – наличием обширного болота (Швендлунд), залежи торфа которого начали формироваться до появления косы (около 13 тыс. лет назад); 4 – трансгрессивным надвиганием морских и эоловых отложений косы на торфяные залежи и болото, что привело к захоронениям торфа под эоловыми отложениями и захоронению пролива в голоцене, выделяются 2–3 стадии таких надвиганий и захоронений торфа; 5 – наибольшая мощность залежей торфа приурочена к тальвегу речной долины-пролива на 1–3 км косы, где толщина их достигает 10–12 м; 7 – торфообразование продолжается и сейчас. Происходит уплотнение торфа и проседание поверхности, которое хорошо фиксируется на дорожном полотне дороги и в понижениях рельефа зоны сочленения Куршской косы и коренного берега Самбийского полуострова;

Дальнейшей главной задачей является бурение колонковых скважин с целью оконтуривания границ наибольших мощностей торфа и выяснения положения тальвега речной долины и пролива. Данные мероприятия будут способствовать укреплению обнаруженных слабых участков прикорневой зоны косы. Авторы благодарят руководство ООО «ГЕОИД» за предоставление новых данных по буровым скважинам на «Прикорневом участке» Куршской косы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Wichdorff Н.Н. Geologie der Kurischen Nehrung. Press Geol. Landesantst. Berlin. 1919. 210 p.
2. Харин Г.С., Харин С.Г. Геологическое строение Куршской косы и ее подводных склонов // Проблемы изучения и охраны Куршской косы. Калининград: ГП «КГТ», 1998. С. 310–317.
3. Харин Г.С., Жуковская И.П., Харин С.Г. Типы позднечетвертичных осадков и инженерно-геологические особенности Куршской косы // Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия национального парка «Куршская коса». Калининград: Изд. РГУ им. И. Канта, 2008. Вып. 6. С. 186–204.
4. Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Геолого-геоморфологическое строение Куршской косы и некоторые этапы ее развития // Геоморфология. 2006. № 3. С. 37–38.
5. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Строение корневой части Куршской косы // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5. География. 2010. № 5. С. 53–58.

New data on a geological structure of a zone of a joint of the Kurshsky spit and the Sambiysky peninsula which in total combination of earlier known data confirmed existence here an ancient river network and marsh deposits are provided. During Holocene time quite long period (about 5 thousand years) there were the straits – rain channels in the deposits, filled with peat and the vegetative remains. Gradually they degraded and were filled up with eolian sand, but have still an effect the instability.

Харин Г.С., Ерошенко Д.В.

(Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П.Ширшова РАН)

**Речные и ледниковые долины под Куршской косой
и заливом**

Kharin G.S., Eroshenko D.V.

(Atlantic Branch of P.P.Shirshov Institute of oceanology RAS, Kaliningrad)

**River valleys and the overdeepening glacier troughs
under the Curonian Spit and Curonian Bay (Baltic Sea)**

Ключевые слова: ЮВ Балтика, Куршская коса и залив, погребенные речные долины, переуглубленные ледниковые врезы.

Погребенные формы рельефа, а к ним относятся речные и ледниковые долины, под Куршской косой и Куршским заливом выявляются при геофизических исследованиях и геологическом бурении. Геология российской части Куршской косы от г. Зеленоградска до границы с Литвой довольно хорошо изучена. Здесь пробурено свыше 100 скважин различного назначения. Дно Куршского залива изучено несравненно слабее. Ледниковый врез, выявленный бурением в заливе, вблизи российско-литовской границы в районе пос. Мысовка (рис. 1) является уникальным. Но при проведении НСП будут обнаружены и другие подобные долины, а обнаруженная в районе пос. Мысовка будет прослежена к северу, в литовскую часть косы. Это предположение подтверждается тем, что в южном направлении от пос. Мысовка долина хорошо прослежена. Одним из доказательств наличия этого служит тот факт, что ледниковые долины глубиной до 142 м ниже уровня моря вскрыты буровыми скважинами при разведке янтаря в районе пос. Янтарного и в северной части Самбийского полуострова [1]. Большое количество долин эрозионных врезов обнаружено на дне ЮВ Балтики при проведении непрерывного сейсмического профилирования [2]. Из-за отсутствия данных по бурению не была проведена их классификация, в частности, не выделены речные и ледниковые долины. Некоторые из таких врезов-долин проблематично могут быть продолжены из ЮВ Балтики в Куршский залив.

Из-за отсутствия данных НСП на Куршской косе наша работа по выявлению речных и ледниковых долин основана на материалах колонкового бурения, полученных при инженерно-геологических, гидрогеологических и геолого-съемочных изысканиях российской части косы. Обобщение этих материалов позволило нам составить геолого-литологический разрез четвертичных отложений и верхних горизонтов мела по профилю от г. Зеленоградска до пос. Нида [1]. Весьма характерными для этого разреза являются

довольно ровная поверхность кровли верхнего мела, на которой залегают четвертичные осадки, состоящие из ледниковых отложений плейстоцена и врезанных в них по очень неровной границе осадков голоцена. Глубина врезов вдоль осевой части косы колеблется от 5 до 42 м от современного уровня моря. Ширина их также разная – от 2–3 до 20 км по их бровке в ледниковых отложениях.

На протяжении от г. Зеленоградска до пос. Нида (т.е. отрезке около 50 км) выявлено 4 вреза, которые по геолого-литологическим признакам идентифицируются нами как долины древних рек (палеорек). Эрозионной деятельностью этих палеорек в ледниковых отложениях были выработаны стоковые долины, по которым спускались воды при таянии ледника, т.е. появилась новая речная сеть. Возникает вопрос, а сохранилась ли старая, доледниковая речная система? Судя по материалам бурения, в большинстве случаев доледниковые речные долины были экзарированы (уничтожены) ледниковым потоком. А вместе с ними под Куршской косой и заливом были, возможно, уничтожены и отложения палеогена и неогена. Поэтому ледниковые осадки здесь отлагались на сnivelированной поверхности разных горизонтах мела. Не исключено, что долины крупных палеорек, таких как Неман, частично использовались при движении ледниковых потоков. Названные выше четыре вреза постепенно из ложбин стока превращались в речные долины. Однако их эволюция протекала по-разному и зависела в основном от расхода воды, протекающей через них, а также длительности и интенсивности эрозионных процессов. И хотя время заложения ложбин стока на мореном фундаменте было примерно равным (около 11–10 тыс. лет назад) современный их облик и размеры различны. Наименьший по размеру врез (№ 1) в моренное основание находится в прикорневой части косы вблизи г. Зеленоградска, на отрезке 0–3 км дороги на г. Нида [1]. Врез имеет ширину около 3 км и углублен в морену на глубину 7 м. Нижняя часть его заполнена голубовато-серыми суглинками, толщиной до 2 м. Они залегают на темно-серых и буро-коричневых суглинках, содержащих до 20% гальки и гравия. Верхняя часть врезки выполнена линзовидной в разрезе залежей торфа, толщиной до 10.5 м. Причем, если нижняя часть залежи, толщиной 5 м, находится в моренных суглинках, то верхняя (5.5 м) контактирует с эоловым песком, который как бы вытесняет торф по неровному контакту в сторону основания косы. Врезы 2 и 3 взаимосвязаны между собой, но отделены от вреза 1 выступом морены в районе пос. Лесной. Обнажение моренных суглинков с валунами представлены на современном морском клифе с отметкой +2 м. Восточнее имеется небольшой врез в морену до отметки –3 м с последующим углублением поверхности морены в сторону дюны Матросова до отметки более –12 м. На 23 км косы буровыми скважинами 108, 110 отмечен подъем поверхности почти до уровня моря, а в скважине 10 она поднята на отметку +2 м. Таким образом, здесь представлена широкая (до 10 км) наклонная на восток врезка, заполненная в ос-

новном песчано-гравийными и галечными осадками. Количество гравийно-галечного материала увеличивается на восток и в скважине 9а его толщина достигает 10 м. Очевидно, в данном врезе зафиксирован результат размыва морены бывшего острова Карлсберг.

В отличие от врезки 3, врезка 2 в районе пос. Лесной, заполнена в основном песком с включениями линз торфа, выносимого, видимо, из торфяного болота Свенлунд, расположенного юго-западнее.

Врезка 4 наиболее крупная на Куршской косе. Ширина ее составляет половину российской части косы (24 км) и она продолжается в ее литовской части. Глубина – до 42м, т.е. она почти прорезает ледниковые отложения и не исключено, что местами вскрывает осадки верхнего мела. Заполнение вреза-долины происходило как за счет донной эрозии ледниковых отложений, так и размыва береговых обнажений о. Карлсберг. Наряду с 5-ти метровыми гравийно-галечными и песчаными слоями большая роль в долинных осадках принадлежит органогенным илам, сапропелям, торфам. Это свидетельствует о том, что сток воды реки (Пра-Неман) неоднократно замедлялся, а то и прекращался в результате повышения уровня БЛО и Анцилового озера, а также трансгрессий Литоринового моря.

Ледниковые долины-врезы возникли во время движения ледниковых лопастей по геологическому субстрату. Наличие геоморфологических и петрографических неоднородностей на поверхности ледникового ложа вызывало гляциотектонические явления, как в субстрате, так и в ледниковых лопастях. Скибовое (плуговое) выпаживание ледниковых долин в Юго-Восточной Балтике наблюдается на Самбийском полуострове и в его окрестностях. Это объясняется тем, что Самбия представляла собой горст – приподнятый блок твердых пород палеогенового возраста, который был препятствием, изменившим направление движения ледниковых лопастей. Глубина выпаживания достигала 267 м.

Речные долины не имеют такого глубокого залегания как ледниковые. Однако они использовали борозды, выпажанные ледником. Интенсивное формирование речных долин началось в позднем плейстоцене, в межледниковые эпохи потепления (микулинскую и другие). Но последнее оледенение уничтожило (стерло) их. Документальное подтверждение о наличии речных долин под Куршским заливом и косой можно найти в осадках, заполнявших долины. Наиболее ранние осадки относятся к позднему дриасу и пребореальному периоду. Уже в это время начали формироваться косослоистые дельтовые осадки, вынесенные рекой Пра-Неман, долина которой хорошо видна на схеме мощностей голоценовых осадков, как в Юго-Восточной Балтике, так и в Куршском заливе [3]. Врез долины р. Пра-Неман и дельтавидные косослоистые осадки наблюдаются и в анциловую стадию. Присутствие прослоев гальки в осадках верхнего дриаса, пребореала, анцила и литорины в этой колонке свидетельствуют о неоднократных (не менее 7) понижениях уровня воды в озерах и море. А наличие прослоев торфа и гиттий – о эвтрофикации дельты р. Пра-Неман.

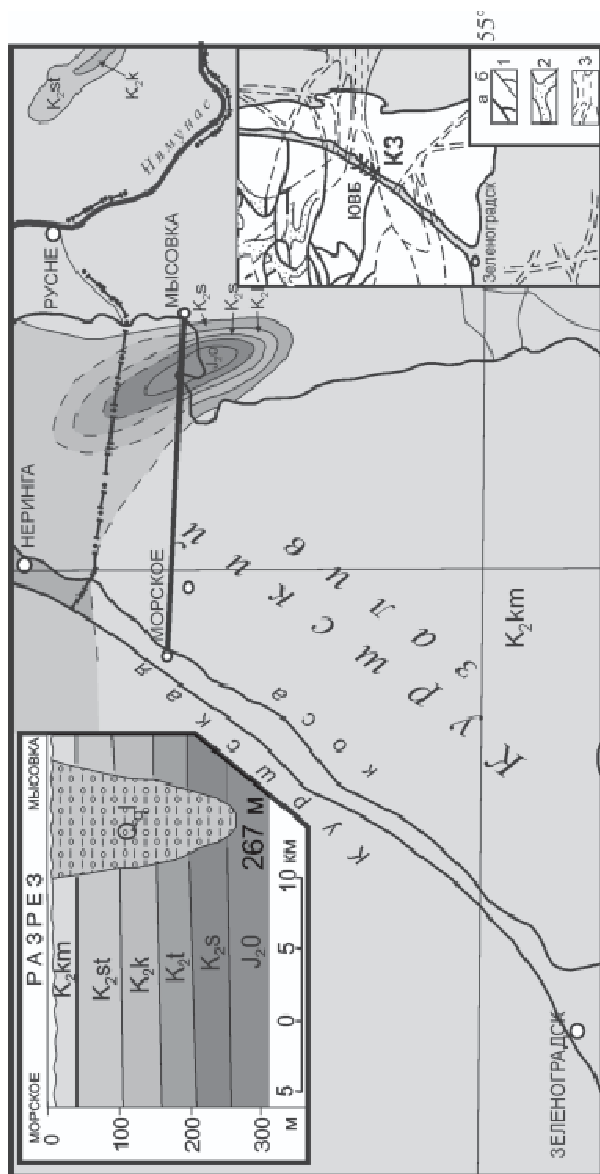


Рисунок. Геологическая карта Куршского залива и геологический разрез от пос. Морское до пос. Мысовка. Четвертичные отложения сняты. В районе пос. Мысовка видно, что углубление (-267 м), выпаханное ледником до глубины 267 м до юрских отложений (J₀). Вскрыты следующие отложения мела (K₂): K_{2s} - сеномана, K_{2t} - турона верхнего, K_{2k} - коньяка, K_{2st} - сантона, K_{2m} - маастрихта. На врезке внизу-справа, схема распространения локальных эрозионных врезов Юго-Восточной Балтики (ЮВБ), Куршского залива (КЗ) и под Куршской косой (КК) по данным непрерывного сейсмического профилирования [2]. 1 - локальные врезы: а - без отражающих границ внутри, б - с отражающими границами; 2 - зоны дробления; 3 - ледниковые и речные прадолины.

Практическое значение выявленных врезов состоит в том, что с ними связаны значительные скопления песчано-гравийных осадков. Сейчас злободневным является вопрос, где можно взять такой материал для намывки пляжей на размываемых калининградских берегах. Предлагаемые для этого затопленные дюны, которые надо еще найти и изучить, скорее всего, не годятся для пляжей, т.к. они состоят из мелкозернистого песка, который легко смывается и уносится ветром. Русловые и дельтовые осадки Пра-Немана, судя по имеющимся данным, содержат песчано-гравийные слои толщиной более 3 м, которые, видимо, будут более пригодны для наращивания пляжей. Залегают они у склона косы на глубине 40 м в 15 км от берега. В галечно-гравийных и песчаных осадках древних рек следует искать пресные питьевые воды, т.к. не исключено, что в погребенных руслах продолжается их сток. Безусловно, это предложение требует дополнительных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Харин Г.С., Харин С.Г. Ерошенко Д.В. Инженерно-геологические аспекты освоения Калининградского морского побережья // Геоэкология. 2010. № 6. С. 521–531.
2. Свиридов Н.И. Природа нарушений в верхней части осадочного чехла Балтийского моря // Советская геология. 1984. № 6. С. 72–79.
3. Кабайлене М.В. Развитие косы Куршю-Нярпа и залива Куршю-Марес // Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Вильнюс: Минтис, 1967. С. 181–208.

We provide the proofs of existence of the overdeeping (–267 m) glacier troughs and river valleys at the Curonian Bay bottom and under Curonian Spit having not only theoretical value at the paleorekonstruktions of conditions of the environment of the recent past, but also practical since stocks of fresh water can be connected with them, sand-gravel deposits, sapropels and peat.

**Цой И.Б., Горовая М.Т., Василенко Л.Н., Вагина Н.К.,
Вашенкова Н.Г.**

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

**Возраст и условия формирования осадочного чехла под-
водной возвышенности Криштофовича (Японское море)
по микропалеонтологическим данным**

**Tsoy I.B., Gorovaya M.T., Vasilenko L.N., Vagina N.K.,
Vashchenkova N.G.**

(Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok)

**Age and conditions of the Krishtofovich Rise (Sea of Japan)
sedimentary cover formation based on micropaleontological data**

Ключевые слова: осадочный чехол, диатомеи, радиолярии, палинофлора, миоцен, плиоцен, плейстоцен, пресноводные условия, возвышенность Криштофовича, плато Уллын, Японское море

Возвышенность Криштофовича в Японском море была впервые открыта и описана в 1973 г. в 20-ом рейсе НИС «Первенец» сотрудниками Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР. Она была названа в честь выдающегося геолога, стратиграфа и палеоботаника Африкана Николаевича Криштофовича (1885-1953 гг.), внесшего огромный вклад в изучение геологии Восточной Азии [1]. К сожалению, название возвышенности не было официально зарегистрировано, и в 2007 г. Международный подкомитет по наименованиям подводных морфоструктур (GEBCO SCUFN) утвердил название плато Уллын, предложенное Республикой Корея. В настоящей работе мы будем использовать название возв. Криштофовича (ВК), принятое в русскоязычной литературе.

ВК, одна из крупнейших подводных возвышенностей Японского моря, представляет собой фрагмент континентальной коры [2–4]. От материкового склона ВК отделена глубокими трогами Криштофовича (Усан) на западе и Уллын на юго-востоке (рис. 1). Западная сторона ВК ограничена почти прямолинейным уступом Усан.

Выполненные на ВК геологические работы на НИС «Первенец» (20, 27, 30, 33 и 39 рейсы) с 1973 по 1982 гг. позволили получить материалы, доказывающие континентальную природу возвышенности. Геологический фундамент ВК сложен докембрийским (поздний архей – ранний протерозой) метаморфическим комплексом, прорванным в ряде мест раннемеловыми гранитоидами и перекрытый субаэральными вулканитами позднеолигоцен-раннемиоценового возраста [2–5].

Наименее изученными на ВК оказались породы осадочного чехла. Чтобы восполнить этот пробел, нами проведено комплексное микропалеонтологическое (диатомеи, силикофлагеллаты, радиолярии, споры и пыльца) исследование образцов осадочных пород из коллекции ТОИ ДВО РАН [6] с целью установить возраст и условия формирования осадочного чехла ВК.



Рис. 1. Схема расположения станций на возвышенности Криштофовича.

В основании осадочного чехла на юго-восточном склоне ВК (станция 1861, глубины 2350–2200 м) в туффитах и туфоалевролитах, залегающих на докембрийском фундаменте, обнаружены многочисленные пресноводные диатомеи (рис. 2). Выделенные диатомовые комплексы характеризуются доминированием древних видов рода *Aulacoseira* (*A. praegr anulata* var. *praeislandica* (Simonsen) Moisseeva, *A. praegr anulata* var. *praeangustissima* (Jousé) Moisseeva, *A. canadensis* (Hustedt) Simonsen, *A. hachiyaensis* Tanaka, *A. iwakiensis* Tanaka et Nagumo, *A. elliptica* Tsoy emend. Usoltseva et Tsoy и др.), характерных для озерных отложений раннего миоцена Японских островов [7–9] и возвышенности Ямато Японского моря [10]. Спорово-пыльцевые комплексы из этих пород ВК подтверждают их раннемиоцено-

вый возраст. По таксономическому составу они имеют сходство с комплексами зоны NP-1 раннего миоцена из котловины Ямато [11] и возвышенности Ямато [10] Японского моря.

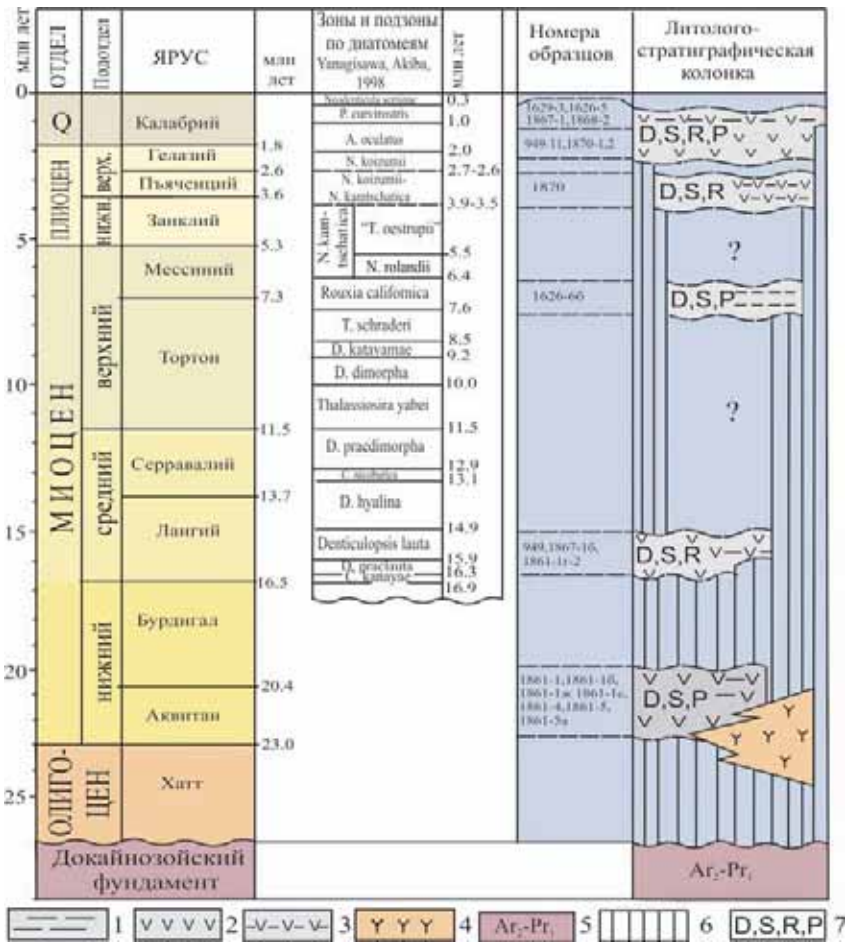


Рисунок 2. Схема стратиграфии осадочного чехла подводной возвышенности Криштофовича (плато Уллын) Японского моря.

1 – алевроаргиллиты, 2 – туффы, 3 – туфоалевролиты, туфогенные глины, 4 – вулканиты (базальты, трахиандезиты, андезиты и др.) позднего олигоцена – раннего миоцена, 5 – докембрийский метаморфический комплекс, 6 – предполагаемые стратиграфические перерывы и несогласия, 7 – микропалеонтологические группы, обнаруженные в отложениях: D – диатомеи, S – силикофлагеллаты, R – радиолярии, P – споры и пыльца.

В районе седиментации ВК были распространены хвойные и хвойно-широколиственные леса, в которых лесообразующими породами были ель, сосна, ильм с примесью широколиственных пород (семейства ореховых, березовых, буковых) и кустарниковых (*Corylus*) с травянистым покровом из папоротников. Присутствие водяного ореха указывает на седиментацию в пресном, вероятно, озерном водоеме.

Озерный генезис изученных отложений указывает на то, что в раннем миоцене ВК представляла собой сушу. Большое сходство диатомовых и спорово-пыльцевых комплексов раннего миоцена ВК с одновозрастными комплексами возв. Ямато и Японских островов и отличия с таковыми Южного Приморья подтверждает существование морской водной преграды в это время между ними [12]. Эти данные опровергают некоторые палеогеографические реконструкции о близком расположении подводных возвышенностей Ямато, Восточно-Корейской и Криштофовича к Азиатскому континенту еще 17–18 млн. лет назад.

Осадочные породы, перекрывающие озерные отложения, содержат морские комплексы диатомей зон *Denticulopsis praelauta* (16.3–15.9 млн. лет), *D. lauta* (15.9–14.9 млн. лет) среднего миоцена, *Rouxia californica* (7.6–6.4 млн. лет) позднего миоцена, *Neodenticula kamtschatica* – *N. koizumii* (3.9/3.5–2.6/2.5 млн. лет) позднего плиоцена, *Actinocyclus oculus* (2.0–1.0 млн. лет) конца плиоцена – раннего плейстоцена и *Proboscia curvirostris* (1.0–0.3 млн. лет) среднего плейстоцена (рис. 2). Данные по радиоляриям и спорово-пыльцевым комплексам в основном подтверждают возраст отложений, установленный по морским диатомеям.

Отложения начала среднего миоцена накапливались в верхнебатиальных условиях моря с теплыми близкими к субтропическим поверхностными водами. В конце позднего миоцена в северной части ВК в районе крупной вулканической постройки осадконакопление происходило в относительно мелководных и холодноводных (по сравнению со средним миоценом) условиях. Таксономический состав палинофлоры отражает условия умеренного климата и лесной тип растительности, где основными лесообразующими породами были ель, тсуга и сосна с незначительным участием широколиственных. Отложения позднего плиоцена, обнажающиеся в северной части уступа Усан, формировались в батиальных условиях. Плейстоценовые осадки широко распространены на ВК. Они характеризуются присутствием переотложенных диатомей и пылцы разного возраста – среднего и позднего миоцена и плиоцена, а также присутствие прибрежных бентосных и пресноводных видов диатомей. Это указывает, с одной стороны, на распространение отложений этого возраста на ВК, с другой стороны – на активизацию гидродинамических и тектонических процессов, которые привели к размыву и переотложению осадков. Предполагается, что вершинные части некоторых хребтов и возвышенностей ВК были мелководными и подвергались абразии и размыву.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Дальний Восток» (проекты №15-I-1-003, №15-I-1-004о, 15-II-1-039).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берсенев И.И., Берсенев Ю.И., Леликов Е.П. и др. Новые данные о геологическом строении дна Японского моря (по материалам 20-го рейса НИС "Первенец") // Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 3–14.
2. Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
3. Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши. Владивосток: Дальнаука, 1993. 211 с.
4. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 268 с.
5. Леликов Е.П., Терехов Е.П. Щелочные вулканы дна Японского моря // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 71–77.
6. Леликов Е.П., Цой И.Б., Терехов Е.П., Съедин В.Т., Ващенко Н.Г., Набиулин А.А. Геология и основные типы горных пород дна Японского моря. Владивосток: Дальнаука, 2006. 93 с.
7. Tanaka H., Nagumo T., Akiba F. Aulacoseira hachiyaensis sp. nov., a new Early Miocene freshwater fossil diatom from Hachiya Formation, Japan // Proceedings of the 19th International Diatom Symposium, Irkutsk, 28th August-3rd September 2006. Bristol: Biopress, 2008. P. 115–123.
8. Tanaka H., Nagumo T. Aulacoseira houki, a new Early Miocene freshwater diatom from Hiramaki Formation, Gifu Prefecture, Japan // Diatom Research. 2011. V. 26. № 2. P. 161–165.
9. Tanaka H., Nagumo T. Aulacoseira iwakiensis sp. Nov., a new elliptical Aulacoseira species, from an Early Miocene sediment, Japan // Diatom. 2011. V. 27. P. 1–8.
10. Цой И.Б., Ващенко Н.Г., Горюва М.Т., Терехов Е.П. О находке континентальных отложений на возвышенности Ямато // Тихоокеан. геология. 1985. № 3. С. 50–55.
11. Yamanoi T. Miocene pollen stratigraphy of Leg 127 in the Japan Sea and comparison with the standard Neogene pollen floras of northeast Japan // Proc. ODP, Sci. Results, 127/128 (Pt. 1). College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1992. P. 471–491.
12. Kim H.J., Lee G.H., Jou H.-T. et al. Evolution of the eastern margin of Korea: constraints on the opening of the East Sea (Japan Sea) // Tectonophysics. 2007. V. 436. P. 37–55.

Micropaleontological data (diatoms, silicoflagellates, radiolarians, pollen and spores) proved age and conditions of the Krishtofovich Rise (Ulleung Plateau) sedimentary cover formation. Lying on the Precambrian basement Early Miocene lacustrine sediments are overlain by marine sediments of Middle Miocene, Upper Miocene and Pliocene-Pleistocene.

Япаскерт О.В.

(Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, e-mail: yapaskurt@mail.ru)

К проблеме: катагенез морских и океанских отложений и геодинамические режимы формирования осадочно-породных бассейнов

Yapaskurt O.V.

(M.V. Lomonosov Moscow State University, Geological department, Moscow)

On problem: catagenesis of marine and oceanic sediments and geodynamic conditions of sedimentary basins' formation

Ключевые слова: осадочные бассейны, катагенез, геодинамика, стадийный анализ литогенеза

Проблема «седиментогенез, диагенез осадков и геодинамика» досконально исследовалась Л.Б. Роновым и В.Е. Хайным, А.П. Лисицыным [1], Н.В. Логвиненко, Г.Ф. Крашенинниковым, С.И. Романовским, Ф.Дж. Петтиджоном, А. Митгеллом, Х. Реддингом и многими другими. Катагенез осадочных горных пород в том же аспекте изучали немногие: Г.А. Каледва [2], А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов [3], Н.В. Логвиненко [4]. Этой проблемой занимается автор, типизируя процессы постдиагенетических породных изменений на геотектонической основе [5, 6]. Эти процессы, в отличие от седиментогенных и раннедиагенетических, недоступны нашему прямому наблюдению вследствие их глубинности и, главное, длительности, на много порядков превышающей срок жизни людского поколения. Но они оставляют после себя структурно-вещественные следы, которые диагностируются путём оптических и электронно-микроскопических наблюдений, имеваемых в русскоязычной литературе стадийным анализом литогенеза (СА), то есть диагностикой стадийности аутигенного минералообразования и различных структурно-текстурных преобразований породы, в привязке геологическим (и геотектоническим в том числе) событиям.

Использование литологами этого метода имеет почти 80-летнюю историю, начинаемую работами Л.В. Пустовалова и его последователей [7]. Информация, добытая посредством СА, сегодня значительна, однако не исчерпала всех возможностей метода. К ним обратимся ниже.

Известны различия постдиагенетических преобразований осадков морей и океанской пелагиали. Последние приобретают признаки литифицированных пород, претерпевших процессы самого начала катагенетической стадии на глубинах ниже 1–1.5 км под дном бассейна. В морях и на океанском шельфе литификация начинается под поверхностью осадка в 300–500 м, а в

прибрежных и дельтовых обстановках ещё ближе к этой поверхности, то есть значительно раньше во времени. Объяснялось это разными темпами осадконакопления и разной консистенцией осадков глубоководья и мелководья. Сильная обводнённость первых замедляет их уплотнение, потому что нагрузка водной толщи компенсируется иловыми растворами. Напротив, интенсивные и дискретные процессы седиментации на мелководье обеспечивают стремительный рост литостатических давлений (P_s) – одного из ведущих факторов литификации, наряду с термическим градиентом (ΔT).

Катагенез океанских отложений сегодня мало изучен из-за недоступности отечественным исследователям материалов глубоководного бурения. Самая полная информация об этом публиковалась в 1976 г. А.Г. Коссовской и В.Д. Шутовым [3].

Катагенез морских отложений всего фанерозоя, принадлежащих различным геоструктурным областям континентов, познан несравненно обстоятельнее. При этом большие резервы для исследования в будущем представляют ответы на вопросы: отчего прошедшие через стадию катагенеза породы в одних случаях наследствуют вещественные составы исходных осадков, а в иных (как выяснилось теперь, частых) случаях изменяются до неузнаваемости ещё задолго до своего попадания в сферу P – T параметров термального метаморфизма ($T > 300^\circ\text{C}$, $P > 200\text{ МПа}$)? Отчего интенсивность роста породных изменений по мере роста их палеотектонического погружения в разных осадочных бассейнах (ОБ) не одинакова?

Ответы на такие вопросы находятся при анализе характера геодинамического режима формирования и бытия ОБ (которым здесь именуется тектоническая депрессия, заполненная осадочными или вулканогенно-осадочными породами).

Рассмотрим три варианта катагенетических изменений, обобщающих множество эмпирических наблюдений в прошлом.

Вариант (модель) 1 – катагенез подакваторный терригенных дельтово-морских формаций, то есть там, где над мощными толщами (5–10 км и более) пород длительное время (десятки-первые сотни млн. лет) существовал морской бассейн, периодически менявший только свою глубинность. Примеры – верхоянско-терригенный комплекс С1–J2 (длительность порядка 180 млн. лет) и терригенно-угленосная палеodelьтовая формация нижнего мела Приверхоянского прогиба (45 млн. лет). Факторами катагенеза помимо ΔT и P_s , здесь были погребенные вместе с твёрдофазным осадком его иловые растворы. К ним глубже поверхности дна порядка 2–2.5 км (где $T = 100 \pm 20^\circ\text{C}$) добавлялись конституционные воды, извлечённые из кристаллических решёток смектитов при их трансформациях в иллиты и хлориты. Обе разновидности вод представляли благоприятную среду для аутигенного минералогенеза за счёт веществ, извлекаемых при корродировании

минералов седиментогенных. Тем самым обеспечивается преемственность вещественного состава большинства пород от седиментогенной и диагенетической стадии, а также чёткая зональность постседиментационных изменений в геологическом разрезе осадочной формации.

Вариант (модель) 2 – катагенез подаквAGENный чередующихся различных формаций (терригенных, карбонатных, эвапоритовых и других). При длительном существовании акватории *insitu*, но её глубинность, солёность, ландшафтно-геохимические условия среды седиментации часто менялись во времени. Примеры: отложения палеозоя Днепровско-Донецкого авлакогена Восточно-Европейской плиты (ВЕП), Белорусской антиклизы ВЕП. Здесь большую роль влияния на продукты катагенеза оказывали межформационные перераспределения газоводных флюидов, в особенности, просачивание рапы соленосных толщ в подстилающие карбонатные породы. Итог – сильная их изменённость, вплоть до стопроцентной доломитизации и сульфатизации известняков, окремнения их и терригенных пород и прочее. Зональность постседиментационного погружения толщ камуфлируется этими вторичными изменениями пород, приобретает мозаичный характер.

Модель 3 – катагенез подсубазальный (или подгипергенный) в ОБ, где большие мощности имели преобразованные гипергенезом субазальные отложения, залегающие над морскими, либо с ними чередующиеся. Пример: кайнозойско-мезозойские отложения Московской синеклизы, Белорусской и Воронежской антиклиз ВЕП. В них доминирующее влияние на аутигенный минералогенез оказали чужеродные для местных формаций подземные воды от субазальных водосборов. Проникая в пласты морских песчаных или карбонатных отложений, они существенно меняют геохимию среды. В итоге аутигенный минералогенез не обнаруживает никакого родства с седиментофондом формации. На геохимических барьерах местами формируются стратиформные рудные тела – урано-ванадиевые роллы, медные, полиметаллические и другие руды.

Вышеприведённые модели не исчерпывают разнообразия природных процессов. Но они послужат необходимым трамплином для будущей разработки типизации катагенетических процессов, с учётом влияния геодинамики, которая интегрирует термодинамические и водно-флюидные факторы пороодообразования и постдиагенетических породных изменений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лисицын А.П. Литология литосферных плит // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 4. С. 522–559.
2. Каледа Г.А. Изменчивость отложений на тектонических структурах (её значения для поисков полезных ископаемых). М.: Наука, 1985. 192 с.
3. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпигенеза и их связь с тектоническими обстановками на континентах и в океане // Геотектоника. 1976. № 2. С. 15–30.

4. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.
5. Япаскурт О.В. Литология. Разделы теории: Учебное пособие в 2-х частях. М.: МАКСПресс, 2013. Ч. 1. 216 с., Ч.2. 188 с.
6. Япаскурт О.В. Новое о типизации постседиментационных преобразований терригенных отложений континентов и их окраин (с учётом влияния геодинамических факторов на литогенез) // Вестник Московского университета. Сер.4. Геология. 2014. № 4. С. 42–49.
7. О вторичных изменениях осадочных пород. Тр. ГИН АН СССР. М.: АН СССР, 1956. Вып. 5. 210 с.

The problems of catagenesis of marine and oceanic sediments and geodynamic conditions of sedimentary basins' formation are discussed. Three models of catagenesis in different basins are considered.

Barkin Yu.V.¹, Klige R.K.², Kaftan V.I.³

(¹Sternberg Astronomical Institute, Moscow, Russia, e-mail: barkin@inbox.ru; ²Moscow State University, Geography Department, Moscow, Russia; ³Geophysical centre of RAS, Moscow, Russia)

The cycles of variations in sea level and its area in the Phanerozoic

Баркин Ю.В.¹, Клиге Р.К.², Кафтан В.И.³

(¹Астрономический институт им. П.К. Штернберга, г. Москва; ²МГУ им. М.В. Ломоносова, географический ф-т, г. Москва; ³Геофизический центр РАН, г. Москва)

Циклы вариаций уровня океана и его площади в Фанерозое

Key words: megacycles, ocean's changes, geological scale, synchrony and cyclicity of natural processes цикличность природных процессов

Introduction. The spectral analysis of variations of main parameters of ocean in the last 600 million years (in Phanerozoic) is executed: a) the areas of the flooded continents; c) the areas of ocean; b) an average level of ocean on the basis of the data (time series), given in the known monograph [1]. For the analysis of cyclicities of changes of ocean parameters the new mathematical method of the spectral analysis of the geospatial data [2], approved was used earlier at the analysis of variations of the various natural processes (changes of a level of Caspian Sea, solar activity, variations of gravity etc.). The specified method can be conditionally named as a method of the consecutive analysis of dominant harmonics of variations of natural processes. The important distinctive feature of this method is the opportunity of an estimation of the statistical importance of each of required parameters (amplitudes, periods and phases of variations), that allows to include harmonious components in model, the probability of which real existence is high enough. An efficiency of the offered method is confirmed experimentally as the forecasts made with its use for variations of some natural processes were justified. V.I. Kaftan's dissertation has generalized results of complex researches and the development incorporated by the general direction of kinematics modeling.

Most statistically significant harmonics of change of the area of continents at their flooding are characterized by the periods 76, 186 and 53 million years. In variations of a level of ocean harmonics with the periods 78, 175 and 39 million years are found out. The variation with the long period in 338 million years is here too allocated. The area paleocean tests variations with the periods 76, 130 and 53 million years. Also the variation with the long period 315 million years is significant. Thus, in all oceanic parameters it is precisely allocated a variation with the period 76 million years etc. Periods of the found out ocean variations

(including, mentioned above) also will well be coordinated to the periods of variations of wide set of geological processes, before investigated by various authors [3, 4]. The phenomenon of unity of cyclicities of various geological processes was predicted earlier and in our researches has obtained additional confirmations.

Results of spectral analysis. In Table 1 time series of variations of main parameters of ocean in the last 600 million years are given: a) the areas of the flooded continents; c) the areas of ocean; b) average depth of ocean and its level [1].

Table 1. Comparison of dominated harmonics of paleocean variations.

Paleocontinent square (a)			Paleocean square (b)			Paleocean level (c)		
A 10^6km^2	P mlny	Ph mlny	A 10^6km^2	P mlny	Ph mlny	A m	P mlny	Ph mlny
9.4±2.3	76.2±1.4	-44±6	9.4±2.3	76.1±1.4	-44±6	47.5±11.0	78.2±1.3	-9±6
			7.3±2.2	315±29	-248±35	35.6±11.0	338±28	-192±30
4.6±1.6	133±6	-29±16	5.1±1.9	130±6	-72±16	16.3±6.7	127±7	-97±18
			4.6±1.8	100±3.6	-74±13			
5.5±1.8	53±1	-39±6	4.7±1.6	52.8±0.9	-47±7	24.0±7.7	38.8±0.4	-17±4
2.2±1.5	15.3±0.1	-7±3	4.3±1.6	17.3±0.1	-3±2	14.7±6.6	15.4±0.1	-10±2
			4.5±1.3	28.8±0.2	-3±3	14.6±5.6	25.5±0.2	-26±3
7.5±2.0	186±9	-27±18	2.9±1.2	185±13	-21±25	28.3±8.2	175±8	-79±17
4.1±1.6	24.7±0.2	-7±3	3.0±1.0	25.8±0.2	-9±3	14.2±7.2	23.8±0.2	-23±4

The amplitudes (in standard units), periods and phases of variations of the appropriate processes are given in Table 1. Most statistically significant harmonics of change of the area of continents at their flooding are characterized by the periods 76, 186 and 53 million years. In variations of a level of ocean harmonics with the periods 78, 175 and 39 million years are found out. The variation with the long period in 338 million years is here too allocated. The area of paleocean tests variations with the periods 76, 130 and 53 million years. Also the variation with the long period in 315 million years is significant. Thus, in all oceanic parameters the variation with the period 76 million years is precisely allocated etc.

These results represent additional arguments for the benefit of the stated assumption [1], that large changes of a level of ocean were defined by mainly tectonic processes and, in the first, turn, evolution of continents. One of the main reasons of fluctuations of a level of ocean in geological time could be change of volume of hollows of oceans. In too time, during all geological history such two factors, as increase of total of water and a steady deepening of ocean operated. Various ratios of action of these factors, and sediments accumulation finally resulted features of development of tectonic processes in planetary transgressions and regresses.

The important factor of a development of regressive phases of ocean could play a deflection of the bottom of ocean in during a long time. The specified positions will well be coordinated to the general principles of the developed approach to interpretation of geoevolution on the basis of dynamics of the

relative translational displacements of the Earth's shells (first of all the core and the mantle; [3]). The natural explanation is obtained the phenomenon of cyclicity of various planetary processes with an uniform frequency basis [3]. The phenomenon of deflection of a bottom of ocean due to gravitational and mechanical interactions of a core and a mantle of the Earth obtains a natural explanation. The specified interactions define a style of hypsometric changes of the Earth's relief and as a consequence – changes of a level of ocean and its other parameters[4].

Table 2. Periods of galactic, geodynamical and natural cycles (in million years): T_v (Barkin) – theory, T_v (Pancul et al.) – geological data, T_v (Galaxy) – dynamics.

ν_1	ν_2	ν_3	T_v (Barkin)	T_v (Pancul et al.)	T_v (Galaxy)	T_v (Paleocean)
0	-1	1	2580	2600 _{Pan}		
0	0	1	1290	1290 _{Pan}	1290 _{Bar}	
0	1	0	860	860 _{Pan} , 860–1060 _{Tam}	860 _{Bar} , 713 _{Par} , 828 _{Chu}	
0	1	1	516	516 _{Pan}		
-1	1	0	368.6	350 _{McE} , 370 _{Boj} , 380 _{Chu}		338±28; 315±29
1	0	0	258	258 _{Pan}	250 _{Bab} , 258 _{Bar}	
1	0	1	215	215 _{Pan} , 215 _{Jas} , 217 _{Zak}	212 _{Par} , 230–240 _{Chu}	
1	1	0	198.5			185±13; 186±9
1	1	1	172	172 _{Pan}	176 _{Par} , 180 _{Chu}	175±8
2	2	2	86	86 _{Pan}	85 _{Par}	
2	-1	0	150	150 _{Pan} , 150 _{Fis} , 150 _{Chu}		
2	0	1	117.3	120 _{Chu}		130±6; 127±7
2	1	2	95.6	94 _{Chu}		100±3.6
3	0	1	80.1	79 _{Chu}		78.2±1.3
4	-2	0	75	75 _{Fis} , 75 _{Vol}	74 _{Chu}	78.2±1.3; 76.2±1.4
4	-1	1	65.8	69 _{Chu}		
4	2	2	51.6	51.6 _{Pan}		52.8±0.9; 53±1
4	4	4	43	43 _{Pan}		

(here indexes mark authors of obtained periods: Chu – Chujkova and Semenov, Pan – Pancul, Fis – Fisher, Vol – Volkov, Tam – Tamrazjan, Bab – Barenbaum, Bar – Barkin, Par – Parenago and others). A description of papers of these authors is given in [3] in details.

In Table 2 the known periods of variations of geological and geophysical processes on the Earth, periods of perturbed galactic Sun motion, periods of perturbed Earth's shell oscillations [3] are given in the comparison with obtained here periods of variations of ocean parameters. The Table 2 illustrates a definite unity of the rhythms of variations of natural processes in geological time scale.

About transgressions and regressions of ocean and their unit mechanism. By virtue of asymmetry in the continents positions the changes of a bottom of ocean are shown on miscellaneous for various areas of the Earth. As a result of transgressions and regresses of ocean in various sites of its coast could occur and non simultaneously. Thus significant areas of coast could fall or rise, on what specified in due time, for example, in papers of Shatsky (in 1955 year) and of Yanshin (in 1973 year) [1].

The work was partially accepted and financed by RFBR grant N 15-05-07590 A.

REFERENCES

1. Klige R.K., Danilov I.D, Konishchev V.N. History of the hydrosphere// M.: Scientific World, 1998. 368 p. In Russian.
2. Kaftan V.I. Gravity variation of the Moscow fiducial station. EUREF Publication. 2002. № 10. P. 293–296.
3. Barkin Yu.V. Explanation of endogenous activity of planets and satellites and its cyclicity // Izvestia cekzii nauk o Zemle. Rus. Acad. of Nat. Scien. 2002. Is. 9. P. 45–97. In Russian.
4. Barkin Yu.V., Klige R.K., Kaftan V.I. Cycles of changes of ocean parameters in Phanerosoe // Proceedings of Milutin Milankovitch Anniversary Symposium "Paleoclimate and the Earth climate system" (Belgrade, Serbia, 30 August – 2 September, 2004). Belgrade, Serbian Academy of Sciences and Art, 2004. P. 165–168.

Спектральный анализ вариаций основных параметров океана в последние 600 млн лет (в фанерозое) выполняется: а) для областей, затопленных континентов; в) для районов океана; б) для среднего уровня океана на основе данных (временных рядов), приведенных в известной монографии (Клиге, Данилов, Konizhev, 1998). Выполнено сравнение известных периодов вариаций геологических и геофизических процессов на Земле, периодов возмущенного галактического движения Солнца, периодов вынужденных колебаний оболочек (ядра и мантии) Земли (Баркин, 2002) с полученными здесь периодами вариаций параметров океана (его уровня и площади). Представленные результаты иллюстрируют определенное единство ритмов вариаций природных процессов в геологическом масштабе времени.

Bubenshchikova N.V.¹, Nürnberg D.², Kandiano E.S.², Ponomareva V.V.³, Tiedemann R.⁴

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

²Leibniz Institute for Marine Sciences, Kiel, Germany; ³Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; ⁴Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany)

Sea surface conditions in the Okhotsk Sea during the two last interglacials: evidence from planktonic foraminiferal, isotopic and Mg/Ca-derived records

Бубенщикова Н.В.¹, Нюрнберг Д.², Кандиано Е.С.², Пономарева В.В.⁴, Тиедеманн Р.⁴

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва; ²Институт морских наук Лейбница, Киль, Германия; ³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; ⁴Институт полярных и морских исследований А.Вегенера, Бремерхафен, Германия)

Изменения поверхностных условий в Охотском море в течение двух последних межледниковий по результатам фораминиферового, изотопного и Mg/Ca анализов

Key words: planktonic foraminifera, faunal SSTs, Mg/Ca SSTs, Okhotsk Sea

Marine isotope stage (MIS) 5e has been a warmest interglacial over the past 250 kyr due to the Earth's orbital parameters caused increased summer insolation throughout the Northern Hemisphere [1]. To date, hydrological conditions during the MIS 5e in the Okhotsk Sea remain insufficiently studied. The Mg/Ca-paleothermometry on planktonic foraminifera (PF) is widely used to reconstruct past variations of sea surface temperature (SST). However, this method has not been given much attention in the paleoceanographic studies of the Okhotsk Sea. [2]. The SST-estimates from the PF counts have been originally developed for the North Atlantic [3]. In the Okhotsk Sea, the SSTs from the PF counts are limited by the almost monospecific PF assemblages, containing *Neoglobobulimina* (N.) *pachyderma* sinistral and *Globigerina* (G.) *bulloides*, influence of terrigenous dilution and carbonate dissolution on the assemblages, and the absence of a relevant surface data base for the high-latitude North Pacific.

In this study, we reconstruct variations in the sea surface conditions in the Okhotsk Sea during the latest MIS 6–5e (140–110 kyr BP) and latest MIS 2–1, focussing on the two last interglacials. We use the SSTs derived from the planktonic foraminiferal counts and the Mg/Ca analysis of *G. bulloides* tests. We also apply the seawater $\delta^{18}\text{O}$ inferred from the $\delta^{18}\text{O}$ analysis of the *G. bulloides* tests

to investigate changes in the sea surface salinity.

This study focusses on two distinct core sections, from 840 to 750 cm and the upper 330 cm, representing the latest MIS 6–5e (140–110 kyr BP) and latest MIS 2–1 (18 to 0 kyr BP), of the IMAGES core MD01-2415 recovered from the northern slope of the Okhotsk Sea at 53°57.09'N, 149°57.52'E at 822 m water depth during the WEPAMA 2001 cruise of the R/V Marion Dufresne [4]. We used an improved age model based on four calibrated AMS ^{14}C dates and up to date oxygen isotope stratigraphy. Few cryptotephra layers quantified during foraminiferal counts were geochemically analysed and correlated to known regional tephra, providing additional stratigraphic control. To assess the validity of the Mg/Ca-palaeothermometry on *G. bulloides* for the Okhotsk Sea, we investigated the surface sediments from 15 stations recovered with a multicorer (MUC) during the German-Russian KOMEX cruises LV27 and LV29 with RV Akademik M.A. Lavrentyev. However, the surface sediments of three MUC stations only contained sufficient numbers of *G. bulloides* for the further geochemical analysis.

PF counts were performed in >125 and 150 μm sediment size fractions of samples taken every 1 and 5 cm in the core intervals of the latest MIS 6–5e and latest MIS 2–1, respectively. This potentially provides ~300 years mean temporal resolution for the PF data. Reconstructions of summer (August–October) SSTs on the PF count data for the >150 μm size fractions were done by using the Modern Analogue Technique (MAT) and the updated North Atlantic data base. Near the core MD01-2415 location, the modern summer SSTs vary from 2 to 11 °C at 0–40 m water depths. For paired isotope and Mg/Ca analyses, we picked from 40 up to 100 tests of *G. bulloides* from 250–315 or 125–315 μm size fractions, depending on the specimen richness. The stable isotope analysis was performed with a Finnigan MAT 253 mass spectrometer and the Mg/Ca analysis was done with an ICP-OES at IFM-GEOMAR in Kiel, Germany. The Mg/Ca ratios were transformed into SSTs applying the published calibration equations [5–6]. In the present-day Okhotsk Sea, *G. bulloides* calcifies in October–November at 20–40 m water depths, which is characterized by 2–7 °C near the core MD01-2415 location. The $\delta^{18}\text{O}$ seawater was calculated by using the $\delta^{18}\text{O}$ value and Mg/Ca ratio of *G. bulloides* tests and the oxygen isotope paleotemperature equation [7].

The polar species *N. pachyderma* sin. dominates in almost all samples of both >125 and >150 μm size fractions during the studied intervals, where its quantities vary from 43 to 93%. The temperate-to-subpolar *G. bulloides* increases its percentages up to 40–51% during the termination (T) II “warm” events and up to 25–40% during the TI “warm” events. The faunal SSTs vary from 3 to 8 °C in both studied intervals. The highest faunal SSTs occur during the deglaciations with slightly higher values during the TII “warm” events than during the TI “warm” events. The Mg/Ca ratio in the *G. bulloides* tests account for 0.98–1.29 mmol/mol in the recent samples and 0.86–1.37 mmol/mol during the studied in-

tervals. These low values suggest that in the Okhotsk Sea G. bulloides lives under colder surface conditions compared to other regions [5–6]. The Mg/Ca-based SSTs vary from -2 to 5°C according to the calibration equation [6] and from 6 to 10°C following the equation [5] in both studied intervals. The highest Mg/Ca SSTs are observed during “warm” events of the TII and TI, and MIS 1 that is only partly consistent with the faunal SSTs. The $\delta^{18}\text{O}$ seawater vary from -1.8 to 0.6‰ during the latest MIS 6–5e and from -1.6 to -0.2‰ during the latest MIS 2–1. The highest $\delta^{18}\text{O}$ seawater values are calculated during the TII “warm” events” indicating increases of salinity of the surface water.

To summarize, the faunal and geochemical data indicate that SSTs and salinity markedly increased during the TII “warm” events and decreased during the MIS 5e in line with variations of summer insolation at 60°N in the Northern Hemisphere. A decoupling between the faunal-SSTs and Mg/Ca-derived SST and salinity records during the latest MIS 2–1 can probably be explained by enhanced carbonate dissolution and more pronounced influence of salinity on the Mg/Ca ratios of the G. bulloides tests or other reasons.

This study was supported by the Otto Schmidt Laboratory for Polar and Marine Research (OSL) Fellowship Program grants OSL-14-05 and OSL-15-05. It is a contribution to the project 0149-2014-0029 funded by P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS.

REFERENCES

1. CAPE-Last Interglacial Project Members. Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change. // *Quat. Sci. Rev.* 2006. V. 25. P. 1383–1400.
2. Riethdorf J.-R., Max L., Nürnberg D. et al. Deglacial development of (sub) sea surface temperature and salinity in the subarctic northwest Pacific: Implications for upper-ocean stratification // *Paleoceanography*. 2013. V. 28. P. 91–104. doi:10.1002/palo.20014.
3. Pflaumann U., Duprat J., Pujol C., Labeyrie L.D. SIMMAX: A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments // *Paleoceanography*. 1996. V. 11. P. 15–35.
4. Nürnberg D., Tiedemann R. Environmental change in the Sea of Okhotsk during the last 1.1 million years // *Paleoceanography*. 2004. V. 19. PA4011.
5. Mashiotto T.A., Lea D.W., Spero H.J. Glacial–interglacial changes in Subantarctic sea surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ –water using foraminiferal Mg // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1999. V. 170. P. 417–432.
6. Marr J.P., Baker J.A., Carter L. et al. Ecological and temperature controls on Mg/Ca ratios of *Globigerina bulloides* from the southwest Pacific Ocean // *Paleoceanography*. 2011. V. 26. PA2209, doi:10.1029/2010PA002059.
7. Shackleton N. J. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: Isotopic changes in the ocean during the last glacial // *Cent. Nat. Res., Sci. Colloq. Int.* 1974. V. 219. P. 203–209.

В данной работе мы реконструируем изменения поверхностных условий в Охотском море в течение последних двух межледниковий. Мы используем данные микропалеонтологического фораминиферового анализа и изотопного и Mg/Ca анализа карбоната кальция раковин вида *G. bulloides* для расчета поверхностных температур и солености. Наши результаты показывают, что температура и соленость увеличивалась в течение теплых интервалов Терминации II и уменьшалась в течение стадии 5и, что вероятно контролировалось изменениями летней инсоляции в северном полушарии. Расхождение между палеоиндикаторами в Терминации I и стадии 1 вероятно обусловлено усиленным карбонатным растворением и более выраженным влиянием солености на Mg/Ca отношение в раковинах вида *G. bulloides* или другими причинами.

Алфавитный указатель

Агапова Г.В.	9, 13	Дружинина О.А.	163
Аксентов К.И.	34	Дунаев Н.Н.	121
Алёхина Г.Н.	9, 13	Емельянов Е.М.	63, 245
Анисимов М.А.	222	Енина В.В.	218
Антонова Л.В.	18	Ерошенко Д.В.	125, 130, 250, 254
Арсланов Х.А.	163, 204	Есин Н.В.	135
Астахов А.С.	34	Есин Н.И.	135
Байкова И.Б.	28	Засько Д.Н.	140
Бараш М.С.	39	Заяц П.П.	186
Баркин Ю.В.	44, 49, 268	Иванова Е.В.	63
Баширова Л.Д.	54	Ильин И.Н.	158
Белкина Н.А.	243	Казарина Г.Х.	158
Блинова И.В.	59	Кайстренко В.М.	81
Большаков В.А.	176	Калугин И.А.	34, 104
Бордунов С.И.	59	Карпук М.С.	145
Борисов Д.Г.	63, 233	Кафтан В.И.	268
Брой Н.В.	28	Клиге Р.К.	268
Вагина Н.К.	259	Клювиткина Т.С.	149
Варфоломеева М.А.	95	Колька В.В.	172
Василенко Л.Н.	68, 73, 259	Конюхов А.И.	154
Василенко Ю.П.	73	Корсун С.А.	95
Вашенкова Н.Г.	259	Кособокова К.Н.	140
Вишневская В.С.	78	Кругликова С.Б.	158, 181
Габлина И.Ф.	116	Крупская В.В.	59
Ганзей Л.А.	81, 204	Кублицкий Ю.А.	163
Гельви Т.Н.	167	Кузнецов А.Б.	196
Гладенков А.Ю.	86	Кузнецов Д.Д.	172
Гладенков Ю.Б.	91	Кулешова Л.А.	54
Голикова Е.А.	95	Курочкин Ю.Н.	222
Горбаренко С.А.	73, 107	Левитан М.А.	167
Горбунов А.О.	81	Левченко О.В.	63
Горовая М.Т.	259	Леин А.Ю.	99
Гребенникова Т.А.	81, 204	Леонтьев П.А.	172
Дара О.М.	99	Лисицын А.П.	3, 18
Дарьин А.В.	34, 104	Лудикова А.В.	172
Дарьин Ф.А.	104	Лю Янгуанг	107
Деркачев А.Н.	107	Маккавеев П.Н.	176
Дмитренко О.Б.	112, 116	Максимова Н.В.	104
Дорохова Е.В.	63	Малахов М.И.	107

Маркович Т.И.	104	Сейткалиева Э.А.	230, 233
Матуль А.Г.	54, 181	Симагин Н.В.	233
Михайлов Д.А.	95	Соколова Е.А.	238
Муллабаев И.Б.	182	Сороколетов Д.С.	104
Мурдмаа И.О.	63, 233	Стейкер Т.Н.	18
Назаренко О.В.	186	Субетто Д.А.	163, 172, 243
Наумов Ю.А.	81	Сырых Л.С.	172
Николаева Н.А.	107	Толстобров Д.С.	172
Никонов А.А.	191	Ушакова М.Г.	9, 13, 18
Нишимура Ю.	81	Фидаев Д.Т.	245
Новихина Е.С.	196	Харин Г.С.	125, 130, 250,
Носевич Е.С.	222		254
Овсепян Е.А.	200	Харламов А.А.	204
Овсепян Я.С.	218	Цзоу Ц.	73
Политова Н.В.	3	Цой И.Б.	259
Полякова Е.И.	149	Шевченко В.П.	3
Пономарева В.В.	107, 272	Ши К.	73
Портнягин М.В.	107	Ши Хуефа	107
Потехин М.С.	243	Щербинина Е.А.	145
Разжигасва Н.Г.	81, 204	Яковишина Е.В.	59
Ракшун Я.В.	104	Янко-Хомбах В.В.	135
Рогозин Д.Ю.	104	Япаскурт О.В.	264
Романова А.В.	209, 213	Bubenshchikova N.V.	275
Рубан Д.А.	186	Feray Meydan	104
Рудая Н.А.	104	İsmet Meydan	104
Руденко О.В.	218	Kandiano E.S.	272
Рыбалко А.Е.	243	Max L.	200
Сапелко Т.В.	172, 222	Ninberg D.	107, 272
Сафарова С.А.	227	Tiedemann R.	200, 272

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Лисицын А.П., Политова Н.В., Шевченко В.П.</i> Итоги XX научной конференции (Школы) по морской геологии	3
<i>Алёхина Г.Н., Агапова Г.В., Ушакова М.Г.</i> Имена ученых Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН на карте Мирового океана	9
<i>Алёхина Г.Н., Агапова Г.В., Ушакова М.Г.</i> Имена научных судов Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН на карте Мирового океана	13
<i>Лисицын А.П., Антонова Л.В., Ушакова М.Г., Стейкер Т.Н.</i> Юбиляры Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в 2014–2015 гг.	18
<i>Байкова И.Б., Брой Н.В.</i> Музей Мирового океана: пути развития морского естественнонаучного музея	28

Палеоокеанология, палеоэкология, биостратиграфия, перекрестная корреляция морских и сухопутных отложений

<i>Аксентов К.И., Калугин И.А., Астахов А.С., Дарьин А.В.</i> Применение сканирующего рентгенофлуоресцентного микроанализа с использованием синхротронного излучения для выявления криптотефры в морских шельфовых отложениях	34
<i>Бараиш М.С.</i> Причины массового вымирания морских организмов в позднем девоне	39
<i>Баркин Ю.В.</i> Океанические приливы от подвижного ядра и механизмы регрессий, трансгрессий, инверсий и скачков в изменениях уровня океана в геологической истории	44
<i>Баркин Ю.В.</i> О природе циркумполярных океанических течений на планетах и спутниках – объяснение направлений основных океанических течений Земли	49
<i>Баширова Л.Д., Кулешова Л.А., Матуль А.Г.</i> Миграции Северо-Атлантического течения и Северного полярного фронта в последнем ледниковом интервале и голоцене по данным изучения планктонных фораминифер	54
<i>Блинова И.В., Яковичина Е.В., Крупская В.В., Бордунов С.И.</i> Уточнение условий седиментации маастрихтских отложений Саратовского Поволжья	59

<i>Борисов Д.Г., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В., Левченко О.В., Емельянов Е.М., Дорохова Е.В.</i> Плиоцен-четвертичная история формирования контуритового Дрифта Иоффе (Юго-Западная Атлантика)	63
<i>Василенко Л.Н.</i> Олигоцен-раннемиоценовые радиолярии из отложений островного склона Курило-Камчатского желоба	68
<i>Василенко Ю.П., Горбаренко С.А., Ши К., Василенко Л.Н., Цзоу Ц.</i> Реакция ледовых условий Охотского моря на колебания климата тысячелетнего масштаба во время МИС4-МИС2	73
<i>Вишневская В.С.</i> Аркто-бореальные радиолярии юры-мела Арктической и Тихоокеанской окраин	78
<i>Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Нишимура Ю., Гребенникова Т.А., Кайстренко В.М., Горбунов А.О., Наумов Ю.А.</i> Геологическая летопись цунами на побережье северо-западной части Японского моря	81
<i>Гладенков А.Ю.</i> Биоразнообразие диатомовой флоры в совершенствовании стратиграфических схем неогена Северо-тихоокеанского региона	86
<i>Гладенков Ю.Б.</i> О современных концепциях развития палеобиоты в морских экосистемах и Геомериде	91
<i>Голикова Е.А., Варфоломеева М.А., Михайлов Д.А., Корсун С.А.</i> Литоральные и маршевые фораминиферы приполярных местообитаний	95
<i>Дара О.М., Леин А.Ю.</i> Особенности минерального состава донных осадков Черного моря как отражение различных стадий литогенеза	99
<i>Дарьин А.В., Калугин И.А., Маркович Т.И., Максимова Н.В., Рогозин Д.Ю., Рудая Н.А., Дарьин Ф.А., Ракишун Я.В., Сороколетов Д.С., Feray Meydan, İsmet Meydan</i> Аналитическая микростратиграфия годовых слоев в донных осадках соленых озер Хакасии и Восточной Турции	104
<i>Деркачев А.Н., Портнягин М.В., Пономарева В.В., Горбаренко С.А., Малахов М.И., Николаева Н.А., Нюрнберг Д., Ши Хуефа, Лю Янгуанг</i> Маркирующие прослои тефры крупных извержений вулканов Алеутских островов и Аляски в четвертичных отложениях Берингова моря	107
<i>Дмитренко О.Б.</i> Позднечетвертичные наннофоссилии краевых морей юго-западной части Тихого океана	112

<i>Дмитренко О.Б., Габлина И.Ф.</i> Наннофоссилии в донных металлоносных осадках гидротермальных районов Центральной Атлантики	116
<i>Дунаев Н.Н.</i> Постбореальный уровень голоценовой трансгрессии Мирового океана	121
<i>Ерошенко Д.В., Харин Г.С.</i> Динамика вулканизма Китового хребта	125
<i>Ерошенко Д.В., Харин Г.С.</i> Источники вулканических пеплов Китового хребта	130
<i>Есин Н.В., Есин Н.И., Янко-Хомбах В.В.</i> Механизм формирования Каспийско-Средиземноморского коридора и естественная эволюция морей Паратетиса	135
<i>Засько Д.Н., Кособокова К.Н.</i> Видовое разнообразие и распространение радиолярий в Арктическом бассейне	140
<i>Карпук М.С., Щербинина Е.А.</i> Новые данные по остракодам и наннопланктону из баррем-аптских отложений Восточного Крыма	145
<i>Клювиткина Т.С., Полякова Е.И.</i> Водные палиноморфы в осадках морей Восточной Арктики: методическая основа палеореконструкций	149
<i>Конюхов А.И.</i> Черные глины в эпохи климатической и тектонической нестабильности фанерозоя	154
<i>Кругликова С.Б., Ильин И.Н., Казарина Г.Х.</i> Таксоны высокого ранга как биоиндикаторы среды при экологических и палеоокеанологических исследованиях Мирового океана	158
<i>Кублицкий Ю.А., Субетто Д.А., Дружинина О.А., Арсланов Х.А.</i> Использование модели скорости осадконакопления и данных потерь массы при прокаливании для определения особенностей седиментогенеза озер Виштынецкой возвышенности (Калининградская область)	163
<i>Левитан М.А., Гельви Т.Н.</i> Количественные параметры пелагической плейстоценовой седиментации Атлантического океана	167
<i>Леонтьев П.А., Субетто Д.А., Кузнецов Д.Д., Колька В.В., Лудикова А.В., Сапелко Т.В., Сырых Л.С., Толстобров Д.С.</i> Палеолимнологические исследования оз. Конюховского (Онежский полуостров Белого моря). Предварительные данные	172

<i>Маккавеев П.Н., Большаков В.А.</i> Изменения содержания двуокиси углерода в атмосфере и колебания климата четвертичного периода	176
<i>Матуль А.Г., Кругликова С.Б.</i> Вероятная вентиляция промежуточной воды Северной Пацифики во время последнего ледникового максимума по данным распределения радиолярий	181
<i>Муллабаев И.Б.</i> Литология верхнечетвертичных отложений канала Хурай (центральная котловина озера Байкал)	182
<i>Назаренко О.В., Заяц П.П., Рубан Д.А.</i> Следы жизнедеятельности организмов на дне Кавказского моря в раннеюрскую и раннемеловую эпохи: новые данные	186
<i>Никонов А.А.</i> Палеоцунами на российских берегах Черного моря: первые обнаружения, геологические признаки и аргументы	191
<i>Новихина Е.С., Кузнецов А.Б.</i> Четвертичные бентосные фораминиферы северной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан)	196
<i>Овсепян Е.А., Макс Л., Тидеманн Р.</i> Послеледниковые палеоокеанологические условия в юго-западной части Берингова моря	200
<i>Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Харламов А.А., Гребенникова Т.А., Арсланов Х.А.</i> О возможности реконструкции наиболее длительных рядов голоценовых палеоцунами на Южных Курилах	204
<i>Романова А.В.</i> Морфологическая изменчивость планктонных фораминифер рода <i>Neogloboquadrina</i> из колонки MD05-2920 тропической области Тихого океана	209
<i>Романова А.В.</i> Реконструкция изменчивости танатоценозов планктонных фораминифер в тропической области Тихого океана 100–400 тыс. лет назад	213
<i>Руденко О.В., Енина В.В., Овсепян Я.С.</i> Вариации состава субфоссильных палиноспектров в донных осадках шельфа и континентального склона моря Лаптевых	218
<i>Сапелко Т.В., Анисимов М.А., Носевич Е.С., Курочкин Ю.Н.</i> Корреляция островных и континентальных палинологических данных арктической зоны	222
<i>Сафарова С.А.</i> История четвертичного периода окраины Карского моря (полуострова Таймыр) по палинологическим данным	227

<i>Сейткалиева Э.А.</i> Литология четвертичных контуритов континентальной окраины на севере Аргентинской котловины	230
<i>Симагин Н.В., Мурдмаа И.О., Борисов Д.Г., Сейткалиева Э.А.</i> Литология донных осадков Экваториального Срединно-океанского каньона	233
<i>Соколова Е.А.</i> Определение палеоглубин по танатоценозам сеноманских фораминифер	238
<i>Субетто Д.А., Рыбалко А.Е., Белкина Н.А., Потахин М.С.</i> Последледниковая история формирования Ладожского и Онежского озер	243
<i>Фидаев Д.Т., Емельянов Е.М.</i> Вещественный состав и строение позднечетвертичных отложений впадин Балтийского моря	245
<i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В.</i> Геология зоны сочленения Куршской косы и Самбийского полуострова	250
<i>Харин Г.С., Ерошенко Д.В.</i> Речные и ледниковые долины под Куршской косой и заливом	254
<i>Цой И.Б., Горовая М.Т., Василенко Л.Н., Вагина Н.К., Ващенко Н.Г.</i> Возраст и условия формирования осадочного чехла подводной возвышенности Криштофовича (Японское море) по микропалеонтологическим данным	259
<i>Япаскурт О.В.</i> К проблеме: катагенез морских и океанских отложений и геодинамические режимы формирования осадочно-породных бассейнов	264
<i>Barkin Yu.V., Klige R.K., Kaftan V.I.</i> The cycles of variations in sea level and its area in the Phanerozoic	268
<i>Bubenschchikova N.V., Nürnberg D., Kandiano E.S., Ponomareva V.V., Tiedemann R.</i> Sea surface conditions in the Okhotsk Sea during the two last interglacials: evidence from planktonic foraminiferal, isotopic and Mg/Ca-derived records	272
Алфавитный указатель	276

CONTENTS

<i>Lisitzin A.P., Politova N.V., Shevchenko V.P.</i> Resume of 20 th Scientific Conference (School) on Marine geology	3
<i>Alekhina G.N., Agapova G.V., Ushakova M.G.</i> Names of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology's scientists on the World Ocean map	9
<i>Alekhina G.N., Agapova G.V., Ushakova M.G.</i> Names of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology's research vessels on the World Ocean map	13
<i>Lisitzin A.P., Antonova L.V., Ushakova M.G., Steiker T.N.</i> Persons of P.P. Shirshov Institute of Oceanology whose anniversary were celebrated in 2014–2015	18
<i>Baykova I.B., Broy N.V.</i> The Museum of the World Ocean: the ways for development of maritime natural science museum	28

Paleoceanology, paleoecology, biostratigraphy, cross correlation of marine and land deposits

<i>Aksentov K.I., Kalugin I.A., Astakhov A.S., Darin A.V.</i> Use of Scanning X-ray microanalysis using synchrotron radiation for exposure of cryptotephra in marine shelf sediments	34
<i>Barash M.S.</i> Causes of the Mass Extinction of marine biota in the Late Devonian	39
<i>Barkin Yu.V.</i> Tides from the movable core and the mechanisms of regression, transgression, inversion and surges in sea level changes in geological history	44
<i>Barkin Yu.V.</i> On the nature of circular circumpolar ocean currents on planets and satellites – an explanation of the directions of main Earth's ocean currents	49
<i>Bashirova L.D., Kuleshova L.A., Matul A.G.</i> North Atlantic Current and Polar Front Migrations During the Last Glacial and Holocene: Evidence from Planktonic Foraminiferal Data	54
<i>Blinova I.V., Yakovishina E.V., Krupskaya V.V., Bordunov S.I.</i> Clarification of the sedimentation conditions of Maastrichtian deposits in the Volga region of Saratov	59

<i>Borisov D.G., Murdmaa I.O., Ivanova E.V., Levchenko O.V., Emelyanov E.M., Dorokhova E.V.</i> The Pliocene-Pleistocene history of formation of the Ioffe Contourite Drift (Western South Atlantic)	63
<i>Vasilenko L.N.</i> Oligocene-Early Miocene Radiolaria of sediments the island slopes Kuril-Kamchatka Trench	68
<i>Vasilenko Yu.P., Gorbarenko S.A., Shi X., Vasilenko L.N., Zou J.</i> Response of sea ice conductions of the Sea of Okhotsk to the millennial-scale climate variability during MIS4-MIS2	73
<i>Vishnevskaya V.S.</i> Arcto-Boreal Jurassic to Cretaceous radiolarians of the Arctic and Pacific rims	78
<i>Ganzev L.A., Razzhigaeva N.G., Nishimura Yu., Grebennikova T.A., Kaistrenko V.M., Gorbunov A.O., Naumov Yu.A.</i> Geological traces of tsunami on the northwestern coast of the Sea of Japan	81
<i>Gladenkov A.Yu.</i> Biodiversity of diatom flora in improvement of stratigraphic schemes of the North Pacific Neogene	86
<i>Gladenkov Yu.B.</i> Modern concepts of paleobiota evolution in marine ecosystems and Geomerida	91
<i>Golikova E.A., Varfolomeeva M.A., Mikhailov D.A., Korsun S.A.</i> Subpolar intertidal and saltmarsh foraminifera	95
<i>Dara O.M., Lein A.Yu.</i> Features of the mineral composition of the bottom sediments of the Black Sea as a reflection of the different stages of lithogenesis	99
<i>Dar'in A.V., Kalugin I.A., Markovich T.I., Maksimova N.V., Rogozin D.Yu., Rudaya N.A., Dar'in F.A., Rakshun Ya.V., Sorokoletov D.S., Feray Meydan, İsmet Meydan</i> Analytical mikros-tratigrafy of annual layers in Khakassia and Eastern Turkey salt lakes bottom sediments	104
<i>Derkachev A.N., Portnyagin M.V., Ponomareva V.V., Gorbarenko S.A., Malakhov M.I., Nikolaeva N.A., Nuernberg D., Shi Xuefa, Liu Yanguang</i> Marker tephra layers of large explosive eruptions from volcanoes of Aleutian Islands and Alaska in Quaternary deposits of the Bering Sea	107
<i>Dmitrenko O.B.</i> Nannofossils in the Upper Quaternary bottom sediments of the back-arc basins in the south-western Pacific	112
<i>Dmitrenko O.B., Gablina I.F.</i> Nannofossils in the bottom metal-liferous of the Central Atlantic hydrothermal areas	116

<i>Dunaev N.N.</i> The postboreal level of the Holocene transgression of the World Ocean	121
<i>Eroshenko D.V., Kharin G.S.</i> Dynamics of volcanic Walvis Ridge	125
<i>Eroshenko D.V., Kharin G.S.</i> Sources of volcanic ash Walvis Ridge	130
<i>Esin N.V., Esin N.I., Yanko-Hombach V.V.</i> Mechanics of formation of Caspian–Mediterranean passage and natural evolution of Paratethys Sea	135
<i>Zasko D.N., Kosobokova K.N.</i> Composition and distribution of radiolarians in the Arctic basin	140
<i>Karpuk M.S., Shcherbinina E.A.</i> New data on ostracodes and nannoplankton from the Barremian – Aptian of the Eastern Crimea	145
<i>Klyuvitkina T.S., Polyakova E.I.</i> Aquatic palynomorphs in the East Arctic Seas surface sediments: methodical basis of paleoreconstructions	149
<i>Konyukhov A.I.</i> Black shale in the epochs of the climatic and tectonic instability in Phanerozoic	154
<i>Kruglikova S.B., Iljin I.N., Kazarina G.Kh.</i> High rank taxa as bioindicators of environment in ecological and paleoecological research of the World Ocean	158
<i>Kublitskiy I.A., Subetto D.A., Druzhinina O.A., Arslanov Kh.A.</i> Using the model of sedimentation rate of and loess data for determination of the features of sedimentogenesis of Vishtynetskaya hiland lakes (Kaliningrad area)	163
<i>Levitani M.A., Gelvi T.N.</i> Quantitative parameters of pelagic Pleistocene sedimentation in the Atlantic Ocean	167
<i>Leontev P.A., Subetto D.A., Kuzneysov D.D., Kolka V.V., Ludikova A.V., Sapelko T.V., Syrykh L.S., Tolstobrov D.S.</i> Paleolimnological investigations Konjukhovskoye lake (Onega Peninsula, White Sea). Preliminary data	172
<i>Makkaveev P.N., Bol'shakov V.A.</i> Changes of Atmospheric Carbon Dioxide, and Climate Oscillations in the Quaternary Period	176
<i>Matul A.G., Kruglikova S.B.</i> Possible ventilation of the North Pacific intermediate water during the last glacial maximum based on radiolarian data	181

<i>Mullabaev I.B.</i> Lithology of the Upper Quaternary deposits from the Hurai Channel, Central Basin of the Baikal Lake	182
<i>Nazarenko O.V., Zayats P.P., Ruban D.A.</i> Traces of fossil activity on the bottom of the Caucasian Sea in the Early Jurassic and Early Cretaceous epochs: new data	186
<i>Nikonov A.A.</i> Paleotsunami on the Russian shores of the Black Sea: first discoveries, geological features and arguments	191
<i>Novikhina E.S., Kuznetsov A.B.</i> Quaternary benthic foraminifera from northern part of Mendelev Rise (Arctic Ocean)	196
<i>Ovsepyan E.A., Max L., Tiedemann R.</i> Postglacial paleoceanographic conditions in the southwestern Bering Sea	200
<i>Razzhigaeva N.G., Ganzey L.A., Kharlamov A.A., Grebennikova T.A., Arslanov Kh.A.</i> The reconstruction of the longest Holocene paleotsunami series in the Southern Kurils	204
<i>Romanova A.V.</i> Morphological variability of planktonic foraminifera <i>Neogloboquadrina</i> in core MD05-2920 from the western equatorial Pacific	209
<i>Romanova A.V.</i> Planktonic foraminifera reconstruction in western equatorial Pacific during the interval 100–400 ka	213
<i>Rudenko O.V., Enina V.V., Ovsepyan Ya.S.</i> Variations in the composition of subfossil pollen spectra from bottom sediments of the shelf and continental slope of the Laptev Sea	218
<i>Sapelko T.V., Anisimov M.A., Nosevich E.S., Kurochkin Ju.N.</i> Correlation of the island's and continent's pollen data in the Arctic zone	222
<i>Safarova S.A.</i> History of the Quaternary Period of the suburb of the Kara Sea (Taimyr Peninsula) on palynological data	227
<i>Seitkalieva E.</i> Lithology of Quaternary contourites from the northern continental margin of the Argentine Basin	230
<i>Simagin N.V., Murdmaa I.O., Borisov D.G., Seitkalieva E.A.</i> Lithology of sediments from the Equatorial Mid-Oceanic Canyon	233
<i>Sokolova E.A.</i> Determination of paleoglubin thanatocoenoses Cenomanian foraminifera	238
<i>Subetto D.A., Rybalko A.E., Belkina N.A., Potakhin M.S.</i> Postglacial history of the Ladoga and Onega lakes	243
<i>Fidaev D.T., Emelyanov E.M.</i> The composition and structure of late Quaternary sediments of the basins of the Baltic Sea	245
<i>Kharin G.S., Eroshenko D.V.</i> Geology of Kurshky Peat and Sambian Peninsula joint zone (Baltic Sea)	250

<i>Kharin G.S., Eroshenko D.V.</i> River valleys and the overdeepening glacier troughs under the Curonian Spit and Curonian Bay (Baltic Sea)	254
<i>Tsoy I.B., Gorovaya M.T., Vasilenko L.N., Vagina N.K., Vashchenkova N.G.</i> Age and conditions of the Krishtofovich Rise (Sea of Japan) sedimentary cover formation based on micropaleontological data	259
<i>Yapaskurt O.V.</i> On problem: catagenesis of marine and oceanic sediments and geodynamic conditions of sedimentary basins' formation	264
<i>Barkin Yu.V., Klige R.K., Kaftan V.I.</i> The cycles of variations in sea level and its area in the Phanerozoic	268
<i>Bubenshchikova N.V., Nürnberg D., Kandiano E.S., Ponomareva V.V., Tiedemann R.</i> Sea surface conditions in the Okhotsk Sea during the two last interglacials: evidence from planktonic foraminiferal, isotopic and Mg/Ca-derived records	272

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

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

Москва, 16–20 ноября 2015 г.

Том I

Подписано к печати 16.10.2015

Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м

Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 18,0.

Тираж 400 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”

119017, Москва, Пыжевский пер., 7, ком. 332.

Тел./факс: (495) 959-35-16, тел. 8-926-222-30-91

E-mail: geos-books@yandex.ru

<http://www.geos-books.ru>

Отпечатано с готового оригинал-макета

в ООО “Чебоксарская типография № 1”

428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.



Фото Новичковой Е.А., Козиной Н.В.