



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ
ИМ. П.П. ШИРШОВА РАН



Материалы
XXIII
Международной
научной
конференции
(Школы)
по морской
геологии

ГЕОЛОГИЯ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Том V

Москва
2019



**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА РАН**

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

Москва, 18–22 ноября 2019 г.

Том V

**GEOLOGY
OF SEAS AND OCEANS**

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

Moscow, November 18–22, 2019

Volume V

**Москва / Moscow
ИО РАН / IO RAS
2019**

ББК 26.221

Г35

УДК 551.35

DOI:10.29006/978-5-9901449-9-6.ICMG-2019-5

Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. V. – М.: ИО РАН, 2019. – 302 с. DOI:10.29006/978-5-9901449-9-6.ICMG-2019-5.

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

В томе V рассмотрены проблемы, связанные с геофизикой и геоморфологией дна морей и океанов, тектоникой литосферных плит.

Материалы опубликованы при поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований, грант № 19-05-20102.

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 XXII International Conference on Marine Geology. Vol. V. – Moscow: IO RAS, 2019. – 302 pp., DOI:10.29006/978-5-9901449-9-6.ICMG-2019-5.

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

Volume V includes reports devoted to the problems of sea floor geophysics and geomorphology, lithosphere plate tectonics.

Chief Editor

Academician A.P. Lisitzin

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

ISBN 978-5-9901449-9-6

ББК 26.221

© ИО РАН 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

Геофизика и геоморфология дна морей и океанов

- Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Данилов Я.А.* Физическое моделирование взаимодействия спредингового хребта с крупной магматической провинцией Кергелен 16
- Аляутдинов А.Р., Косевич Н.И., Брянцева Г.В.* Применение ГИС-технологий при структурно-геоморфологическом исследовании шельфа моря Лаптевых 21
- Анохин В.М., Дудакова Д.С., Дудаков М.О., Рыбакин В.Н.* Результаты геолого-геоморфологических исследований дна и берегов Ладожского озера в 2015-19 гг. 23
- Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.* Колебания уровня моря – определяющий фактор в развитии барьерно-лагунных систем Балтийского моря 27
- Барановский М.С., Грохольский А. Л., Дубинин Е.П.* Физическое моделирование погруженных хребтов и микроконтинентов пассивной окраины западной части Индии. 32
- Баренбаум А.А.* Смещение тепловых потоков в срединных океанических хребтах силой Кориолиса 37
- Башев И.А., Черных А.А., Корнева М.С., Редько А.Г., Яковенко И.В.* Новые данные о тектоническом строении зоны сочленения Евразийского бассейна и континентальной окраины моря Лаптевых 41
- Белов Н.С., Данченков А.Р., Пичугина А.В., Грищенко В.А.* Дифференциально-геометрические характеристики песчаных пляжевых поверхностей юго-восточной Балтики 44
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов А.А.* Подводные вулканы Северных и Центральных Курил 49
- Бондаренко В.И., Рашидов В.А.* Подводная кальдера залива Простор, о. Итуруп, Курильские острова 54
- Борисов Д.Г., Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Немченко Н.В., Фрей Д.И., Левченко О.В.* Латеральная седиментация в северной части Аргентинской котловины в четвертичное время (Южная Атлантика) 58
- Борисов Д.Г., Креницкий М.А.* Использование мессенджер-бота для систематизации и хранения коллекции геологических образцов. 61

- Бреховских А.Л., Вольтер Е.Р., Гринберг О.В., Евсенко Е.И., Захаров Е.В., Зверев А.С., Клюев М.С., Косьян Р.Д., Куклев С.Б., Мазуркевич А.Н., Ольховский С.В., Ракитин И.Я., Сажнева А.Э., Шрейдер А.А.* Подробное изучение структуры затонувших судов методом параметрического профилографа с использованием спутниковой навигации 63
- Бреховских А.Л., Вольтер Е.Р., Гринберг О.В., Евсенко Е.И., Захаров Е.В., Зверев А.С., Клюев М.С., Косьян Р.Д., Куклев С.Б., Мазуркевич А.Н., Ольховский С.В., Ракитин И.Я., Сажнева А.Э., Шрейдер А.А.* Исследование структуры придонного осадочного слоя на озере Сенница методом параметрического профилографа со спутниковой навигацией 68
- Бреховских А.Л., Вольтер Е.Р., Гринберг О.В., Евсенко Е.И., Захаров Е.В., Зверев А.С., Клюев М.С., Косьян Р.Д., Куклев С.Б., Мазуркевич А.Н., Ольховский С.В., Ракитин И.Я., Сажнева А.Э., Шрейдер А.А.* О палеоструктурах реки Ашамба в геоморфологии дна Голубой бухты по данным параметрического профилографа со спутниковой навигацией 72
- Бреховских А.Л., Вольтер Е.Р., Гринберг О.В., Евсенко Е.И., Захаров Е.В., Зверев А.С., Клюев М.С., Косьян Р.Д., Куклев С.Б., Мазуркевич А.Н., Ольховский С.В., Ракитин И.Я., Сажнева А.Э., Шрейдер А.А.* О газовых сипах Голубой бухты вблизи г. Геленджик по данным параметрического профилографа с использованием спутниковой навигации 77
- Брусилковский Ю.В., Иваненко А.Н.* Анализ спектров АМП при выделении геологических неоднородностей осадочного чехла Печорской плиты 82
- Буданов Л.М., Сергеев А.Ю., Рябчук Д.В., Жамойда В.А., Невин И.А.* Голоценовые эрозионные события в геологическом разрезе донных отложений восточной части Финского залива (Балтийское море) на основе анализа геолого-геофизических данных 85
- Васильев А.А., Облогов Г.Е., Ванштейн Б.Г., Стрелецкая И.Д.* Субаквальные многолетнемерзлые породы Карского моря 90
- Веклич И.А., Иваненко А.Н., Левченко О.В., Маринова Ю.Г.* Природа разновозрастных источников магнитных аномалий в экваториальной части Индийского океана 95

| | |
|---|-----|
| <i>Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Лобковский Л.И.</i> Применение спутниковых геодезических данных при изучении сейсмотектонических деформаций, связанных с сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции | 100 |
| <i>Глазырин Е.А.</i> Морфология и динамика головной части подводного каньона Мзымты (Черное море) | 105 |
| <i>Глазырин Е.А.</i> Морфология и динамика головной части подводного каньона Шахе (Черное море) | 110 |
| <i>Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н. Попов К.В., Шишкина Н.А.</i> Глубинные магнитные аномалии океанической коры | 115 |
| <i>Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Буданов Л.М., Хориков В.И.</i> Геоморфологическая характеристика дна акватории губы Териберская с позиций проявления потенциально опасных экзогенных геологических процессов (ЭГП) | 120 |
| <i>Дорохов Д.В., Дорохова Е.В., Дудков И.Ю.</i> Геологические свидетельства катастрофических изменений уровня Балтийского моря в позднем плейстоцене и голоцене | 125 |
| <i>Дудков И.Ю., Дорохов Д.В., Сивков В.В.</i> Новая карта рельефа дна российского сектора юго-восточной части Балтийского моря | 129 |
| <i>Дунаев Н.Н., Репкина Т.Ю., Juanes Marti J.L.</i> Современная динамика берегов полуострова Икакос (Куба) по результатам анализа космоснимков | 134 |
| <i>Ермолов А.А., Игнатов Е.И., Кизяков А.И., Илюшин Д.Г.</i> Морфодинамические типы берегов Азовского и Черного морей | 139 |
| <i>Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А.</i> Комплексные исследования Азиатской континентальной окраины | 143 |
| <i>Ильин А.В.</i> Отражение магматической камеры в рельефе осевой зоны срединно-океанических хребтов (на примере Южной Атлантики) | 147 |
| <i>Ильинский Д.А., Рогинский К.А., Ганжа О.И., Хортов А.В.</i> Глубинное строение Черноморской впадины по данным многоволновой сейсморазведки 3Д-4С с использованием автономных донных станций. | 150 |
| <i>Карнаух В.Н.</i> Вулканы возвышенности Первенец (Японское море) | 154 |

| | |
|--|-----|
| <i>Кондратьева Д.М., Мазнев С.В., Новикова А.В., Селюженко В.В., Огородов С.А.</i> Разработка электронного атласа абразионной и ледово-экзарационной опасности прибрежно-шельфовой зоны Российской Арктики | 159 |
| <i>Косевич Н.И., Брянцева Г.В., Кирянина А.В.</i> Применение ГИС-технологий при структурно-геоморфологическом исследовании прибрежной зоны Крыма | 162 |
| <i>Кохан А.В., Дубинин Е.П.</i> Влияние термических аномалий на строение и пространственно-временную эволюцию Юго-западного Индийского хребта | 165 |
| <i>Кубова В.В., Клауке И.</i> Гравитационные подводные процессы в районе острова Риттер (Папуа-Новая Гвинея) | 170 |
| <i>Левченко Д.Г., Аракелян Ф.О., Башилов И.П., Зубко Ю.Н.</i> Сейсмическая защита атомных электростанций, проблемы и перспективы | 173 |
| <i>Левченко Д.Г., Лобковский Л.И.</i> Особенности создания океанической сейсмологической сети | 178 |
| <i>Леонова Т.Д., Белоус О.В.</i> Морфодинамическое районирование рельефа дна залива Академии (Охотское море) | 183 |
| <i>Мазнев С.В., Мазнева Е.А., Огородов С.А.</i> Донные отложения Аральского моря как фактор формирования ледово-экзарационного рельефа | 188 |
| <i>Миронюк С.Г., Колобакин А.А., Голенок О.А., Росляков А. Г., Терехина Я.Е., Токарев М.Ю.</i> Грязевулканические структуры (вулканоиды) Карского моря: морфологические особенности и строение | 192 |
| <i>Мороз Е.А., Зарайская Ю.А., Соколов С.Ю., Сухих Е.А., Разумовский А.А.</i> Комплексы флювиального рельефа на дне Баренцева и Карского морей | 197 |
| <i>Ованесян Г.И., Пискарев А.Л., Савин В.А.</i> Строение земной коры в районе желоба Св. Анны, по данным 3D геофизического моделирования. | 201 |
| <i>Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Алексеев Д.А.</i> Латеральные неоднородности глубинного строения Курильской островной дуги по геомагнитным данным | 206 |
| <i>Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Петрова В.В.</i> Петромагнитные исследования пород Броутонской подводной вулканической зоны (Центральные Курилы) | 211 |

- Поротов А.В., Мысливец В.И., Коротаев В.Н.* Корреляция морских и континентальных отложений восточного Крыма на основе геолого-геофизических данных 216
- Прошкина З.Н., Валитов М.Г.* Структурно-плотностная модель Южно-Татарского бассейна 221
- Ращупкина А.О., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д.* Особенности структурообразования на ранних стадиях формирования сопряженных континентальных окраин Иберии и Ньюфаундленда (физическое моделирование) 226
- Римский-Корсаков Н.А., Мысливец В.И., Пронин А.А., Коротаев В.Н., Поротов А.В.* Строение верхней части разреза внутреннего шельфа Западного Крыма 230
- Рыбалко А.Е., Щербаков В.А., Иванова В.В., Сличенков В.И., Беляев П.Ю., Алексеев А.Ю., Карташев А.О., Токарев М.Ю., Маев П.А., Белов М.О.* Новые данные об особенностях строения четвертичного покрова в заливе Петра Великого по сейсмоакустическим данным 235
- Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю., Жамойда В.А., Буданов Л.М., Пономаренко Е.П., Прищепенко Д.В., Неевин И.А., Крек А.В.* Новые данные о дегляциации впадины Финского залива 240
- Сергеев А.Ю., Буданов Л.М., Рябчук Д.В., Жамойда В.А., Ковалева О.А., Неевин И.А.* Развитие приморской низменности восточной части Финского залива в районе оз. Высокинского под влиянием трансгрессивно-регрессивных колебаний палеоводоемов Балтийского моря 244
- Цуканов Н.В., Дозорова К.А., Гедике К.* Оползневые комплексы в северо-западной части Тихого океана и Беринговом море по данным сейсмоакустического профилирования. 248
- Шрейдер А.А., Сажнева А.Э., Бреховских А.Л., Клюев М. С., Ракитин И. Я., Галиндо-Зальдивар Х., Евсенко Е. И., Гринберг О. В.* Кинематика дна между поднятием Ермак и континентальным шельфом Евразии 253
- Яковенко И.В., Черных А.А., Корнева М.С., Иванова Н.М., Васильев В.В., Редько А.Г.* Особенности глубинного строения евразийской континентальной окраины в районе арх. Северная Земля 255

**Симпозиум им. Л.П. Зоненшайна
«Тектоника литосферных плит»**

- Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Филаретова А.Н.* Особенности тектонического строения Аденского залива и условия формирования краевого плато Сокотра (физическое моделирование) 261
- Малиновский А.И., Голозубов В.В., Касаткин С.А.* Геохимические особенности и геодинамические обстановки формирования силурийских отложений Лаоелин-Гродековского террейна (Приморье) 264
- Румянцева Н.А., Скублов С.Г., Ванштейн Б.Г., Туманина К.А., Саватенков В.М.* Петрогеохимическая характеристика магматических пород среднего и основного составов хребта Шака (Южная Атлантика). 269
- Сергеева В.М., Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.* Деформация, вытягивание и вращение блоков Тасмания и Адели 273
- Суцеская Н.М., Щербаков В.Д., Лобанова А.Ю., Беляцкий Б.В., Мигдисова Н.А.* Условия образования обогащенных толеитовых магм 10 млн. лет назад в районе Азорского тройного сочленения (результаты изучения скв. 332в) 276
- Цуканов Н.В.* Позднемезозойская-Кайнозойская геодинамика Олноторско-Камчатской аккреционной области 281
- Цуканов Н.В., Соколов С.Д.* Мел-палеогеновые вулканические комплексы Алазейского плоскогорья (северо-восточная Якутия): возраст и состав. 286
- Шарков Е.В.* Строение и происхождение нижней коры океанов и задуговых морей: свидетельства по впадине Маркова (Срединно-Атлантический хребет) и Войкарской офиолитовой ассоциации (Полярный Урал) 291
- Berglar K., Damm V., Ehrhardt A., Franke D., Ladage S., Lutz R., Geissler W.H., Funck T., Scientific Team of Expedition PS115/1 GREENMATE.* Structure of the NE Greenland sheared margin 296
- Gaedicke C., Berglar K., Blumenberg M., Damm V., Franke D., Piepjohn K. and BGR Arctic Research Team.* Polar Research in the Arctic: Terrestrial and Marine Geoscientific Expeditions by the Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Germany 297

CONTENTS

Sea floor geophysics and geomorphology

| | |
|---|----|
| <i>Agranov G.D., Dubinin E.P., Grokholsky A.L., Danilov Ya.A.</i> Physical modelling of the interaction of spreading ridge with large magmatic provinces Kerguelen | 16 |
| <i>Alyautdinov A.R., Kosevich N.I., Bryantseva G.V.</i> Application of GIS technology in the study of the Laptev Sea shelf | 21 |
| <i>Anokhin V.M., Dudakova D.S., Dudakov M.O., Rybakin V.N.</i> The results of geological and geomorphological studies of the bottom and shores of Lake Ladoga 2015-19 years. | 23 |
| <i>Badyukova E.N., Zhindarev L.A., Lukyanova S.A., Solovieva G.D.</i> Sea level fluctuations are a determining factor in the development of barrier-lagoon systems of the Baltic Sea | 27 |
| <i>Baranovskiy M.S., Grokholskiy A.L., Dubinin E.P.</i> Physical modeling of submerged ridges and microcontinent of the passive margin of western India | 32 |
| <i>Barenbaum A.A.</i> Displacement of heat flows in mid-ocean ridges by Coriolis force | 37 |
| <i>Bashev I.A., Chernyh A.A., Korneva M.S., Redko A.G., Yakovenko I.V.</i> New data on the tectonic structure of the contact zone Eurasian basin and the continental margin of the Laptev Sea | 41 |
| <i>Belov N.S., Danchenkov A.R., Pichugina A.V., Gritsenko V.A.</i> Differential-geometric characteristics of the sandy beach surfaces of the southeastern Baltic | 44 |
| <i>Blokh Yu.I., Bondarenko V.I., Dolgal A.S., Novikova P.N., Petrova V.V., Pilipenko O.V., Rashidov V.A., Trusov A.A.</i> The Northern and Central Kurile Submarine Volcanoes | 49 |
| <i>Bondarenko V.I., Rashidov V.A.</i> Submarine Caldera of Prostor Bay, Iturup Island, Kuril Islands | 54 |
| <i>Borisov D.G., Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Nemchenko N.V., Frey D.I., Levchenko O.V.</i> Lateral sedimentation in the northern Argentine Basin during Quaternary (South Atlantic) | 58 |
| <i>Borisov D.G., Krinitskiy M.A.</i> Messenger-bot as a cheap and powerful tool for a small repository of geological samples | 61 |

- Brekhovskikh A.L., Volter E.R., Grinberg O.V., Evsenko E.I., Zakharov E.V., Zverev A.S., Klyuev M.S., Kosyan R.D., Kuklev S.B., Mazurkevich A.N., Olkhovskiy S.V., Rakitin I.Ya., Sazhneva A.E., Shreider A.A.* Detailed study of the structure of submerged ships using the parametric profilograph using satellite navigation 63
- Brekhovskikh A.L., Volter E.R., Grinberg O.V., Evsenko E.I., Zakharov E.V., Zverev A.S., Klyuev M.S., Kosyan R.D., Kuklev S.B., Mazurkevich A.N., Olkhovskiy S.V., Rakitin I.Ya., Sazhneva A.E., Shreider A.A.* Investigation of the structure of the bottom sedimentary layer at Sennitsa Lake using the parametric profilograph with satellite navigation 68
- Brekhovskikh A.L., Volter E.R., Grinberg O.V., Evsenko E.I., Zakharov E.V., Zverev A.S., Klyuev M.S., Kosyan R.D., Kuklev S.B., Mazurkevich A.N., Olkhovskiy S.V., Rakitin I.Ya., Sazhneva A.E., Shreider A.A.* About the paleo structures of the Ashamba River in the geomorphology of the bottom of the Blue Bay according to the data of a parametric profilograph with satellite navigation 72
- Brekhovskikh A.L., Volter E.R., Grinberg O.V., Evsenko E.I., Zakharov E.V., Zverev A.S., Klyuev M.S., Kosyan R.D., Kuklev S.B., Mazurkevich A.N., Olkhovskiy S.V., Rakitin I.Ya., Sazhneva A.E., Shreider A.A.* About gas seeps in Blue Bay near Gelendzhik according to a data of parametric profilograph using satellite navigation 77
- Brusilovsky Yu.V., Ivanenko A.N.* The analysis of ranges of AMP at allocation of geological not uniformity of a sedimentary cover of the Pechora plate 82
- Budanov L.M., Sergeev A.Yu., Ryabchuk D.V., Zhamoida V.A., Neevin I.A.* Erosion events of Holocene in the geological section of bottom sediments in the eastern Gulf of Finland (Baltic Sea) based on the analysis of geological and geophysical data 85
- Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Vanshtein B.G., Streletskaya I.D.* Submarine permafrost of Kara Sea 90
- Veklich I.A., Ivanenko A.N., Levchenko O.V., Marinova Yu.G.* Nature of different sources of magnetic anomalies in the equatorial part of the Indian Ocean 95
- Vladimirova I.S., Gabsatarov Yu.V., Lobkovskiy L.I.* Application of satellite geodetic data in the study of seismotectonic deformations associated with the strongest earthquakes in subduction zones 100

| | |
|---|-----|
| <i>Glazyrin E.A.</i> Morphology and dynamics of the head of the submarine canyon Mzymta (Black Sea) | 105 |
| <i>Glazyrin E.A.</i> Morphology and dynamics of the head of the submarine canyon Shahe (Black Sea) | 110 |
| <i>Gorodnitskiy A.M., Brusilovsky Yu.V., Ivanenko A.N., Popov K.V., Shishkina N.A.</i> Deep magnetic anomalies of the oceanic crust | 115 |
| <i>Grigoryev A.G., Zhamoida V.A., Budanov L.M., Khorikov V.I.</i> Geomorphological characteristics of the Teriberskaya Bay bottom to assess the possibility of occurrence of potentially hazardous exogenous geological processes (EGP) | 120 |
| <i>Dorokhov D., Dorokhova E., Dudkov I.</i> Geological features of catastrophic sea-level changes in the Baltic Sea during the Late Pleistocene - Holocene | 125 |
| <i>Dudkov I., Dorokhov D., Sivkov V.</i> A new bathymetric map of the southeastern part of the Baltic Sea (Russian sector) | 129 |
| <i>Dunaev N.N., Repkina T.Y., Juanes Marti J.L.</i> Modern dynamics of the coast of Hicacos Peninsula (Cuba) according the results of the analysis of satellite imagery | 134 |
| <i>Ermolov A.A., Ignatov E.I., Kizyakov A.I., Ilyushin D.G.</i> Morphodynamic types of the Azov and Black Seas shores | 139 |
| <i>Zabarinskaya L.P., Rashidov V.A., Sergeeva N.A.</i> Comprehensive Studies in the Asia Continental Margin | 143 |
| <i>Ilyin A.V.</i> Reflection of the magmatic camera in the mid-oceanic ridges relief (The South Atlantic as an example) | 147 |
| <i>Ilyinsky D.A., Roginsky K.A., Ganzha O.I., Khortov A.V.</i> The deep structure of the Black Sea basin according to multi-wave 3D-4C seismic data using autonomous bottom stations | 150 |
| <i>Karnaikh V.N.</i> Volcanoes of the Pervenets Rise (Sea of Japan) | 154 |
| <i>Kondratyeva D.M., Maznev S.V., Novikova A.V., Selyuzhenok V.V., Ogorodov S.A.</i> Development of an electronic atlas of abrasion and ice-gouging hazards of the coastal and shelf area of the Russian Arctic | 159 |
| <i>Kosevich N.I., Bryantseva G.V., Kiryanina A.V.</i> The use of GIS technology in the study of the coastal zone of Crimea | 162 |
| <i>Kokhan A.V., Dubinin E.P.</i> Influence of thermal anomalies on structure and spatial-temporal evolution of the South-western Indian ridge | 165 |

| | |
|--|-----|
| <i>Kubova V.V., Klaucke I.</i> Submarine mass-wasting processes in the area of Ritter Island (Papua New Guinea) | 170 |
| <i>Levchenko D.G., Arakelyan F.O., Bashilov I.P., Zubko Y.N.</i> Seismic protection of nuclear power plants, problems and prospects | 173 |
| <i>Levchenko D.G., Lobkovsky L.I.</i> Features of creation of oceanic seismological network | 178 |
| <i>Leonova T.D., Belous O.V.</i> Morphodynamic zoning of the bottom relief of Akademii Bay (Okhotsk Sea) | 183 |
| <i>Maznev S.V., Mazneva E.A., Ogorodov S.A.</i> Bottom sediments of the Aral Sea as a factor of ice scours formation | 188 |
| <i>Mironyuk S.G., Kolyubakin A.A., Golenok O.A., Roslyakov A.G., Terekhina Y.E., Tokarev M.Yu.</i> The mud volcanic structure (vulcanoides) Kara sea: morphological features and structure | 192 |
| <i>Moroz E.A., Zarayskaya Y.A., Sokolov S.Y., Sukhikh E.A., Razumovskiy A.A.</i> Fluvial relief complexes of the Barents and Kara Seas | 197 |
| <i>Ovanesyanyan G.I., Piskarev A.L., Savin V.A.</i> Crustal structure in the area of St. Anna trough based on the data of 3D geophysical modeling | 201 |
| <i>Palshin N.A., Ivanenko A.N., Alekseev D.A.</i> Lateral heterogeneities of the deep structure of the Kuril Island Arc according to geomagnetic data | 206 |
| <i>Pilipenko O.V., Rashidov V.A., Petrova V.V.</i> Petromagnetic Investigation of Rocks from Brouton Submarine Volcanoes (Central Kurile) | 211 |
| <i>Myslivets V., Porotov A., Korotaev V.</i> Sedimentary structure and late Holocene evolution of coastal embayment on the south-eastern coastline of Kerch strait (Black Sea) | 216 |
| <i>Proshkina Z.N., Valitov M.G.</i> Structural-density model of the South Tatar basin | 221 |
| <i>Rashchupkina A.O., Dubinin E.P., Grokholsky A.L., Agronov G.D.</i> Physical modeling of structural deformation on the early stages of Iberia and Newfoundland conjugate passive margins formation | 226 |
| <i>Rimsky-Korsakov N.A., Myslivets V.I., Pronin A.A., Korotaev V.N., Porotov A.V.</i> Structure of upper part of sedimentary section of the Western Crimea inner shelf | 230 |

- Rybalko A., Shcherbakov V., Ivanova V., Slitchenkov V., Belyaev P., Alekseev A., Kartaschov A., Tokarev M., Maev P., Belov M.* New data on the structure features of the Quaternary cover in the GreatPeterBay accordingto the results of the seismic –acoustic profiling 235
- Ryabchuk D.V., Sergeev A.Yu., Zhamoida V.A., Budanov L.M., Ponomarenko E.V., Prischepenko D.V., Neevin I.A., Krek A.V.* New data about Gulf of Finland basin deglaciation 240
- Sergeev A.Yu., Budanov L.M., Ryabchuk D.V., Zhamoida V.A., Kovaleva O.A., Neevin I.A.* The development of the coastal lowlands of the Eastern Gulf of Finland in the area of Vysokinskoe Lake under the influence of transgressive-regressive fluctuations of the Baltic Sea 244
- Tsukanov N.V., Dozorova K.A., Gaedicke C.* Landslide complexes in the NW Pacific and the Bering Sea based on seismoacoustic profiling data 248
- Schreider A.A., Sazhneva A.E., Brekhovskikh A.L., Klyuev M.S., Rakitin I.Ya, Galindo-Zaldivar H., Evseenko E.I., Greenberg O.V.* The kinematics of lifting between the bottom of Ermak and continental shelf of Eurasia 253
- Yakovenko I.V., Chernykh A.A., Korneva M.S., Ivanova N.M., Vasiliev V.V., Redko A.G.* Features of the deep structure of the Eurasian continental margin in the area of the archipelago Northern Land 255

**L.P. Zonenshain Memorial Symposium
“Lithosphere plate tectonics”**

- Dubinin E.P., Grokholsky A.L., Filaretova A.N.* Peculiarities of the tectonic structure of the Gulf of Aden and conditions of formation of the Socotra marginal plateau (physical modeling) 261
- Malinovsky A.I., Golozubov V.V., Kasatkin S.A.* Geochemical features and geodynamic settings of Silurian deposits of Laeolin-Grodekovo terrane (Primorye) 264
- Rumyantseva N.A., Skublov S.G., Vanshtein B.G., Tumanina K.A., Savatenkov V.M.* The petrogeochemical features of the magmatic basic and intermediate rocks from the Shaka Ridge (South Atlantic). 269
- Sergeeva V.M., Leitchenkov G.L., Dubinin E.P., Grokholsky A.L.* Deformation, pulling and spinning of Tasmania and Adelie blocks 273
- Sushchevskaya N.M., Sherbakov V.D., Belyatsky B.V., Lobanova A.U., Migdisova M.A.* The conditions of the enriched tholeiite formation 10 m.y. ago within Azores triple junction region (hole 332b, DSDP) 276

| | |
|---|-----|
| <i>Tsukanov N.V.</i> Mesozoic-Cenozoic geodynamic Olutorka-Kamchatka accretionary region. | 281 |
| <i>Tsukanov N.V., Sokolov S.D.</i> Cretaceous-Paleocene volcanic complexes of Alazey Plateau (North-East Yakutia): age and composition. | 286 |
| <i>Sharkov E.V.</i> Structure and origin of the lower crusts of oceans and back-arc seas: Evidence from the Markov Deep (Mid-Atlantic Ridge) and Voikar ophiolite association (Polar Urals) | 291 |
| <i>Berglar K., Damm V., Ehrhardt A., Franke D., Ladage S., Lutz R., Geissler W.H., Funck T., Scientific Team of Expedition PS115/1 GREENMATE.</i> Structure of the NE Greenland sheared margin | 296 |
| <i>Gaedicke C., Berglar K., Blumenberg M., Damm V., Franke D., Piepjohn K. and BGR Arctic Research Team.</i> Polar Research in the Arctic: Terrestrial and Marine Geoscientific Expeditions by the Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Germany | 297 |

**ГЕОФИЗИКА И
ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА МОРЕЙ
И ОКЕАНОВ**

**SEA FLOOR GEOPHYSICS AND
GEOMORPHOLOGY**

**Агранов Г.Д.¹, Дубинин Е.П.², Грохольский А.Л.²,
Данилов Я.А.¹**

(¹Геологический факультет, Московский Государственный Университет им. Ломоносова, г. Москва, e-mail: Agranovgr@gmail.com; ²Музей Землеведения МГУ им. Ломоносова)

**Физическое моделирование взаимодействия спредингового хребта с крупной магматической провинцией Кергелен
Agranov G.D.¹, Dubinin E.P.², Grokholsky A.L.²,
Danilov Ya.A.¹**

(¹Geological Faculty, Moscow State University Lomonosov, Moscow, e-mail: Agranovgr@gmail.com; ²Museum of the Earth, Moscow State University Lomonosov)

Physical modelling of the interaction of spreading ridge with large magmatic provinces Kerguelen

Ключевые слова: физическое моделирование, магматическая провинция, горячая точка, ЮВИХ, Кергелен.

В работе проведено моделирование взаимодействия спредингово хребта с крупной магматической провинцией на примере Юго-Восточного Индийского хребта и плато Кергелен. Результаты экспериментов хорошо коррелируются с геолого-геофизическими данными и с предложенной моделью развития данного региона.

Проблема взаимодействия спрединговых хребтов с горячими точками (ГТ) и плюмами и создаваемыми ими крупными магматическими провинциями (КМП) широко обсуждается в научной литературе. На нашей планете есть немало древних и современных примеров подобного взаимодействия. Наиболее ярким и хорошо сохранившимся примером древнего взаимодействия является столкновение развивающегося Юго-Восточного Индийского спредингового хребта и плато Кергелен, которое произошло около 43 млн. лет назад, и следствием которого стало разделение единого плато Кергелен на две части: собственно плато Кергелен и хребет Броукен. Современным примером является взаимодействие хребта Рейкьянес с Исландской магматической провинцией, сформированной в результате деятельности одноименного плюма. В рамках данной проблемы эти два региона идентичны, но находятся на разных этапах развития. Если в случае Кергелена горячая точка, благодаря которой около 120 млн. лет назад сформировались магматическая провинция и подводное плато, уже не действует (или находится на стадии минимальной активности) и спрединговый хребет давно расколол ее на две части, отделив хребет Броукен, то пример Исландии помогает в изучении стадии непосредственного взаимодействия горячей точки и хребта. Можно предположить, что черз

определенное время КМП современной Исландии расколется и образуется некоторый аналог хребту Броукен, а Исландская горячая точка сместится в сторону, сойдя с срединно океанического хребта.

Из этих двух примеров нагляднее будет подробно рассмотреть раскол Кергелена.

Раскрытие между Австралией и Антарктидой началось ≈ 83 млн. лет назад [4]. До сих пор ходят споры, откуда и куда начал развиваться новообразованный Юго-Восточный Индийский хребет, с континента в океан или же наоборот. В данной работе рассмотрена модель раскола первоначально континента и последующее продвижение рифтовой трещины в пределы древней океанической литосферы вплоть до столкновения ее с северной провинцией плато Кергелен и отделения хребта Броукен.

Было проведено моделирование данного процесса в лаборатории физического моделирования Музея землеведения МГУ. Эксперименты проводились в соответствии с условиями подобия и методиками, описанными в работах [1, 3].

Эксперименты проводились по 2-м основным направлениям. Первая серия экспериментов была посвящена зарождению трещины и последующему её развитию с образованием трога Диамантина, плато Натуралист и поднятия Брюса. В данной серии задавалась неровная граница континент-океан, благодаря чему при растяжении и развитии трещины образовывались погруженные краевые плато. Вторая серия экспериментов посвящена расколу северной провинции плато Кергелен с отделением хребта Броукен. В данной серии в эксперименте задавалась горячая точка в виде локального источника нагрева (ЛИН) создающего термическую аномалию и магматическую провинцию. Интенсивность термической аномалии и размеры магматической провинции в экспериментах можно варьировать. При растяжении и взаимодействии с рифтовой трещиной спредингового хребта эта новообразованная провинция раскалывалась.

По итогам была проведена комбинированная серия экспериментов, в которой присутствовала как неровная граница между континентальной и древней океанической литосферами, так и горячая точка с магматической провинцией.

Первоначально в модельной литосфере задается неровная граница между континентальной и древней океанической литосферой и ослабленная зона в пределах континента, которая необходима для локализации зоны растяжения и соответствует зоне гиперрастяжения и сильного утонения континентальной литосферы. Перед началом растяжения включается локальный источник нагрева, имитирующий горячую точку. Далее задается небольшой вырез между ГТ и границей континент-океан, который необходим для создания зоны перекрытия в пределах неровности границы, что

впоследствии создаст необходимые условия для образования погруженного плато, соответствующего в природе плато Натуралист. Затем запускается электродвигатель и начинается растяжение. Стадии развития рифтовой трещины в эксперименте № 2211 показаны на рисунке.

На 1 стадии видно, как трещина начинает развиваться из выреза, сделанного перед запуском двигателя. Трещина быстро доходит до ГТ и параллельно преодолевает модельную границу континент-океан, но в пределах ослабленной зоны так же зарождается трещина, продвигающаяся на встречу и на выступающем участке ослабленной зоны образуется зона перекрытия.

На 2 стадии зона перекрытия перестала деформироваться, т.к. верхняя трещина соединилась с нижней правее зоны перекрытия. Так же видно, что трещина, которая вышла из выреза, прошла через горячую точку, но практически сразу же остановилась, т.к. ей на встречу развилась другая трещина, которая дошла до ГТ. Образовалась единая ось растяжения, скорость была увеличена до быстрого спрединга, а ГТ уменьшена и незначительно перемещена.

На стадии 3 продолжается растяжение, но в пределах горячей точки ось растяжения еще не сформировалась, а размеры магматической провинции продолжают увеличиваться.

На стадии 4 в пределах ГТ сформировалась ось спрединга. Хорошо видно, что аккреционные валы в пределах действия ЛИН меньше и чаще, по сравнению с валами, образующимися в условиях нормального спрединга вдали от ГТ. Так же видно, что правее ГТ закончил формироваться перескок оси спрединга, в связи с чем хорошо виден контраст между новообразованными и первыми валами, которые образовывались на контакте с более холодной литосферой и при более низких скоростях спрединга.

На стадии 5 произошло полное отделение хребта Броукен от плато Кергелен. Хорошо видно, что новообразованный рельеф в более прогретой литосфере в пределах даже слабого воздействия ГТ характеризуется слабой изрезанностью (см. стадию 6 и структурную схему).

На последнем снимке хорошо видно, как сильно изгибается ось растяжения в правой части эксперимента, что возможно связано с деятельностью ГТ и перескоком оси спрединга.

Результаты экспериментов хорошо коррелируются с геолого-геофизическими данными и соответствуют современным моделям эволюции данного региона.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10139).

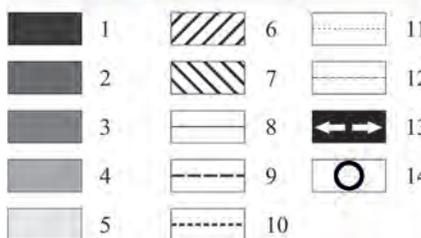
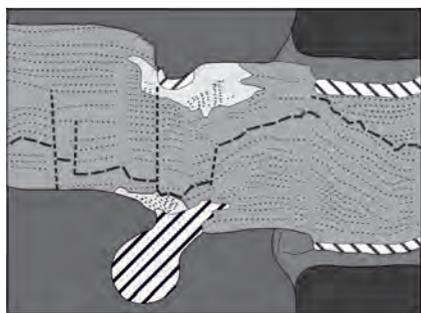
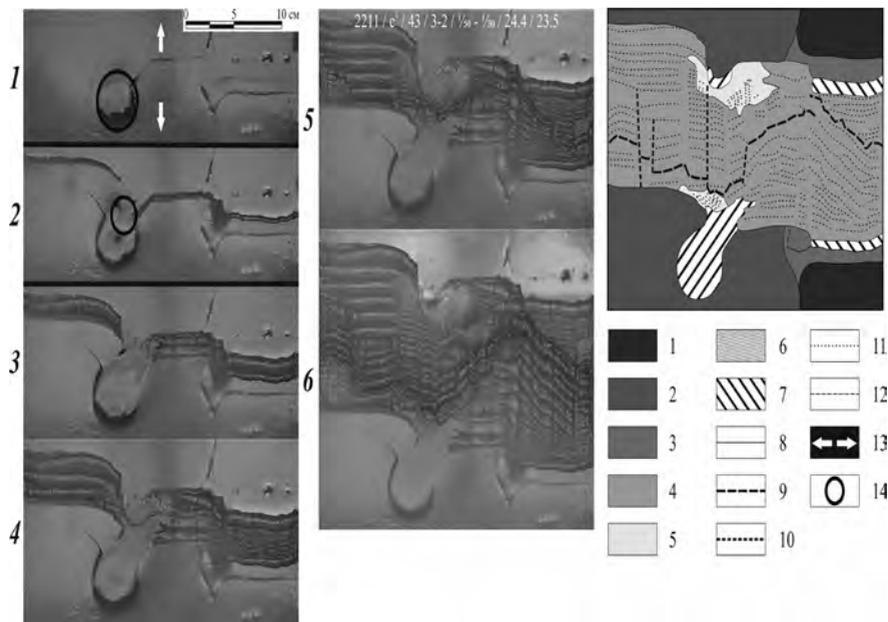


Рисунок. Эксперимент №2211. Развитие трещины с континента в древнюю океаническую литосферу при действии горячей точки с дальнейшим расколом магматической провинции и отделением магматического хребта. 1 – 6 – последовательные стадии эксперимента (вид сверху). 7 – структурная схема по результатам моделирования. Условные обозначения: (1) – континентальная литосфера; (2) – древняя океаническая литосфера; (3) – ослабленная зона растяжения в пределах континентальной литосферы; (4) – новообразованная океаническая литосфера; (5) – зона интенсивного влияния горячей точки при аккреции; (6) – излияние под воздействием горячей точки; (7) – зона эксгумации мантии; (8) – границы между зонами; (9) – действующая ось спрединга; (10) – зоны поперечных смещений; (11) – границы между аккреционными валами; (12) – ось палеоспрединга; (13) – направление растяжения; (14) – зона действия горячей точки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. Т. 1. С. 76–94.
2. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. и др. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. Т. 1. С. 8–28.
3. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. Т. 10. С. 10–19.
4. Whittaker J.M., Williams S.E., Müller R.D. Revised tectonic evolution of the Eastern Indian Ocean // *Geochemistry Geophysics Geosystem*. 2013. № 14. P. 1–14.

The paper presents a simulation of the interaction of a spreading ridge with a large magmatic province on the example of the Southeastern Indian Ridge and the Kerguelen plateau. The results of the experiments are well correlated with geological and geophysical data and with the proposed model of development of the region.

Аляутдинов А.Р.¹, Косевич Н.И.², Брянцева Г.В.²

(¹Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва;

²Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: nkosevich@gmail.com)

Применение ГИС-технологий при структурно-геоморфологическом исследовании шельфа моря Лаптевых
Alyautdinov A.R., Kosevich N.I., Bryantseva G.V.

(Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow)

Application of GIS technology in the study of the Laptev Sea shelf

Ключевые слова: Арктика, геоморфология, морфометрический ГИС-анализ, морфоструктурный ГИС-анализ, шельф моря Лаптева.

На основе изучения геоморфологического строения и геологического строения проведено морфоструктурное районирование шельфа моря Лаптевых и даны основные морфометрические и морфологические характеристики морфоструктур. Исходными данными послужили разномасштабные и разноплановые данные, построенные по глобальной батиметрической модели ИВСаО. На базе морфометрического метода поиска тектонических структур и структурно-геоморфологического ГИС-анализа проанализирована цифровая модель дна шельфа моря Лаптевых в программном комплексе ArcGIS ESRI.

Рельеф акватории моря Лаптевых имеет довольно сложное строение, в формировании которого важную роль играют эндогенные процессы, преимущественно тектонические, отвечающие за образование и развитие наиболее крупных впадин (рифтов) и возвышенностей [1, 2]. Затем образовавшиеся структуры были смоделированы экзогенными процессами, создавшими денудационные, аккумулятивные и денудационно-аккумулятивные формы рельефа.

Целью нашего исследования является выявление основных морфометрических и морфологических характеристик рельефа шельфа моря Лаптевых на основе данных дистанционного зондирования.

Для проведения морфометрического ГИС-анализа [3] и структурно-геоморфологического ГИС-анализа [4] рельефа шельфа моря Лаптевых была использована цифровая модель рельефа (ЦМР), полученная по батиметрической модели ИВСаО [5]. Исходная модель имеет пространственное разрешение в плане 500 м. на основании ЦМР в программном продукте ESRI ArcGIS 10 построены тематические карты важнейших морфометрических показателей, таких как гипсометрия/батиметрия, угол наклона и экспозиции склона, глубины расчленения рельефа, густоты расчленения рельефа и общего показателя расчленения

рельефа. Данные модели построены в ESRI ArcGIS 10 с использованием пакетов инструментов Spatial Analyst Tools - Surface и в среде внутреннего языка программирования Model Builder, объединяющей наборы инструментов. Далее нами выделены и охарактеризованы морфометрические параметры рельефа, которые легли в основу карты морфометрических комплексов региона исследования. В результате структурно-геоморфологического ГИС-анализа батиметрической модели шельфа моря Лаптевых по серии геоинформационных моделей (порядков водотоков, базисных поверхностей разных порядков и разницы базисных поверхностей разного порядка) были выделены площадные и линейные морфоструктуры.

В получении информации о рельефе той или иной территории данные дистанционного зондирования являются эффективным и оперативным инструментом. В сочетании с ГИС-технологиями их применение дает возможность проведения моделирования, а также значительно ускоряет процесс проведения анализа основных морфометрических и морфологических показателей рельефа, что особенно актуально для малоизученных и труднодоступных территорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Никифоров С.Л. Рельеф шельфа морей российской Арктики. Автореф. Докт дисс. М.: 2006. 16 с.
2. Семенов Ю.И., Шкатов Е.П. Геоморфология дна моря Лаптевых // Геология моря. 1971. Вып. 1. С. 21–30.
3. Основы морфометрического метода поиска неотектонических структур: Учебно-методическое пособие / И.И. Нугманов, Е.В. Нугманова, И.Ю. Чернова. Казань: Казанский университет, 2016. 53 с.
4. Корчуганова Н.И., Костенко Н.П. Межеловский Н.Н. Неотектонические методы поисков полезных ископаемых. М.: МПР РФ геокарт. МГГА, 2001. 212 с.
5. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 [Электронный ресурс]. URL: <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/> (дата обращения: 12.08.2018).

Based on the study of the geomorphological structure and geological structure, morphostructural zoning of the Laptev Sea shelf is carried out and the main morphometric and morphological characteristics of morphostructures are given. The initial data were multiscale and diverse data, built on the global bathymetric model IBCAO. Based on the morphometric method of searching for tectonic structures and structural-geomorphological GIS-analysis, digital models of the Laptev Sea shelf bottom are analyzed in the ArcGIS ESRI software package.

**Анохин В.М.^{1,2,3}, Дудакова Д.С.¹, Дудаков М.О.¹,
Рыбакин В.Н.¹**

¹Институт озероведения РАН, г. Санкт-Петербург, e-mail: lake@limno.org.ru;

²Санкт-Петербургский Научный центр РАН, г. Санкт-Петербург, ³Российский государственный педагогический институт им. А.И. Герцена, г. Санкт-Петербург)

**Результаты геолого-геоморфологических исследований дна
и берегов Ладожского озера в 2015-19 гг.**

**Anokhin V.M.^{1,2,3}, Dudakova D.S.¹, Dudakov M.O.¹,
Rybakin V.N.¹**

¹Institute of Limnology RAS, St. Petersburg; ²St. Petersburg Research Centre RAS, St. Petersburg; ³Herzen State University, St. Petersburg)

**The results of geological and geomorphological studies of the
bottom and shores of Lake Ladoga 2015-19 years**

Ключевые слова: Ладожское озеро, берега, донный рельеф, линеаменты, подводные ландшафты

В течение полевых сезонов 2015–2019 гг. проводилось изучение особенностей геолого-геоморфологического строения дна и берегов Ладожского озера. Применение БПЛА и подводных фотовидеосъемочных аппаратов позволило получить новые данные о геоморфологии берегов, донных ландшафтах, распределении осадков, распространении тяжелой фракции и других важнейших геолого-геоморфологических характеристиках Ладожского озера.

В 2015–19 гг. Институтом Озероведения РАН были проведены геолого-геоморфологические исследования дна и берегов Ладожского озера, в том числе: отбор донных и водных проб, фото- и видеосъемка дна [7] и берегов (в т.ч. с воздуха с помощью беспилотного летательного аппарата [2]), эхолотирование, интерпретация цифровой модели рельефа дна, линеаментный анализ рельефа [5]. По результатам этих исследований были получены материалы, включающие наземные, аэрофотоснимки (рис. 1) и подводные фотографии (рис. 2), видео-ролики прибрежных зон озера, прибрежных подводных ландшафтов и др.

Полученные данные были интерпретированы с учетом работ предшественников по данному региону [1, 6] и др.

Интерпретация полученных данных привела к построению ряда карт и схем, в т.ч. карты типов берегов (рис. 3а), геоморфологической карты дна озера (рис. 3в), карты распределения тяжелой фракции в прибрежных отложениях, схемы линеаментов (рис. 3б), ряда эхолотных профилей дна, схемы источников подземных вод на дне озера и т. д. На основании результатов проведенных исследований были сделаны следующие выводы о геолого-геоморфологических особенностях строения дна и берегов Ладожского озера:

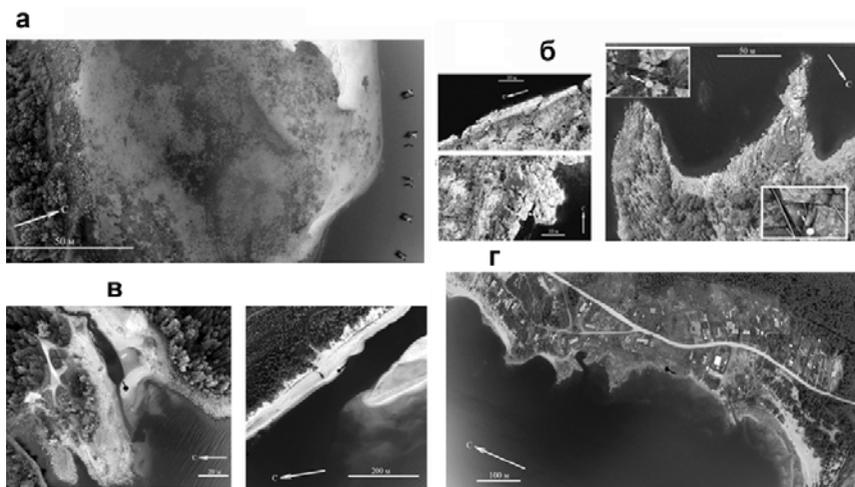


Рисунок 1. Примеры фотосъемки берегов Ладожского озера с воздуха:
 А – аккумулятивный берег (западное побережье), Б – абразионно-денудационный берег (северное побережье), В – аккумулятивный берег (восточное побережье), Г – абразионно-аккумулятивный берег (южное побережье)

1. Берега Ладожского озера представлены 5-ю основными типами – абразионные (в основном фиардово-шхерные), абразивно-аккумулятивные (в основном валунные), аккумулятивные (в том числе пляжи, дюнные пляжи, дельтовые); ветланды и техногенные берега (см. рисунок 3а).

2. Дно Ладожского озера разделено на 3 геоморфологические зоны – зона аккумулятивных равнин (южная часть озера), зона абразионно-аккумулятивных равнин, с преимущественным развитием ледниковых форм (центральная часть озера) и зона структурно-денудационного долинно-грядового рельефа, в северной частью озера (см. рисунок 3в).

3. Структурный план дна Ладожского озера включает ряд линейных форм рельефа – линеаментов, тяготеющих к 4-м основным системам направлений (см. рис. 3б): меридиональной, широтной, диагональной NE (40–50°) и диагональной SE (130–140°), с преобладанием системы SE, т.е. к системам планетарной регматической сети [3, 4].

4. Изучение распределения тяжелой фракции прибрежных отложений показало, что существует долговременное прибрежное течение придонных вод, направленное по часовой стрелке.

5. Распределение источников подземных вод на дне северной части озера говорит об их связи с сетью разломов.

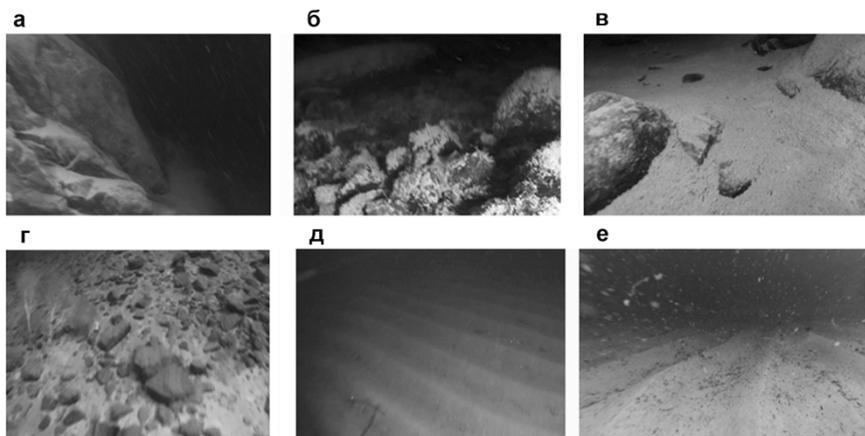


Рисунок 2. Примеры подводных съемок донных ландшафтов: а – дно, сложенное коренными породами; б, в – крупнообломочное дно; г – дно, сложенное глыбово-щебнистыми обломками с песком; д, е – песчаное дно

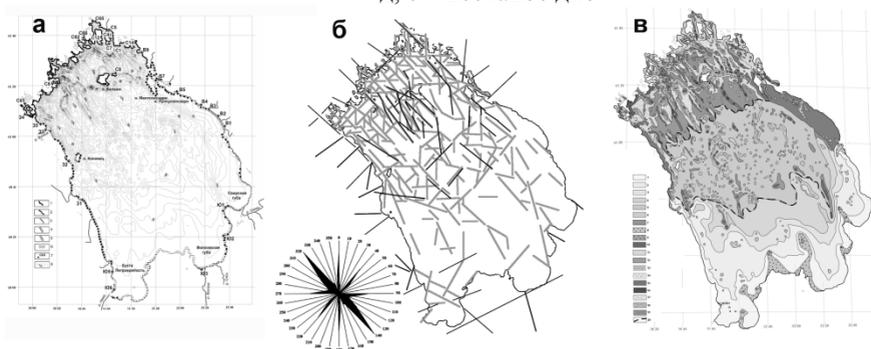


Рисунок 3. Общий вид составленных по результатам исследований карт: а – карты типов берегов, б – карты линейментов с розой-диаграммой направлений линейментов, в – геоморфологической карты (при составлении всех карт использовались батиметрические данные М.А. Науменко)

6. Совместное использование беспилотного летательного аппарата и подводной фото- и видеосъемки в сочетании с традиционными методами показало высокую эффективность этих методов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов А.В., Амантова М.Г. Развитие котловины Ладожского озера с позиций ледниковой теории // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. С. 5–14.
2. Анохин В.М., Дудакова Д.С, Дудаков М.О. Геоморфология и типизация берегов Ладожского озера по данным съемки беспилотного летательного аппарата // Геоморфология. 2019. № 1. С. 25–38.
3. Анохин В.М. Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение. С-Пб.: Недра, 2006. 161 с.
4. Анохин В.М. Строение планетарной линеamentной сети. LAP LAMBERT Academic Publishing, GmbH & Co. KG. Saarbrücken, Germany, 2011. 247 с.
5. Анохин В.М., Маслов Л.А. Опыт изучения закономерностей направленности и протяженности линеamentов и разломов в регионах // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 1. Вып. 25. С. 231–242.
6. Науменко М.А. Анализ морфометрических характеристик подводного рельефа Ладожского озера на основе цифровой модели // Известия РАН. Серия географическая. 2013. № 1. С. 62–72.
7. Dudakova D., Anokhin V., Dudakov M., Judin S. Mapping Rocky Coastal Landscapes in Northern Lake Ladoga around the islands of Raipatsaari and Lussikainluoto // GEONAB 2019 Marine geological and biological habitat mapping. Saint-Petersburg Russia. May 13–17. 2019. P. 51–52.

During the field seasons 2015–2019, the employees of the Institute of Limnology RAS studied the features of the geological and geomorphological structure of the bottom and shores of Lake Ladoga. The use of UAVs and underwater photo and video cameras made it possible to obtain new data on coastal geomorphology, bottom landscapes, sediment distribution, heavy fraction distribution and other important geological and geomorphological characteristics of Lake Ladoga.

**Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А.,
Соловьева Г.Д.**

(Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, e-mail: badyukova@yandex.ru)

**Колебания уровня моря – определяющий фактор в развитии барьерно-лагунных систем Балтийского моря
Badyukova E.N, Zhindarev L.A., Lukyanova S.A.,
Solovieva G.D.**

(Lomonosov moscow state university, faculty of geography)

Sea level fluctuations are a determining factor in the development of barrier-lagoon systems of the Baltic Sea

Ключевые слова: регрессия, трансгрессия, эоловые процессы, геоморфология.

Анализ строения и генезиса крупных барьерных аккумулятивных форм юго-восточной и восточной Балтики позволил сделать вывод о едином универсальном механизме формирования этих образований, являющихся изначально голоценовыми пересыпями, возникшими на краю низменной прибрежно-дельтовой равнины. Колебания уровня моря играли решающую роль в истории развития этих аккумулятивных форм.

Куршская коса. В результате комплексных исследований было выполнено геоморфологическое картирование Куршской косы в пределах России, дополненное сбором и анализом песчаного материала. Составленная геоморфологическая карта Куршской косы отражает ее строение, которое в целом идентично морфологии аналогичных форм и характеризуется специфическим спектром типов берегового и эолового рельефа, имеющих продольно-зональное распространение.

Непосредственно за пляжем располагается зона современной эоловой аккумуляции, состоящая из нескольких генераций (как правило, трех) эоловых форм рельефа. Это т.н. эоловые подушки, авандюны и дюнный вал. Авандюна достаточно хорошо выражена в рельефе побережья как своими морфологическими параметрами, так и по составу растительности. Строение полосы современной эоловой аккумуляции отражает особенности динамики берега. Присутствие одновременно трех генераций эоловых форм указывает на высокую обеспеченность береговой зоны песчаным материалом, постоянно подаваемым к урезу. На участках создавшегося в настоящее время дефицита наносов происходит деградация авандюн, усиленный размыв которой предопределен также естественным или искусственным нарушением целостности ее растительного покрова. Образуются дефляционные коридоры, по которым происходит затягивание

пляжного песка в глубь суши крупными языками до 50-70 м в длину. При отсутствии защитного пояса авандюн происходит активный размыв дюнного вала, который сопровождается выработкой клифов высотой до 10-12 м. На Куршской косе такая ситуация наиболее выражена в ее южной части, где дюнный вал почти полностью размыт, и в клифе вскрываются моренные, флювиогляциальные и болотные отложения. Морена присутствует в теле косы в виде отдельных останцов, которые на некоторых участках слагают ее поверхность [1].

Центральная часть косы занята слабо всхолмленной, залесенной песчаной равниной, по генезису являющейся эолово-морской. По-видимому, процесс ее формирования связан с образованием регрессивной морской террасы, состоящей из серии береговых валов, которые по мере их выхода из сферы влияния моря надстраивались низкими авандюнами. Таким образом, верхние горизонты отложений, слагающих эолово-морскую равнину, имеют эоловый генезис, а нижние представлены морскими осадками береговых валов. Эоловый характер песков, слагающих сверху эту поверхность, подтвержден результатами гранулометрического анализа [2]. Характерной особенностью эолово-морских равнин являются осложняющие их плоскодонные неглубокие низины, наиболее выраженные непосредственно за дюнным валом, где они сосредоточены в продольно вытянутую, почти непрерывную заболоченную полосу, занятую влажными темными лесами.

В призаливной части косы протягивается дюнная гряда длиной около 70 км при максимальной высоте 68 м. На отдельных участках высокие дюны с несколькими горизонтами палеопочв. Они образуют две гряды различных генераций. С лагунной стороны, на участках свободных от дюнных массивов, поверхность косы представляет собой низменную равнину. Берег – это система дуг, соответствующих положению гидродинамических ячеек в береговой зоне. На мысах которых расположены отдельные дюнные массивы. расположенные в плане на одной линии, это фрагменты единой более древней дюнной гряды.

Анализ современного рельефа Куршской косы позволяет отметить следы, по крайней мере, трех смен различных режимов моря в истории ее развития. Основное увеличение площади происходило при регрессии, когда формировалась эолово-морская равнина, а при подъеме уровня моря происходило увеличение количества песчаного материала на пляже за счет размыва предыдущих эоловых форм.

Вислинская коса. Польская часть Вислинской косы начинается от пос. Пясы у границы с Россией и протягивается на 70 км до устья Вислы. Также как и на других барьерах в ЮВ Балтике, вдоль моря здесь чередуются участки размыва и аккумуляции. В тыловой части пляжа на аккумулятивных участках расположена авандюна, которая местами подвержена размыву и развеванию. На абразионных участках выработан уступ размыва в дюнном

валу. Дюнный вал не имеет четко выраженной конфигурации и состоит из отдельных дюнных массивов, заросших лесом. Отличительной чертой рельефа косы является почти полное отсутствие низких заболоченных поверхностей за приморским дюнным валом, развитых на российской части Вислинской косы [3]. Неширокое развитие получили и слабовсхолмленные поверхности палеве за дюнным валом – большую часть косы занимают высокие дюнные массивы с преобладающими высотами 10–20 м. Иногда древние дюны расположены близко от берега моря, где их высота достигает 35 м. Геоморфологическое строение заливного берега польской части косы также имеет ряд существенных отличий от его российской части. Это лучшая морфологическая выраженность низкой призаливной террасы, которая, вероятно, является аналогом террас, образовавшихся при подъеме уровня Балтики примерно на 0,5 м около 1200–1300 лет назад [2, 4]. В теле косы присутствуют (также, как в Куршской косе) останцы более древних форм различного генезиса [1, 4]. В основании косы и Вислинского залива залегают отложения с органическими остатками, возраст которых от 8120 до 6330 лет ВР [5], т.е. в течение почти 2 тысяч лет на данной территории существовала обширная равнина с торфяными болотами и озерами. Затем началась трансгрессия Литоринового моря, затопление прибрежной равнины и аккумуляция морских отложений на южной кромке Гданьского залива. Возникновение трансгрессивных баров у края дельтовой суши перед устьем Вислы дало начало образованию крупного аккумулятивного барьера – Вислинской косы и одноименного залива на месте подтопленной дельтовой равнины. Дальнейшее формирование барьера происходило на фоне колебаний уровня моря: в регрессивные периоды он расширялся, в трансгрессивные – происходил размыв, и частичное перемещение песчаного материала в сторону суши. Анализ современного рельефа Вислинской косы позволил выявить также присутствие нескольких генераций дюн разного возраста и морфологии.

Побережье Литвы и Латвии. На берегах Латвии и Литвы барьерно-лагунные системы также широко развиты. Наиболее обширной и хорошо изученной является лагуна Вентспилс, длиной 30 км, шириной до 15 км. От моря лагуна отделена крупной пересыпью, осложненной дюнными массивами. Как пересыпь, так и лагуна включает несколько островов, сложенных мореной и флювиогляциальными отложениями. Имеется несколько разрезов, где видно, что литориновые отложения, представленные лагунными или пляжевыми осадками, перекрывают гиттию или торфяные отложения, возраст которых от 7110 ± 170 л.н. до 8970 ± 180 л.н. [6]. В районе г. Швентойи в одной из скважин вскрываются пляжевые отложения литоринового возраста (6218 ± 63 14С), что говорит о выдвигении береговой линии. Приморская низменность отделена от моря песчаной пересыпью, которая смещается в сторону суши и на ряде участков включает в себя фрагменты моренных останцов.

Побережье Финского залива. На прибрежной Нарвско-Лужской низменности в литориновое время унаследованно развивались лагунно-барьерные системы, что привело к образованию нескольких генераций лагун, отгороженных от моря пересыпями (Рийгикюльская, Кудрукульская и Мериклюльская косы). Лагуны последовательно формировались на дельтовой равнине, выдвигающейся постепенно в море, как за счет изостатического подъема земной коры, так и благодаря накоплению осадков в береговой зоне. На выдвигание суши указывают также последовательно все более молодые датировки по C^{14} археологических артефактов – от 6212 ± 48 14С на Рийгикюльской косе (самой отдаленной от моря) до 3720 ± 40 14С на Кудрукульской косе [7]. Приневская низменность. К наиболее крупным аккумулятивным формам Приневской низменности на территории Петербурга относится Лиговская песчаная коса, протягивающаяся от южного берега Невской губы на СВ вплоть до Невы. Тело косы залегаёт непосредственно на мощных болотистых осадках прибрежной суши, мощность которых превосходит все описанные местонахождения ископаемых торфяников литоринового времени. Таким образом, Лиговская коса является крупным баром, образовавшимся на краю прибрежной равнины при подъеме уровня моря. Это приводило к одновременному образованию лагуны, наращиванию мощности аккумулятивного тела и надвиганию его на лагуну. К отложениям лагуны литоринового моря относятся и гиттиевые глины, которые образуют в частности залежи лечебных грязей в Сестрорецком Разливе [8]. Таким образом, на начальных этапах развития Литориновой трансгрессии на значительной части современного города образовалась лагуна, отгороженная от Финского залива крупным баром. В лагуне шло спокойное осадконакопление. Лагуна, несомненно, была проточной, так как в нее впадали реки, и она имела постоянную связь с морем. На фоне крупной Литориновой трансгрессии и последующего регрессивного этапа происходили осцилляции уровня Балтийского моря, что нашло отражение в строении археологической стоянки Охта I. Так, падение уровня моря сменилось его подъемом и образованием выровненной абразионной дуги «Василеостровской террасы» [9]. Сестрорецкая котловина и озеро Сестрорецкий разлив. Анализ имеющихся данных показал, что во время литориновой трансгрессии началось заполнение палеовреза реки Сестра, глубина которого до 50 м, и затопление прибрежной равнины, отгороженной от моря пересыпью. Образовалась первая лагуна, которая в настоящее время заболочена. Последующие колебания уровня Балтики и изостатический подъем территории последовательно приводили к выдвиганию береговой линии и последовательному формированию барьерно-лагунных систем. Сестрорецкие дюны – последняя крупная пересыпь.

Заключение. Анализ строения и генезис крупных барьерных аккумулятивных форм юго-восточного и восточного побережья Балтики, позволил сделать вывод о едином универсальном механизме формирования

этих образований, являющихся изначально голоценовыми морскими барами, возникшими на взморье перед устьями впадающих в море рек на фоне колебаний уровня Балтики в литориновое время. Широкому и повсеместному распространению этих образований в пределах описываемого побережья способствовало скопление больших масс флювиогляциального материала в процессе деградации ледника и дегляциации региона. Определяющую роль в образовании и дальнейшем развитии аккумулятивных пересыпей играли трансгрессивно-регрессивные колебания уровня моря. Многие аккумулятивные барьеры являются, по сути, сингенетическими формами и содержат в своем составе более ранние образования: например фрагменты дельтовых равнин, останцы морены и озерно-ледниковых накоплений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Строение корневой части Куршской косы // Вестн. МГУ. Серия географ. 2010. № 5. С. 53–59.
2. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Развитие барьерно-лагунных систем юго-восточной Балтики // Океанология. 2008. Т. 48. № 4. С. 641–647.
3. Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Геолого-геоморфологическое строение Балтийской (Вислинской) косы // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 1–8.
4. Tomczak A. Nowe dane o budowie geologicznej Mierzei Wislanej // Kwartalnik geologiczny. 1988. Т. 33. N 2. P. 277–300
5. Mojski J.E. Development of the Vistula river delta and evolution of the Baltic Sea // Geol. survey Finland. Spec paper. 1988. № 6. P. 39–50.
6. Девириц А.Л., Маркова Н.Г., Серебряный Л.Р. Контроль геологической оценки возраста древнебереговых образований Балтийского моря по С 14 // Доклады АН СССР 1968. Т. 182. № 6. С. 1387–1392.
7. Герасимов Д.В., Холкина М.А. Археологическое изучение древних лагунных систем: исследования в Нарвско-Лужском междуречье в 2012–2014 гг. Электронная библиотека Музея антропологии и этнографии им. Петра Великого (Кунсткамера) РАН [http:// www.kunstkamera.ru/lib/rubrikator/07/978-5-88431-287-6](http://www.kunstkamera.ru/lib/rubrikator/07/978-5-88431-287-6)
8. Геологический атлас Санкт-Петербурга. СПб. 2009. 57с.
9. Кулькова М.А., Сапелко Т.В., Лудикова А.В. и др. Палеогеография и археология стоянок неолита – раннего металла в устье реки Охта / Известия РГО. 2010. № 142 (6). С. 13–31.

Analysis of the structure and genesis of large barrier-accumulative forms in the SE and E coasts of the Baltic Sea has allowed to conclude that there is the uniform universal mechanism of the their formation. These forms are the Holocene sandbars formed on the edge of the coastal deltaic plains. Sea level fluctuations played the most significant role in their history.

Барановский М.С.¹, Грохольский А.Л.,² Дубинин Е.П.²

(¹ООО «РН-Эксплорейшн», Москва, e-mail: maxim_baranovski@mail.ru;

²Московский государственный университета имени, М.В.Ломоносова, Музей Землеведения, Москва)

Физическое моделирование погруженных хребтов и микроконтинентов пассивной окраины западной части Индии

Baranovskiy M.S.¹, Grokholskiy A.L.², Dubinin E.P.²

(¹РН-Exploration, Moscow; ²Lomonosov Moscow State University, Earth Science museum, Moscow)

Physical modeling of submerged ridges and microcontinent of the passive margin of western India

Ключевые слова: рифтогенез, спрединг, континентальные микроблоки, погруженные хребты, пассивная окраина, Индия.

На основании физического моделирования рассмотрены условия формирования и развития континентальных микроблоков, формирующихся вблизи пассивных континентальных окраин западной Индии, которые полностью или частично отторжены от материка и остаются в виде краевых плато, или погруженных резе островных, блоков. Примерами таких структур в северо западной части Индийского океана являются Чагос-Лаккадивский хребет, Сейшельско-Маскаренский хребет, хребет Лакшми.

Лаккадивский хребет представляет собой узкую линейно-вытянутую структуру, протягивающуюся в меридиональном направлении и включающую несколько небольших островов и аттолов (рис. 1). Погруженная северная часть хребта отделена от западной окраины Индии рифтогенным прогибом заполненный толщей кайнозойских осадков мощностью до 6 км. Этот прогиб находит свое продолжение в Камбейском заливе и одноименном рифтогенной прогибе на материке [Хаин, 2001]. К югу хребет простирается в пределы океанической литосферы Индийского океана, переходя в систему Мальдивских островов и архипелаг Чагос, расположенных на вулканическом цоколе. Вся эта гигантская структура ограничивает с запада Центральную Индийскую котловину. С востока хребет имеет сложную блоковую структуру фундамента, осложненную системой грабенов, полуграбенов и одиночных сбросов, которые четко группируются в рифтовую систему, которая носит название «Cannanore Rift System».

Хребет Лакшми, расположен несколько севернее Лаккадивского хребта вблизи континентальной окраины западной Индии (рис. 1). Он представляет собой поднятие, сложенное, по всей видимости, утоненной континентальной

корой [Todal and Eldholm, 1998; Krishna et al., 2006]. Хребет имеет СЗ-ЮВ простирание, т.е. располагается практически параллельно береговой линии западной окраины Индии, а севернее 18°30'N он вовсе не прослеживается по батиметрическим данным. По всей видимости, формирование погруженного блока Лакшми также, как и рассмотренного выше Лаккадивского хребта, связано с отделением от Индии континентального блока Сейшельских островов и с перескоком оси спрединга в сторону молодой континентальной окраины Индии в результате активизации на ней горячей точки Реюньон.

На основании физического моделирования рассмотрена возможность отделения узкого фрагмента континентальной коры в условиях действия горячей точки. Важным элементом исследований являлось установление первоначальной геометрии формирующихся при расколе континента рифтовых трещин и выявлении структурно-вещественных неоднородностей в дораскольной литосфере. Для этого были проанализированы геолого-геофизические данные по изучаемому природному объекту. Существенным фактором, осложняющим процесс рифтинга в этом районе, являлось наличие горячей точки Реюньон. Учет влияния горячей точки потребовал отработки специальной методики создания термической аномалии в виде локального источника нагрева – ЛИН.

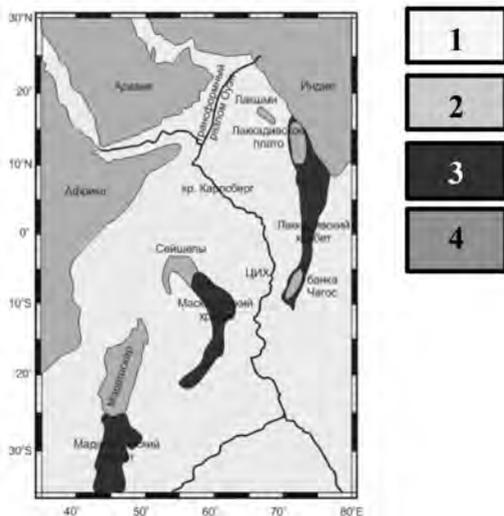


Рисунок 1. Схема расположения микроконтинентов и краевых плато в северо-западной части Индийского океана с предполагаемыми типами коры: 1 – океаническая кора, 2 – микроблоки с утонённой континентальной корой, 3 – утолщённая океаническая кора, 4 – континентальная кора

Экспериментальная установка представляет собой текстолитовую ванну (40 x 30 x 10 см) с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода. Равномерное температурное поле модельного вещества обеспечивают обогреватели, расположенные внутри установки. Электромеханический привод позволяет варьировать скорости деформации модельной плиты, а также изменять направление растяжения, создавая обстановки ортогонального, косоугольного или неравномерного (с переменными скоростями) спрединга. Изменение длительности охлаждения обеспечивает различное соотношение толщины хрупко-пластичного слоя литосферы [1].

Вещества, используемые в экспериментах, представляют собой коллоидные системы на основе жидких (минеральное масло) и твёрдых (церезин, парафин) углеводородов, тонкодисперсных порошков и поверхностно-активных веществ. Они обладают упруго-вязко-пластическими свойствами и обеспечивают выполнение подобия по пределу текучести на сдвиг. Меняя значения температуры, скорости деформации и процентное соотношение составляющих компонентов можно добиваться различных свойств материала, отвечающих требованиям условий подобия [2].

Подготовка и проведение экспериментов осуществлялись следующим образом. Сначала однородное модельное вещество с помощью нагревателей разогревалось до необходимой температуры (~43°C) и доводилось до однородного жидкого состояния путём перемешивания. Затем поверхность равномерно расплавленного модельного вещества охлаждалась сверху с помощью вентилятора при поддержании определенного термического режима внутри установки. Затвердевшее до необходимой толщины модельное вещество имитировало литосферу, которая припаивалась к поршню. В ней, в некоторых экспериментальных сериях, механическим путем задавались различные типы неоднородностей (разрезы – рифтовые трещины, ослабленные зоны с более тонкой литосферой в рифтовой зоне, или структурные неоднородности с более прочной, толстой литосферой различной конфигурации и др.) [1]. После того как модельная плита достигнет необходимой для данного эксперимента толщины H , начинается её горизонтальное растяжение и наращивание новой океанической коры.

Экспериментальным путём было выявлено, что в изотропной модельной литосфере может происходить перескок оси рифта в область молодой континентальной окраины, но без отделения континентального микроблока. Отделение континентальных микроблоков происходит в случае наличия некоторых структурных неоднородностей (разломов или трещин) в модельной гетерогенной континентальной литосфере. Наличие таких разломов или рифтов на молодой континентальной окраине в модели приводило к формированию узких континентальных линейно-вытянутых микроблоков, которые в зависимости от расположения относительно горячей точки

вращались по часовой, или против часовой стрелки. Иногда, блоки вращались как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Причем они могли разрушаться в процессе вращения на два и более фрагмента (рис. 2).

На основании экспериментов были выявлены условия, при которых формируются узкие-линейно-вытянутые континентальные микроблоки и погруженные хребты. В ходе экспериментов можно было наблюдать особенности структурообразования, связанные с перескоком оси спрединга в сторону молодой континентальной окраины западной Индии, под действием горячей точки в гетерогенной литосфере. Отрабатывались разные параметры мощности плюма, от которых зависел его диаметр и степень прогретости области вокруг него.

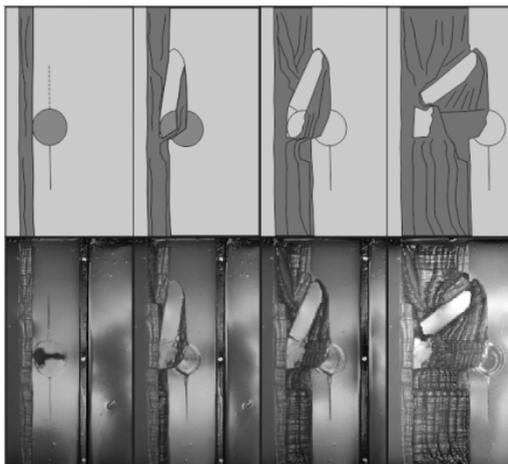


Рисунок 2. Эксперимент 1967. Формирование узкого линейно-вытянутого континентального микроблока при условии перескока оси спрединга под действием горячей точки

В эксперименте (рис. 2) сформировался континентальный микроблок, который вращался по часовой стрелке, так же, как и Лаккадивское плато в составе Чагос-Лаккадивского хребта. В данном случае континентальный микроблок не полностью отторжен от материнского блока.

Физическое моделирование показало, что в процессе растяжения континентальной литосферы при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу и аккреции новой коры возможно активизация деятельности горячей точки (Реюньон) на молодой континентальной окраине, которая приводит к перескоку оси спрединга в сторону этой окраины и полному (хребет Лакшми) или частичному (Лаккадивский хребет) отделению от нее линейно вытянутого континентального блока. При неполном отделении линейного континентального блока от материнского континента, между ними формируется структура типа авлакогена с

сильно растянутой континентальной корой, на месте которой образуется перспективный осадочный бассейн (предположительно, Лаккадивский бассейн). В этом случае формируются либо островные структуры, либо погруженные хребты или краевые плато на континентальных окраинах. Независимо от первоначального расположения рифтовых трещин, горячая точка «притягивает» к себе главную ось спрединга, инициируя процесс перескока ее оси и, именно в этот момент начинается формирование погруженных хребтов и континентальных микроблоков. Формирующийся линейный блок может испытывать вращательные деформации как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях (хребет Лакшми и Сейшельский блок) и даже «раскалываться» на два и более микроблоков.
Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00378).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. Т.1 С.76–94.
2. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. Т.10 С.10–19.

The topic of the formation of continental microblocks has not yet been disclosed; open questions remain in this topic. Physical modeling made it possible to better study the process of formation of structure-forming strains during the transition from rifting to spreading against the background of the influence of a hot spot with the separation of continental microblocks from the passive margin of India.

Баренбаум А.А.

(Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, e-mail: azary@mail.ru)

Смещение тепловых потоков в срединных океанических хребтах силой Кориолиса

Barenbaum A.A.

(Oil and Gas Research Institute (OGRI) RAS, Moscow)

Displacement of heat flows in mid-ocean ridges by Coriolis force

Ключевые слова: срединные океанические хребты, потоки тепла, сила Кориолиса

Получен вывод, что асимметрия потоков тепла по обе стороны от оси срединных океанических хребтов в Атлантическом, Тихом и Индийском океане, по данным Хуторского и Тевелевой (2018), вызвана силой Кориолиса вследствие дрейфа океанических литосферных плит в южном направлении.

Введение. Изучение потоков тепла вдоль 9 геотравверсов, пересекающих СОХ в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах, показало [1], что в южном полушарии более высокие средние значения потоков имеет западное крыло геотравверсов, а в северном – их восточное крыло. Авторы нашли, что причиной асимметрии является сила Кориолиса. При вращении Земли она отклоняет восходящий поток магмы в осевой зоне СОХ к западу – в южном полушарии, и к востоку – в северном.

Предполагаемое в [1] смещение силой Кориолиса магм, поднимающихся к поверхности в осевой зоне СОХ, как причина асимметрии потоков тепла на крыльях хребтов, не очевидно и нуждается в специальном рассмотрении.

Сила Кориолиса. Из механики известно, что тела, движущиеся прямолинейно в инерциальной системе отсчета, во вращающейся системе испытывают ускорение, перпендикулярное их движению

$$\alpha = 2[\mathbf{V} \times \boldsymbol{\omega}] = 2V \cdot \omega \cdot \sin\varphi, \quad (1)$$

где: V – скорость тела, ω – угловая скорость вращения системы координат, φ – угол между векторами \mathbf{V} и $\boldsymbol{\omega}$.

На Земле ω – это угловая скорость ее вращения, а φ – широта места. При движении по земной поверхности в северном полушарии тела отклоняются вправо, а в южном – влево по ходу движения.

При движении с некоторой глубины H вдоль радиуса Земли за время $t = H/V$ тела смещаются по широте на расстояние

$$s = \alpha t^2 / 2 = H^2 \cdot \omega \cdot \sin\varphi / V. \quad (2)$$

Тогда как плотность стационарного потока тепла из недр Земли в самом простейшем случае может быть представлена формулой

$$q = \lambda(T_1 - T_2) / H, \quad (3)$$

где λ – коэффициент теплопроводности; T_1 и T_2 – температуры ($^{\circ}\text{C}$) на глубине H и на поверхности, соответственно.

Фактические данные. Положение геотраверсов, пересекающих СОХ в Атлантическом (1, 2, 6, 7, 8), Индийском (4 и 5), и Тихом (3, 9) океанах, при измерениях тепловых потоков, показано на рис. 1.

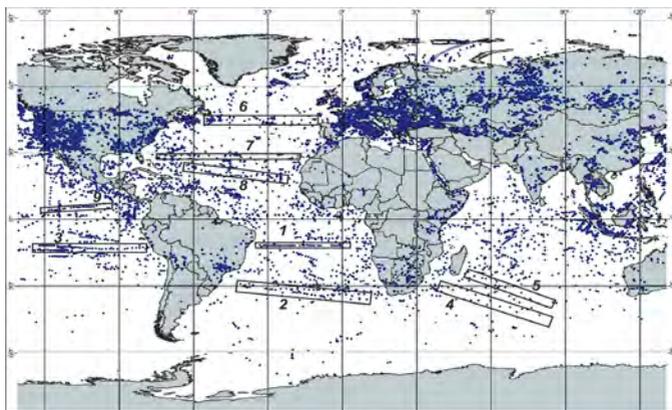


Рисунок 1. Положения геотраверсов [1]

Результаты измерений тепловых потоков для всех геотраверсов слева и справа от СОХ приведены в табл. 1.

Таблица 1. Средние тепловые потоки на западном и восточном фланге геотраверсов [1] и их отношение

| № геотраверса Широта места | Крылья | Среднее значение потоков, мВт/м ² | Средне-квадратическое отклонение | количество измерений | Отношение потоков |
|-------------------------------|--------|--|----------------------------------|----------------------|-------------------|
| № 1 -12° ю.ш. | запад | 62 | 25 | 16 | 1.59 |
| | восток | 39 | 21 | 18 | |
| № 2 -31° ю.ш. | запад | 91 | 94 | 6 | 1.49 |
| | восток | 61 | 62 | 27 | |
| № 3 -15° ю.ш. | запад | 88 | 61 | 3475 | 1.22 |
| | восток | 72 | 59 | 3520 | |
| № 4 -43° ю.ш. | запад | 124 | 79 | 12 | 1.61 |
| | восток | 77 | 40 | 48 | |
| № 5 -26° ю.ш. | запад | 76 | 59 | 65 | 1.58 |
| | восток | 48 | 30 | 28 | |
| № 6 45° с.ш. | запад | 69 | 57 | 95 | 0.82 |
| | восток | 84 | 43 | 200 | |
| № 7 28° с.ш. | запад | 58 | 48 | 50 | 0.95 |
| | восток | 61 | 39 | 20 | |
| № 8 19° с.ш. | запад | 74 | 51 | 22 | 0.796 |
| | восток | 93 | 100 | 30 | |
| № 9 10° с.ш. | запад | 69 | 53 | 2829 | 0.93 |
| | восток | 74 | 56 | 3160 | |

Обсуждение результатов. По имеющимся представлениям [2], спрединг литосферных плит вызывает магма, поднимающаяся в осевых зонах СОХ из существующего под хребтами мантийного резервуара.

Тем не менее, М.Д. Хуторской и Е.А.Тевелева [1] не отмечают связи скорости подъема магмы ни с величиной теплового потока, ни со степенью асимметрии средних его значений по обе стороны СОХ.

Табл. 1 позволяет сделать и другие заключения [3]. На рис. 2 приведены отношения тепловых потоков в западном и восточном крыле геотраверсов, как функция широты самого геотраверса.

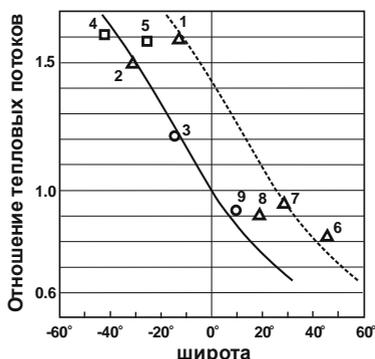


Рисунок 2. Отношение тепловых потоков между западным и восточным крыльями геотраверсов. Атлантический океан (треугольники), Тихий океан (кружки), Индийский океан (квадраты). Цифры – номера геотраверсов.

Сплошная линия – зависимость $1 - \sin \varphi$. Пунктирная линия – правая огибающая результатов измерений.

Несмотря на сильные геоморфологические различия дна на участках измерения тепловых потоков и вариации самих потоков [1], отношение их средних значений по обе стороны СОХ попадают в полосу широт 25° (рис. 2). Левая огибающая этой полосы вполне хорошо отвечает формуле (2).

Анализ (рис. 2) дает основания считать, что асимметрия тепловых потоков действительно вызвана силой Кориолиса. Но не за счет смещения восходящего потока магмы, как полагают авторы [1], а вследствие дрейфа океанских литосферных плит с севера на юг.

Этот вывод поясняется рис. 3. Предполагается, что под СОХ существуют выступы астеносферы, которые определяют средние значения тепловых потоков, согласно формуле (3). При скольжении океанической литосферы вместе с СОХ по астеносфере в южном направлении, хребты смещаются силой Кориолиса в северном полушарии на восток, а в южном – на запад.

Температуру T_2 на поверхности астеносферного выступа можно считать одинаковой во всех океанах, и тогда средние значения потоков тепла, в первую очередь, будут зависеть от высоты самого выступа. Чем ближе он к поверхности, тем выше тепловой поток q .

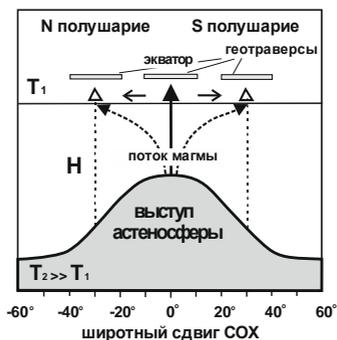


Рисунок 3. Интерпретационная модель

Смещение СОХ в широтном направлении относительно выступа меняет величину потоков тепла на обоих крыльях геотраверсов. Смещение СОХ возрастает как $\sin\phi$, а вместе с ним увеличивается и отношение тепловых потоков. При этом в южном полушарии в восточном крыле геотраверсов поток падает сильнее, чем в западном, а в северном полушарии – наоборот.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хуторской М.Д., Тевелева Е.А. Асимметрия теплового потока на срединно-океанических хребтах в Северном и Южном полушариях Земли // Георесурсы, 2018. 20(2), С. 122–132. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2018.2>.
2. Океанология. Геофизика океана. Геодинамика / Ред. А.С. Монин и О.Г. Сорохтин. М.: Наука, 1979. 416 с.
3. Баренбаум А.А. Смещение потоков тепла в срединных океанических хребтах под действием силы Кориолиса // Материалы XIX международной конф.: «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М.: ИГЕМ РАН. 2018. С. 32–35.

It was concluded that the asymmetry of heat fluxes on both sides of the mid-oceanic ridges axis is apparently caused by the Coriolis force due to the drift of oceanic lithospheric plates in the south direction.

**Башев И.А., Черных А.А., Корнева М.С., Редько А.Г.,
Яковенко И.В.**

(ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И. С. Грамберга»
e-mail: Ignat_Bashev@mail.ru)

**Новые данные о тектоническом строении зоны сочленения
Евразийского бассейна и континентальной окраины моря
Лаптевых**

**Bashev I.A., Chernyh A.A., Korneva M.S., Redko A.G.,
Yakovenko I.V.**

(FSBI “The All-Russia Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean named after academician I.S. Gramberg”, Saint-Petersburg)

**New data on the tectonic structure of the contact zone
Eurasian basin and the continental margin of the Laptev Sea**

Ключевые слова: море Лаптевых, Евразийский океанический бассейн, листрические разломы, зона перехода континент океан, Таймыр

В последние годы в море Лаптевых производилось достаточно большое количество геолого-геофизических исследований. Нами было проведено обобщение всей доступной информации с созданием актуализированных цифровых моделей потенциальных полей, а так же комплексная интерпретация полученных данных. Более цельная картина позволила выявить несколько важнейших особенностей тектонического строения зоны сочленения срединно-океанического хребта Гаккеля и Евразийской континентальной окраины.

Изучение Лаптевоморского региона проводятся с 60-х годов 20 века. В последние два десятилетия был осуществлен ряд комплексных морских геофизических работ, которые позволили получить новейшие и более качественные магнитометрические, гравиметрические, сейсмические данные. Так же задача по обобщению данных включала в себя сбор архивных материалов по региону и объединение их с современными.

Не смотря на проведение гораздо более новых геофизических съёмок, изученность акватории моря Лаптевых остаётся крайне неоднородной – океаническая часть, исследована лишь съёмками 60-х, 70-х годов и отдельными сейсмическими профилями, а шельфовая была комплексно исследована в последние 20 лет площадными съёмками. В подобных случаях главной сложностью в обобщении материалов является их увязка друг с другом. В данном случае была применена специальная технология, разработанная в ВНИИОкеангеология – «Микролевеллинг-М» [1]. Для обобщённых цифровых моделей были созданы наборы трансформант

с целью их использования при дальнейшей интерпретации. Помимо вышеупомянутых работ, были выполнены не менее важные для комплексной интерпретации структурный анализ и количественная интерпретация магнитометрических данных (определение глубины залегания верхних кромок магнитоактивных источников).

Уже на этапе районирования полей более цельная картина потенциальных полей показала первые результаты. В районе полуострова Таймыр была выделена большая область аномалий со схожими типоморфными особенностями геофизических полей. Область характеризуется высокоамплитудным знакопеременным магнитным полем с амплитудой аномалий от -80 до $+615$ нТл. Но главным признаком, по которому район объединён в единую структуру, является ЮЗ-СВ простираение аномалий. Особенно отчётливо это отражается на карте вертикальной составляющей градиента магнитного поля. Структурный анализ потенциальных полей по основным параметрам только подтвердил границы данной области. В структурно-тектоническом плане северо-восточную окраину полуострова Таймыр относят к Таймыро-Североземельскому складчатому поясу, который простирается, практически до бровки континентального шельфа моря Лаптевых [2]. По полученным результатам районирования и комплексной интерпретации в целом есть основания полагать, что область Таймыро-Североземельского складчатого пояса простирается гораздо шире на восток и не ограничивается границами полуострова.

На следующем этапе исследования было проведено гравимагнитное моделирование с целью более детального изучения глубинных структур исследуемой области. Для более точных результатов моделирование проводилось вдоль линий сейсмических профилей, по которым предварительно была проведена интерпретация, в результате которой была выделена подошва осадочного чехла и проведены горизонты в осадочном чехле.

Особенностью геологического строения исследуемого региона является наличие как океанических, так и континентальных структур, с переходной зоной между ними. Особый интерес вызывает зона перехода, которая представляет собой короткий (50 – 150 км) участок коры смешанного типа. Сейсмическая интерпретация показала, что фундамент переходной зоны состоит из ряда наслаивающихся друг на друга блоков разделённых листрическими разломами. Подобная картина видна и в строении океанического фундамента. Угол наклона блоков варьируется в районе 30 – 45 градусов.

Гравимагнитное моделирование помогло установить более точные границы переходной зоны, а так же определить физические параметры пород фундамента. Как видно на рисунке, границы переходной зоны характеризуются резким изменением гравитационного поля и выделяются локальными минимумами. Так же стоит отметить довольно резкое поднятие

мантии конкретно в зоне перехода, а мощность фундамента уменьшается до 5–10 км. По результатам моделирования плотность на данном участке изменяется в пределах от 2.75 до 2.83 г/см³.

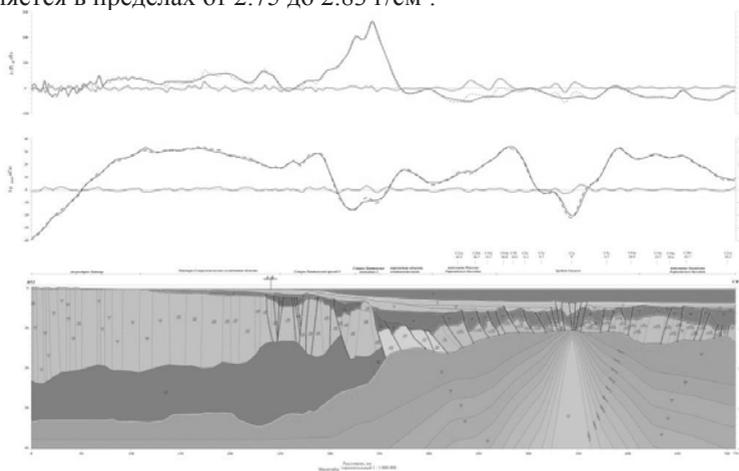


Рисунок. Гравимагнитная модель.

Исходя из полученных данных и изучения работ предшественников [3], можно говорить, что фундамент преимущественно сформирован эксгумированной и серпентинизированной мантией с магматическими включениями. Схожие аномалии гравитационного поля трассируются вдоль всей зоны сочленения, поэтому можно уверенно выделять зону перехода континент-океан в отдельную структуру, как область.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Черных А.А., Глебовский В.Ю., Корнева М.С., Егорова А.В. «Микролевелинг» – современная технология увязки маршрутных данных площадных геофизических съемок // Геофизика. 2015. № 4. С. 40–46.
2. Drachev S., Laptev Sea Rifted Continental Margin: Modern Knowledge and Unsolved Questions // Polarforschung. 1998. V. 68. P. 41–50/
3. Lutz R., Franke D., Berglar K. et al. Evidence for mantle exhumation since the early evolution of the slow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Journal of Geodynamics. 2018. V. 118. P. 154–165.

In recent years, a fairly large number of geological and geophysical studies have been carried out in the Laptev Sea. We have conducted a synthesis of all available information with the creation of updated digital models of potential fields, as well as a comprehensive interpretation of the data. A more complete picture revealed several important features of the tectonic structure of the junction zone of the mid-oceanic ridge of Gakkel and the Eurasian continental margin.

**Белов Н.С.¹, Данченков А.Р.^{1,2}, Пичугина А.В.¹,
Гриценко В.А.^{1,2}**

(¹Балтийский федеральный университет им. И.Канта, г. Калининград, e-mail: belovns@gmail.com; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

**Дифференциально-геометрические характеристики
песчаных пляжевых поверхностей юго-восточной Балтики**

**Belov N.S.¹, Danchenkov A.R.^{1,2}, Pichugina A.V.¹,
Gritsenko V.A.^{1,2}**

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

**Differential-geometric characteristics of the sandy beach
surfaces of the southeastern Baltic**

Ключевые слова: золотой перенос, пляжевые поверхности, наземное лазерное сканирование, юго-восточная Балтика, дифференциально-геометрические параметры. Особенности микрорельефа песчаных берегов юго-восточной Балтики исследованы при помощи техники наземного лазерного сканирования. На основе данных с высоким пространственным разрешением выполнены оценки дифференциально-геометрических и интегральных характеристик поверхности пляжей.

Введение. Хорошо известно, что геометрические характеристики поверхностей пляжа и авантюны в известной степени определяют взаимодействие поверхности с набегающим ветром и, как следствие, перенос золотого материала. Известна также значительная изменчивость во времени и пространстве морфометрических показателей пляжа и авантюны морского побережья [1, 2], в том числе, юго-восточной части Балтийского моря [3].

На уровне изучения интегральных характеристик прибрежных ландшафтов проблемы перемещения песчаного материала хорошо известны [2]. Однако очевидная взаимосвязь между мезо- и мелко-масштабными деталями геометрии авантюны и пляжевой поверхности, с одной стороны, и воздействующими на прибрежную зону гидрометеорологических факторов (ветер, дождь) собственно и определяющая морфогенез морского побережья изучена недостаточно.

Целью данной работы является фокусировка внимания на появлении реальной возможности репрезентативного анализа микрорельефа пляжевой поверхности на основе данных наземного лазерного сканирования с высоким пространственным разрешением (~1 см), что обеспечивает расчет не только интегральных, но и дифференциально-геометрических характеристик формы песчаных поверхностей.

Алгоритмы. Результатом лазерного сканирования является цифровой образ поверхности в поле зрения сканера, включающий в себя пять параметров

– пространственные координаты (x, y, z) точек отражения луча лазера и его интенсивность, а также цвет поверхности. При наземном лазерном сканировании с дискретизацией по пространству примерно в 1 см матрица высот $H = [h_{i,k}]$ практически непрерывно описывает поверхность пляжа. При описании расчетных алгоритмов будем исходить именно от непрерывной функции двух переменных $f(x, y)$ как функции-образа поверхности пляжа D. Хорошо известные зависимости из математического анализа и дифференциальной геометрии [4] позволяют получить количественные оценки геометрических характеристик песчаной поверхности как на малом, дифференциальном, так и на интегральном уровнях. Предложенный подход позволяет дополнить традиционные для геоморфологии интегральные оценки расчетами количественных характеристик поверхности на микромасштабе, т.е. перейти к дифференциально - геометрическому ее анализу.

Приведем теперь формулировки расчетных алгоритмов для реализации разномасштабного оценивания геометрии поверхности морского побережья. Пусть в результате лазерного сканирования поверхности

песка была получена матрица ее высот $H = [h_{i,k}]$ на сетке точек

$M_{i,k} = \{x_i, y_k\}$. Нетрудно показать, что двойные интегралы по области

сканирования D позволят получить объем песка $V = \iint_D f(x, y) dx dy$ от

некоторой расчетной поверхности и площадь песчаной поверхности

$S = \iint_D \sqrt{1 + \left(f'_x(x, y)\right)^2 + \left(f'_y(x, y)\right)^2} dx dy$. Известные соотношения из

дифференциальной геометрии [4] позволяют легко получить коэффициенты

кривизны поверхности вдоль $kx(x, y) = f''_{xx}(x, y) / \left[1 + \left(f'_x(x, y)\right)^2\right]^{3/2}$

и поперек берега. Относительная быстрота процедуры лазерного сканирования позволяет оперативно отслеживать изменчивости пляжевой поверхности, например, до и после прохождения грозового фронта.

Результаты. Для одного из пяти исследованных участков исходный массив точек лазерного сканирования составил 71754 точки. Диапазоны зафиксированных значений по осям координат (X – вдоль, Y – поперек, Z – по вертикали вверх) составили: по X : $1115.32 - 1108.28 = 7.04$ (м), по Y : $1666.88 - 1660.61 = 6.26$ (м), и по Z : $102.18 - 99.51 = 2.68$ (м). После очистки данных от случайных выбросов (обычно из-за песчинок в воздухе) в массиве осталось 70400 точек. Различные виды визуализации отсканированной поверхности приведены на рис. 1.

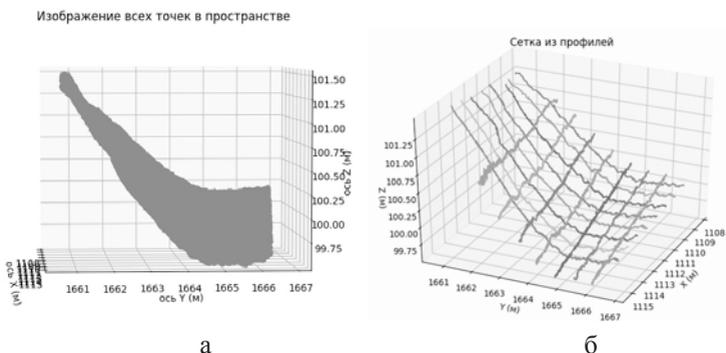


Рисунок 1. Общий вид графиков отсканированной пляжевой поверхности после процедуры очистки от выбросов в виде множества всех точек массива (а) и отдельных профилей поверхности (б).

Дифференциально-геометрические и интегральные характеристики поверхности песка данного участка оказались следующими: площадь поверхности, вычисляемая как сумма площадей треугольников, составляющих триангуляционную поверхность, составила $47,48 \text{ м}^2$; площадь ее проекции на плоскость $X-Y$ – $40,03 \text{ м}^2$, а их отношение – $1,19$; объем песка от нулевой высоты до поверхности пляжа равен $4009,73 \text{ м}^3$, а объем от минимальной по высоте сканированной точки – $27,56 \text{ м}^3$. Плотность сканирования составила примерно 1800 точек на квадратный метр.

Для двух профилей отсканированной поверхности, расположенных вдоль и поперек береговой линии, были построены графики и рассчитаны значения радиусов кривизны этих профилей (см. рис. 2 и 3).

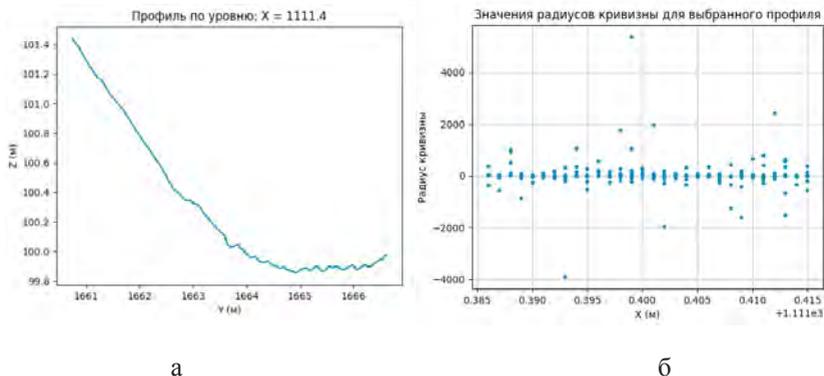
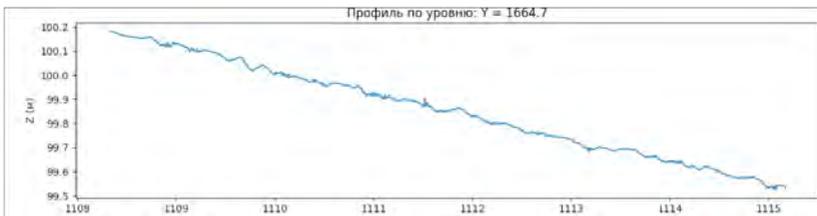
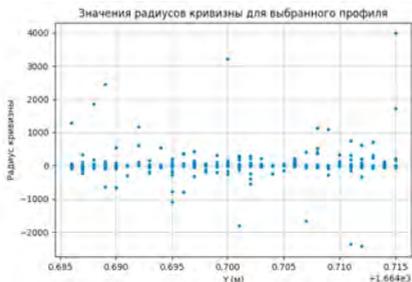


Рисунок 2. Результат работы процедуры расчета радиусов кривизны. а – график выбранного профиля (поперек пляжа), б – график значений радиусов кривизны для данного профиля.



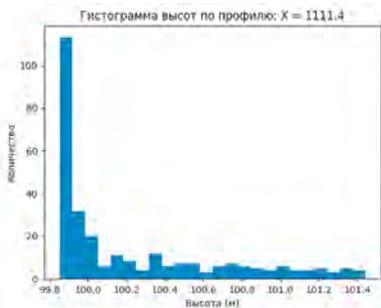
а



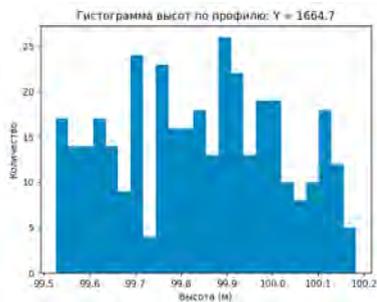
б

Рисунок 3. Результат работы процедуры расчета радиусов кривизны для профиля вдоль берега: а – график выбранного профиля, б – график значений радиусов кривизны.

Расчет производных при вычислении радиусов кривизны проводился с использованием локального параболического приближения. Для выбранных профилей были построены гистограммы высот точек, представленные на рисунке 4.



а



б

Рисунок 4. Гистограммы высот точек выбранных профилей: а – для профиля поперек пляжа, б – для профиля вдоль пляжа.

Очевидное несовпадение гистограмм рассчитанных коэффициентов кривизны поверхности, а также гистограмм высот свидетельствуют об анизотропном характере геометрии поверхности пляжа на дифференциальном и интегральном масштабах.

Выводы. Выполненные исследования особенностей микрорельефа пяти песчаных пляжевых поверхностей показали перспективность использования наземного лазерного сканирования для решения задач морфогенеза песчаных берегов. Дифференциально-геометрический подход анализа строения песчаной поверхности пляжа и авантюны позволил дополнить интегральные геоморфологические оценки дополнительными характеристиками соответствующих поверхностей. В частности, измерения показали неизотропность всех дифференциально-геометрических характеристик песчаных поверхностей пяти обследованных участков. Очевидны также возможности расчета гистограмм по степени выпуклости/вогнутости деталей микрорельефа и оценки степени взаимодействия ветра с поверхностью пляжа.

Модельные расчеты проведены в рамках выполнения госзадания № 0149-2019-0013.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Psuty N. P. Spatial variation in coastal foredune development. 1992. 237 p.
2. Davidson-Arnott R. G. D., Law M. N. Measurement and prediction of long-term sediment supply to coastal foredunes // Journal of Coastal Research. 1996. P. 654–663.
3. Жиндарев Л.А., Хабидов А.Ш., Тривно А.К. Динамика песчаных берегов и морей и внутренних водоемов. Новосибирск. Наука. 1998. 247 с.
4. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике для научных работников и инженеров. 1984. 720 с.

The features of the microrelief of the sandy shores of the southeastern Baltic Sea have been studied using terrestrial laser scanning techniques. Based on high spatial resolution data, estimation of the differential and integral geometric characteristics of the beaches surface was made.

**Блох Ю.И.¹, Бондаренко В.И.², Долгаль А.С.³,
Новикова П.Н.³, Петрова В.В.⁴, Пилипенко О.В.⁵,
Рашидов В.А.^{6,7}, Трусов А.А.⁸**

(¹Москва, e-mail: yuri_blokh@mail.ru; ²Костромской ГУ, г. Кострома; ³Горный институт УрО РАН, г. Пермь; ⁴Геологический институт РАН, г. Москва, ⁵ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва; ⁶Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; ⁷Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток; ⁸АО «ГНПП Аэрогеофизика», г. Москва)

**Подводные вулканы Северных и Центральных Курил
Blokh Yu.I.¹, Bondarenko V.I.², Dolgal A.S.³, Novikova P.N.³,
Petrova V.V.⁴, Pilipenko O.V.⁵, Rashidov V.A.^{6,7}, Trusov A.A.⁸**

(¹Moscow; ²State University of Kostroma, Kostroma; ³Mining Institute of the Ural Branch of the RAS, Perm; ⁴Geological Institute, RAS, Moscow; ⁵Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow; ⁶Institute of Volcanology and Seismology, FEB, RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; ⁷Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok; ⁸SC «GNPP Aerogeofizika», Moscow)

The Northern and Central Kurile Submarine Volcanoes

Ключевые слова: подводные вулканы, Северные и Центральные Курилы

В результате интегрированного анализа данных комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в рейсах НИС «Вулканолог», получены данные о строении подводных вулканов Северных и Центральных Курил.

Курильская островная дуга (КОД) – важный элемент тихоокеанской зоны перехода континент-океан и здесь при современном уровне изученности насчитывается 126 подводных вулканов и 6 подводных или частично затопленных кальдер и кратеров вулканов. В экспедициях с борта НИС «Вулканолог» в период 1981–1991 гг. для большей части КОД и прилегающих участков Охотского моря была выполнена комплексная геофизическая съемка (эхолотный промер, непрерывное сейсмоакустическое профилирование, гидромагнитная съемка) по системе пересекающихся галсов со средним межпрофильным расстоянием 5 км и со сгущением на отдельных участках до 0.5–1 км [1]. Авторский коллектив в течение нескольких лет проводит комплексную обработку и интерпретацию геолого-геофизических материалов, полученных в этих рейсах, а также изучение соотношения вулканизма, неотектоники, грязевулканических проявлений и процессов гидратообразования [2-7].

Активно развиваются 3D-моделирование и магнитная томография подводных вулканов, проводится векторизация имеющихся геофизических и

батиметрических карт. Разработана эффективная технология количественной интерпретации материалов гидромагнитной съемки в комплексе с эхолотным промером, непрерывным сейсмоакустическим профилированием, анализом естественной остаточной намагниченности и химического состава драгированных горных пород. Технология предназначена для анализа результатов измерений, полученных на весьма нерегулярных сетях наблюдений, которая позволяет проводить интерпретацию непосредственно по исходным данным, не прибегая к некорректной процедуре их предварительного восстановления в узлах регулярной сети. Технология заключается в последовательном применении ряда специализированных методов интерпретации, одни из которых ориентированы на 2D и 2.5D-анализ магнитного поля на отдельных галсах, а другие на 3D-анализ по всему массиву наблюдений. При расчетах всегда используется истинный рельеф вулканических построек с учетом погребенного под современными осадками основания, полученный по данным эхолотного промера и непрерывного сейсмоакустического профилирования.

Для определения усредненного направления суммарного вектора намагниченности горных пород, слагающих подводные вулканические постройки, применяется программа ИГЛА, предназначенная для интерактивной экспресс-интерпретации локальных магнитных аномалий.

Для уточнения глубинного строения подводных вулканов применяются томографический анализ и решение обратной задачи магниторазведки монтажным методом в 2.5D варианте, учитывающим возможность наличия линейного регионального фона в измеренных значениях поля.

В результате выполненных исследований в постройках одиночных вулканов и вулканических массивов с помощью программных комплексов СИГМА-3D и СИНГУЛЯР выделены отдельные лавовые потоки, вершинные кальдеры, подводящие каналы и периферические магматические очаги [2–4].

Томографический анализ позволил приблизительно наметить пространственное положение магнитовозмущающих блоков, ассоциируемых с подводящими каналами подводных вулканов, по которым происходили излияния лавы [2–4]. В результате последующего решения обратной задачи магниторазведки в смешанной постановке монтажным методом удалось уточнить конфигурацию этих блоков, охарактеризовать их магнитные свойства и оконтурить застывшие магматические системы (рис.).

Пространственный анализ распределения векторов остаточной намагниченности вулканических построек в пределах КОД показал, что горизонтальная компонента векторов суммарной намагниченности изученных подводных вулканов Северных и Центральных Курил широко варьирует не только по модулю, но и по направлению. Породы большинства изученных вулканов обладают остаточной намагниченностью, направленной

на запад и юго-запад, тогда как современное поле ориентировано почти на север. За время существования КОД происходило несколько инверсий геомагнитного поля и довольно большое количество магнитных экскурсов, причем время образования вулканов Центральных Курил практически совпадает со временем последней инверсии Матуяма-Брюнес. Судя по всему, активизация подводного вулканизма КОД происходила как раз в периоды глобальных геомагнитных возмущений [5].

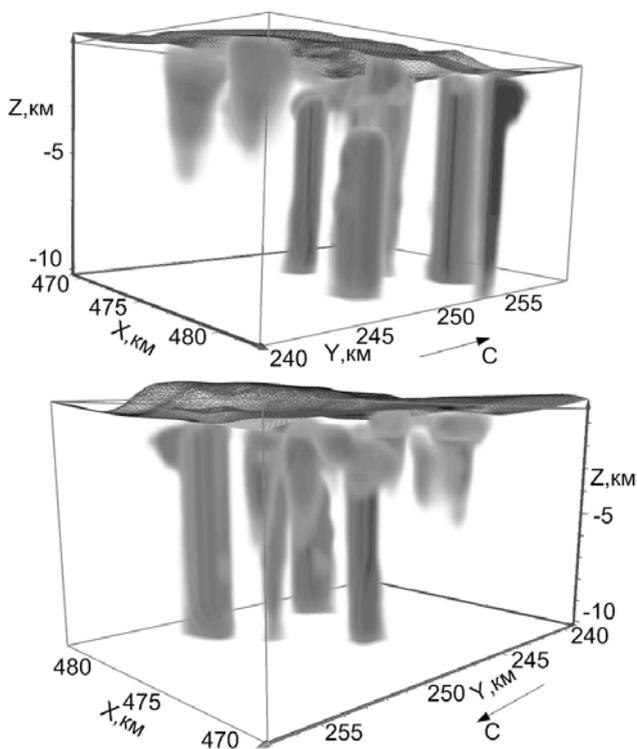


Рисунок. Объемная геомагнитная модель центральной части подводного вулканического массива Рикорда.

Для проведения комплексного анализа потенциальных полей были привлечены данные спутниковой альтиметрии, которые пересчитаны в гравитационные аномалии Фая. Эти аномалии, четко отражающие расположение подводных вулканов КОД, проинтерпретированы с помощью универсальных технологий, разработанных авторами, но применявшихся в изучаемом регионе ранее только для магнитных полей. Гравитационные

аномалии весьма содержательны с геологической точки зрения, четко отражают расположение подводных вулканов КОД и позволяют проводить количественную оценку параметров геоплотностных неоднородностей, а их интерпретация существенно повышает возможности применяющейся технологии.

В современных лабораториях проведены петромагнитные и электронно-зондовые исследования горных пород, слагающих постройки подводных вулканов Северных и Центральных Курил [2–4, 7]. Эти породы относятся к средним и умеренно щелочным порфировым и крупнопорфировым базальтам и андезибазальтам. Среди вкрапленников встречается плагиоклаз, оливин, пироксен, роговая обманка. Отмечены крупные выделения титаномагнетита, реже, магнетита, измененные иногда до гематита и лимонита. Установлено, что породы, слагающие подводные вулканы Охотоморского склона северной и центральной частей КОД, сильно дифференцированы по величинам естественной остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости и фактора Кенигсбергера. Такая дифференциация связана с присутствием нескольких ферромагнетиков, образовавшихся как в процессе кристаллизации породы, так и после ее изменений в результате вторичных процессов. Высокие величины естественной остаточной намагниченности в изученных образцах горных пород обусловлены псевдооднородной структурой зерен титаномагнетита, а высокие значения магнитной восприимчивости – большой концентрацией ферромагнитных зерен. Структурные и петрографо-минералогические особенности драгированных образцов свидетельствуют о том, что они относятся к породам из разных стадий извержений.

В пределах северной и центральной частей КОД открыты новые подводные вулканы и кальдеры [6]. Выявлены каньоны с глубиной вреза в сотни метров и с V-образным поперечным профилем в районе бухты Крашенинникова у о. Парамушир, к югу от о. Маканруши, в районе южной части о. Онекотан, в районе пролива Крузенштерна и о. Матуа, на охотоморских склонах КОД в районе о-вов Черные Братья. Оконтурены поля распространения газовых гидратов, участки проявления грязевого вулканизма и изучены возможные взаимоотношения этих процессов с неотектоникой и вулканизмом. Изучены обвальнo-оползневые процессы, которые могут явиться причиной возникновения цунами со стороны Охотского моря.

Выполненные исследования значительно расширили представления о подводном вулканизме северной и центральной частей КОД и строения Тихоокеанской зоны перехода континент-океан.

Полученные данные актуальны для решения таких прикладных задач, как прогноз вулканической активности подводных вулканов КОД и изучение возможности прихода цунами со стороны Охотского моря. Построенные батиметрические карты позволяют экипажам различных судов сделать более

безопасным свои маршруты во время следования в северной и центральной частях КОД.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 18-05-00410-А и 19-05-00654-А).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Подводные вулканы Броутонской вулканической зоны (центральная часть Курильской островной дуги) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Сборник научных трудов. Вып. 1 (46). Пермь: ГИ УрО РАН, ПГНИУ, 2019. С. 47–51.
3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Подводный вулканический массив Рикорда (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 4. С. 26–42.
4. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Применение современных компьютерных технологий для исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 27–40.
5. Блох Ю.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Оценка остаточной намагниченности подводных вулканов Курильской островной дуги с применением программы ИГЛА // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 2. Вып. № 26. С. 5–10.
6. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Строение вулканического массива Ушишир (Центральные Курилы) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 1. С. 16–34.
7. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В. Петромагнитные и петрографо-минералогические исследования горных пород, драгированных на подводных вулканах Охотоморского склона северной части Курильской островной дуги // Физика Земли. 2016. № 4. С. 84–106.

The integrated analysis of data from geological and geophysical research, conducted onboard the R/V «Vulkanolog», resulted in new information on the structure of the Northern and Central Kurile submarine volcanoes.

Бондаренко В.И.¹, Рашидов В.А.^{2,3}

(¹Костромской ГУ, г. Кострома, e-mail: vibond@list.ru; ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; ³Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток)

Подводная кальдера залива Простор, о. Итуруп, Курильские острова

Bondarenko V. I.¹, Rashidov V. A.^{2,3}

(¹State University of Kostroma, Kostroma; ²Institute of Volcanology and Seismology FEB, RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; ³Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok)

Submarine Caldera of Prostor Bay, Iturup Island, Kuril Islands

Ключевые слова: подводные вулканы, кальдера, залив Простор, остров Итуруп

Исследованы подводный вулканический массив в заливе Простор (остров Итуруп) и входящая в его состав подводная кальдера. Высказывается предположение о связи пемзовых покровов на перешейке Ветровой с этой кальдерой.

При интерпретации данных геофизических исследований, выполненных в 11 рейсах НИС «Вулканолог» в 1981–1991 гг. в пределах Курильской островной дуги были обнаружены четыре неизвестные ранее подводные кальдеры [1–5]. Одна из таких кальдер находится в заливе Простор на о. Итуруп.

Обширный залив Простор характеризуется довольно сложным рельефом дна. Еще в пионерской работе П.Л. Безрукова с соавторами [6] было высказано предположение о наличии в центральной части залива плосковершинного подводного вулканического массива доголоценового возраста.

Прилегающий к заливу низменный перешеек Ветровой перекрыт пемзово-пирокластическими отложениями мощностью до 200 м, прослеживающимися в акваторию Охотского моря [7–10]. Объем изверженного материала оценивается величиной ~ 100 км³. Возраст этих отложений по данным [10] около 20000 лет. Мнения о местоположении центра происхождения этого материала расходятся. Одни авторы считают, что центром извержения является кальдера диаметром ~ 6 км, расположенная в центральной части перешейка [7, 10], другие – что центром извержения должна быть более крупная кальдера в заливе Простор [3, 8, 9].

По данным непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), выполненного в рейсах НИС «Вулканолог», в центральной части залива Простор расположено обширное мелководье, вытянутое в субмеридиональном направлении (рис.). Уплощенная поверхность этой отмели находится на глубинах 100–130 м, а минимальная глубина равна 66 м. От прибрежной части о. Итуруп отмель отделяется глубинами 90–200 м. Данные НСП позволяют предполагать, что отмель представляет собою срезанную поверхность

древнего вулканического массива [5]. Массив ограничен глубокими каньонами, огибающими его с запада и востока. Глубина их в северной части превышает 1500 м. Стенки каньонов очень крутые, местами более 30° . Лишь прилегающий к массиву борт восточного каньона имеет крутые уступы в верхней и нижней частях склона и относительно выположенную среднюю часть. Отходящими от западного каньона более мелкими врезами отмель разделяется на три части, по-видимому, соответствующие трем слившимся вулканическим постройкам: 7.11а, 7.11б и 7.11в (рис.).

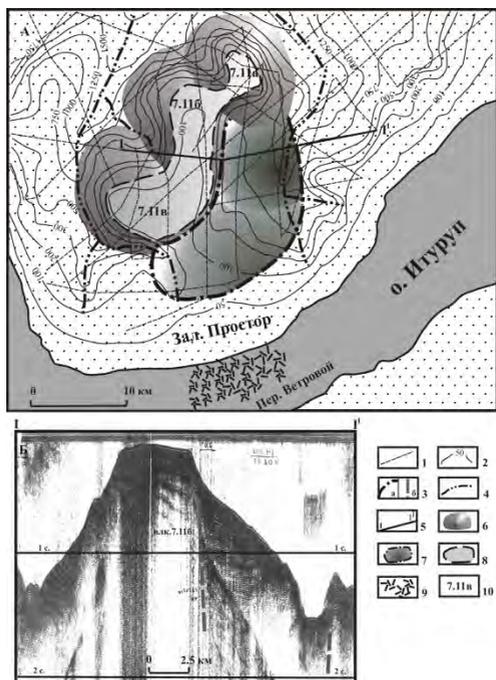


Рисунок. Геоморфологическая схема залива Простор (А) и фрагмент профиля НСП по линии I-I' (Б): 1 – геофизические профили; 2 – изобаты, м; 3 – предполагаемые границы кальдеры на схеме (а) и на профиле (б); 4 – оси подводных каньонов; 5 – положение профиля I-I'; 6 – подводные вулканы; 7 – предполагаемая кальдерная впадина; 8 – уплощенная вершина вулканического массива; 9 – пирокластические отложения на перешейке Ветровой; 10 – номера подводных вулканов по [5].

С восточной стороны к вулканическому массиву по данным НСП примыкает глубокая погребенная впадина, не выраженная в рельефе дна. Она ограничена крупными разломами, амплитуда смещения по которым не менее 700–800 м. Впадина имеет вытянутую в плане подковообразную

форму. Размер ее – (5–6)×19 км. Ограничивающие впадину разломы обрезают склоны двух вулканических построек 7.11 б и 7.11в (рис. А), т.е. впадина моложе этих построек. В то же время геологические образования, слагающие самый северный из вулканов 7.2а (рис. А), перекрывают северный борт впадины.

Большая часть разреза впадины представлена ненарушенными с субгоризонтальной слоистостью отложениями с хорошо выдержанными многочисленными довольно интенсивными отражающими границами. Происхождение этой толщи отложений неясно. Возможно, она представлена посткальдерными осадочными отложениями, накопившимися во впадине после ее образования. Ограничивающие впадину разломы на сейсмограммах НСП под ними не прослеживаются.

К описываемым постройкам приурочены высокоградиентные знакопеременные аномалии магнитного поля ΔT_a , размах которых превышает 1200 нТл, свидетельствующие о вулканической природе этих построек [5].

При драгировании построек вулканического массива, выполненном в 25 рейсе НИС «Вулканолог», подняты довольно однородные пироксен-плаггиоклазовые андезиты и андезибазальты [5].

Результаты геофизических исследований позволяют сделать некоторые заключения о последовательности развития вулканического массива залива Простор. На первом этапе здесь образовались две слившиеся по основанию вулканические постройки. Возможно, еще какие-то вулканические постройки могли существовать непосредственно к востоку от современной отмели в центре залива. Развитие этих построек завершилось формированием кальдерной впадины сложной конфигурации. Вблизи северного края кальдеры сформировался еще один относительно небольшой конус, перекрывший ее северный борт. Затем в результате интенсивной подводной эрозионной активности в западной и восточной частях залива Простор сформировались крупные подводные каньоны. При этом значительной эрозии подверглась восточная часть кальдеры.

В период позднеплейстоценового понижения уровня моря вершины вулканов были срезаны абразией. Образовалась единая уплощенная вершина. Продукты разрушения вершины массива сформировали осадочный чехол на его склонах мощностью до 300 м, под которым, в частности, оказалась погребенная кальдерная впадина.

Образование вулканического массива залива Простор и входящей в него кальдеры, по-видимому, произошло до последнего позднеплейстоценового оледенения. Образование такой крупной кальдерной впадины с объемом $\leq 70\text{--}80 \text{ км}^3$ должно было сопровождаться мощными извержениями пирокластического материала (возможно $>150 \text{ км}^3$, с учетом разницы в плотности магмы и пирокластического материала). К сожалению, имевшимся у нас во время проведения рейсов аппаратурным комплексом обнаружить

отложившийся в море материал не удалось. Но на берегу уже были отмечены пемзовые покровы на перешейке Ветровом, генезис которых недостаточно ясен. Возраст их по данным [10] соответствует началу последнего оледенения, что близко к полученной нами оценке возраста кальдеры залива Простор.

Полученные результаты и анализ имеющихся литературных материалов позволяют нам связать образование пемзовых покровов перешейка Ветрового с обнаруженной кальдерой в заливе Простор.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-00410-А).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко В.И., Рашидов В.А.. Строение вулканического массива Ушишир (Центральные Курилы) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 1. С. 18–34.
2. Бондаренко В.И. Новая подводная кальдера у о. Онекотан (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 3. С. 92–95.
3. Бондаренко В.И. Строение подводных кальдер по данным сейсмоакустического профилирования (на примере Курильской островной дуги). Автореф. дис....канд. геол.-мин.наук. М. 1990. 24 с.
4. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Вулканический массив Черных Братьев (Курильские острова) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. С. 35–51.
5. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. академик Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528с.
6. Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф. и др. Подводные горы и вулканы Курильской островной дуги. // Тр. лаб. вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71–87.
7. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука. 1967. 287с.
8. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические эксплозивные извержения вулканов Курило-Камчатской области в конце плейстоцена – начале голоцена // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 1. С. 175–181.
9. Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 204 с.
10. Смирнов С.З., Рыбин А.В., Соколова Е.Н. и др. Кислые магмы кальдерных извержений острова Итуруп: первые результаты исследования расплавных включений во вкрапленниках пемз кальдеры Львиная Пасть и перешейка Ветровой // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 1. С. 50–68.

The authors studied the submarine massif in Prostor Bay (Iturup Island) and its submarine caldera, and suggested a relation between the pumice cover on the Vetrovoy isthmus and the caldera.

**Борисов Д.Г., Иванова Е.В., Мурдмаа И.О., Немченко Н.В.,
Фрей Д.И., Левченко О.В.**

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

**Латеральная седиментация в северной части Аргентинской
котловины в четвертичное время (Южная Атлантика)**

**Borisov D.G., Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Nemchenko N.V.,
Frey D.I., Levchenko O.V.**

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Lateral sedimentation in the northern Argentine Basin during
Quaternary (South Atlantic)**

Ключевые слова: контуристы, турбидиты, придонные течения, гравитационные потоки, ААДВ, НЦПВ, донные осадки, сейсмопрофилирование, числовое моделирование.

Осадочные волны, сформированные под действием сложной системы придонных течений, широко распространены в Аргентинской котловине. Эти аккумулятивные формы рельефа хорошо изучены в южной и центральной частях котловины. В данной работе рассмотрено крупное поле осадочных волн на севере котловины. На основании данных высокоразрешающего сейсмопрофилирования, многолучевого эхолотирования и числового моделирования делаются выводы о механизмах формирования выявленных аккумулятивных и эрозионных форм, а также об относительной роли различных процессов латеральной седиментации в формировании средне-позднечетвертичного осадочного чехла в районе исследования.

Аргентинская котловина, простирающаяся от Фолклендского плато до плато Сан-Паулу в юго-западной части Атлантического океана, является природной лабораторией для изучения влияния циркуляции придонных вод на осадконакопление. Сложная система интенсивных течений вод из Антарктики и Северной Атлантики, высокая энергия и активность бентических штормов, а также большой объем взвешенного осадочного материала, выносимого реками через залив Ла-Плата в океан создают все условия для формирования контуристовых систем [1–3]. На рассматриваемом участке континентального склона и подножия Южной Америки в ходе предыдущих исследований была выявлена серия эрозионно-аккумулятивных контуристовых систем, представляющих интерес для фундаментальной науки в качестве природных архивов палеоокеанологических данных (дрифты Юинга, Сапиола) [1] и для нефтегазовых компаний в качестве перспективных структур для поиска и добычи углеводородов (контуристовая система Сантус) [2, 4].

Одной из характерных особенностей Аргентинской котловины, указывающей на значительное влияние океанографических процессов на

осадконакопление в данном регионе, являются протяженные контуритовые террасы [1] и обширные поля осадочных волн [5]. Осадочными волнами называют серии волнообразных аккумулятивных тел (гряд, валов), которые могут демонстрировать различную ориентацию относительно изобат и доминирующих направлений течений, а также миграцию вершин на сейсмозаписях в зависимости от преобладающих процессов осадконакопления (режима седиментации), особенностей рельефа дна и режима придонной циркуляции вод. Осадочные волны достаточно хорошо изучены в южной и центральной части котловины [5], упоминания контуритовых форм рельефа в её северной части практически отсутствуют. В данной работе рассматривается поле осадочных волн на севере Аргентинской котловины и исследуются процессы, ответственные за их формирование.

В основу данного исследования легли данные сейсмоакустического профилирования сверхвысокого разрешения, полученные в четырех рейсах НИС «Академик Иоффе» (2010–2017 гг.) с помощью параметрического профилографа “SES 2000 deep”, данные многолучевого эхолотирования (из базы данных NOAA NGDC) и результаты числового моделирования скоростей придонных течений в районе исследования с использованием модели INMOM (the Institute of Numerical Mathematics Ocean Model).

Анализ сейсмоакустических данных показал наличие крупного поля осадочных волн на севере Аргентинской котловины, простирающееся от плато Санта-Катарина до южного уступа плато Сан-Паулу (~200 x 250 км). В пределах этого поля выявлены преимущественно осадочные волны высотой 10–20 м, однако на склонах плато Санта-Катарина их высота достигает 60 м, что по меркам осадочных волн является гигантскими размерами. На севере поля выделена область частичного и полного захоронения осадочных волн. Поскольку эта область находится у устья крупного каньона, простирающегося от бровки шельфа через плато Сан-Паулу к подножию южного эскарпа этого плато, авторы изначально предполагали, что захоронение волн происходило под действием гравитационных потоков, идущих по каньону. Анализ литологических описаний колонок донных осадков из литературных источников [6] и отчета 35-го рейса НИС «Академик Иоффе» [7] показал, что турбидитные циклиты составляют лишь малую часть разрезов, вскрытых колонками. Сопоставление литературных данных о скоростях и направлениях придонных течений [8] в районе исследования с результатами численного моделирования позволило предположить, что захоронение осадочных волн происходило в результате переотложения осадочного материала, принесенного гравитационными потоками, под действием придонного течения Нижней циркумполярной воды, которое формирует локальный круговорот, охватывающий область захороненных осадочных волн. В центре круговорота накопление осадочного материала происходит более интенсивно, что и приводит к захоронению осадочных волн. На периферии круговорота скорость течения выше, в результате чего у подножия южного

уступа плато Сан-Паулу по сейсмическим данным выявлены признаки эрозии. Область распространения «гигантских» осадочных волн совпадает с зонами наибольших скоростей придонных течений, полученных по результатам моделирования. В большинстве случаев выявленные осадочные волны ориентированы параллельно или под небольшим углом к региональным изобатам и смоделированным направлениям течений. Признаки миграции вершин наблюдаются лишь для отдельных волн. Вероятно, это связано со значительными вариациями направлений течения в данном районе, что подтверждается результатами прямых измерений.

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда (Проект № 18-17-00227).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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 // *Mar. Pet. Geol.*, 2010. V. 27. P. 1508–1530.
2. Rebesco M., Hernández-Molina F.J., Van Rooij D., Wåhlin A. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations // *Mar. Geol.* 2014. V. 352. P. 111–154.
3. Thran A.C., Dutkiewicz A., Spence P., Müller R.D. Controls on the global distribution of contourite drifts: Insights from an eddy-resolving ocean model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. V. 489. P. 228–240.
4. Duarte C.S.L., Viana A.R. Santos Drift System: stratigraphic organization and implications for late Cenozoic palaeocirculation in the Santos Basin, SW Atlantic Ocean // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2007. V. 276. P. 171–198.
5. Flood R.D., Shor A.N. Mud waves in the Argentine Basin and their relationship to regional bottom circulation patterns // *Deep. Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* 1988. V. 35 P. 943–971.
6. Bleil U., Breitzke M., Buschhoff H. et al. Report and preliminary results of Meteor Cruise 23/2, Rio de Janeiro-Recife, 27.02.-19.03.1993 // *Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen*, 1993. Nr. 43. Bremen.
7. Левченко О.В., Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. и др. Новые Результаты Сейсмофациального Анализа Четвертичных Отложений Западной Атлантики // *Доклады Академии Наук*, 2014. Т. 458, С. 480–485.
8. Morozov E.G., Demidov A.N., Tarakanov R.Y., Zenk W. *Abysal Channels in the Atlantic Ocean*. Springer Netherlands, Dordrecht, 2008.

Sediment waves formed under the influence of bottom currents are widespread in the Argentine Basin (South Atlantic). These depositional features are well studied in the central and southern part of the basin. This work is focused on a field of sediment waves in the northern part of the basin. The analysis of high-resolution seismic data, multibeam data and results of numerical modeling allowed distinguishing of main factors and processes controlling sedimentation and sediment wave formation in the study area during the Quaternary.

Борисов Д.Г., Криницкий М.А.

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

Использование мессенджер-бота для систематизации и хранения коллекции геологических образцов

Borisov D.G., Krinitskiy M.A.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Messenger-bot as a cheap and powerful tool for a small repository of geological samples

Ключевые слова: python, база данных, оптимизация, автоматизация

Использование мессенджер-бота (компьютерной программы – «робота», запущенной на веб-сервере) позволяет упростить процесс работы пользователей с базой данных для поиска, отслеживания, инвентаризации геологических образцов в небольших хранилищах. Работа сводится к отправлению и получению простых текстовых сообщений (команд) боту в определенном мессенджере (программе для обмена сообщениями) с телефона или настольного компьютера. Применение данного подхода позволяет быстро, просто и очень дешево организовать и наладить систему хранения, учета и поиска образцов на складе.

Голосовые помощники, ассистенты, мессенджер боты прочно вошли в нашу жизнь. Они способны взять на себя часть рутинных функций и избавить человека от лишней работы. Решение проблемы систематизации, хранения, отслеживания и поиска геологических образцов зачастую требует больших временных и денежных затрат. Нужно создать базу данных всех образцов, промаркировать коробки и отдельные образцы, обеспечить удобный и быстрый доступ к базе для пользователей, т.е. попутно решить целый ряд технических и организационных задач. Использование мессенджер-бота может в значительной степени помочь в этом вопросе. В Лаборатории палеоокеанологии ИО РАН эта система работает следующим образом. Бот (компьютерная программа, написанная на языке python) запущена на удаленном веб-сервере. Этот бот зарегистрирован в одном популярном мессенджере (программе для обмена сообщениями). Как и любого другого пользователя его можно добавить в список своих контактов и писать ему сообщения. Бот с помощью специального ключа постоянно обращается к серверам мессенджера, чтобы узнать, не написал ли ему кто-то. Если боту отправлено сообщение, он определяет отправителя, сверяет его со списком авторизованных пользователей, определяет тип сообщения, анализирует его содержимое и реагирует в ответ. Текст сообщений, отправленных боту, должен содержать определенные команды вида: */where 881010* (поиск образца

с заданным номером), */where AI-3152* (поиск всех образцов, относящихся к станции пробоотбора AI-3152). В ответ пользователь получает текстовое сообщение о наличии и положении образца на складе. Команды вида */site* и */map* позволяют получить информацию и интерактивную карту с расположением интересующих станций пробоотбора. Целый ряд команд направлен на добавление, удаление и изменение положения образцов. Таким образом почти в любой точке мира, имея под рукой лишь смартфон можно получить необходимую информацию об образцах и станциях пробоотбора. Коробки и отдельные образцы маркируются штрих-кодами. Вместо введения номеров коробок, например при инвентаризации в хранилище, можно отправлять боту фотографии штрих-кодов, он способен распознавать до 6 штрих-кодов на одной фотографии. При данном подходе не требуется развертывать сеть специализированных терминалов и считывателей штрих-кодов, всё необходимое оборудование – это смартфон, который пользователи и так всегда носят с собой. Не нужно писать специальное программное обеспечение для смартфона, заниматься его поддержкой и совместимостью. Подобный бот легко написать, легко запустить, легко использовать и дешево содержать.

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда (Проект № 18-17-00227).

Messenger bots are now widespread and help many people at performing routine tasks. Earth scientists usually face with a problem of rock/sediment sample management. Special software for management of storing of geological samples is usually too complicated and expensive for small repositories. Messenger bot - is a cheap and effective solution. In general the Bot represents a program written in Python. Users communicate with the Bot via messages in a one popular messenger. These messages should contain special commands. Bot sends to user the requested information about a sample location, information about sampling sites and interactive maps.

**Бреховских А.Л.¹, Вольтер Е.Р.², Гринберг О.В.¹,
Евсенко Е.И.¹, Захаров Е.В.³, Зверев А.С.⁴, Ключев М.С.¹,
Косьян Р.Д.¹, Куклев С.Б.¹, Мазуркевич А.Н.⁵,
Ольховский С.В.⁶, Ракитин И.Я.¹, Сажнева А.Э.¹,
Шрейдер А.А.¹**

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

ru; ²Институт экологии Академии Наук Абхазии, г. Сухум, e-mail: ervolter@mail.

ru; ³ФГБУК «Государственный Исторический музей», г. Москва, e-mail: zakharov.

evg@gmail.com ; ⁴Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского

РАН, г. Москва, e-mail: sparker1@yandex.ru; ⁵ФГБУК «Государственный Эрмитаж»,

г. Санкт-Петербург, e-mail: a-mazurkevich@mail.ru ; ⁶Институт Археологии РАН, г.

Москва, e-mail: ptakkon@yandex.ru)

Подробное изучение структуры затонувших судов методом параметрического профилографа с использованием спутниковой навигации

**Brekhovskikh A.L.¹, Volter E.R.², Grinberg O.V.¹,
Evsenko E.I.¹, Zakharov E.V.³, Zverev A.S.⁴, Klyuev M.S.¹,
Kosyan R.D.¹, Kuklev S.B.¹, Mazurkevich A.N.⁵,
Olkhovsky S.V.⁶, Rakitin I.Ya.¹, Sazhneva A.E.¹, Shreider A.A.¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Institute of Ecology of the Academy

of Sciences of Abkhazia, Sukhum; ³FGBUK “State Historical Museum”, Moscow;

⁴Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS; ⁵FGBUK “State

Hermitage”, St. Petersburg; ⁶Institute of Archeology, RAS, Moscow)

Detailed study of the structure of submerged ships using the parametric profilograph using satellite navigation

Ключевые слова: затонувшие суда, параметрический профилограф, спутниковая навигация

Рассматриваются основы технологии детального изучения структуры затопленных судов и объектов, а также результаты ее практического использования. Приводятся результаты использования этой технологии при исследовании линкора «Екатерина Великая» («Свободная Россия») и сухогруза «Сакко и Ванцетти», затонувших вблизи п. Кабардинка и г. Геленджик.

Одной из актуальных задач прикладной гидроакустики является детальное изучение затопленных судов и объектов, что требуется для проведения аварийно-спасательных, инженерных и иных работ.

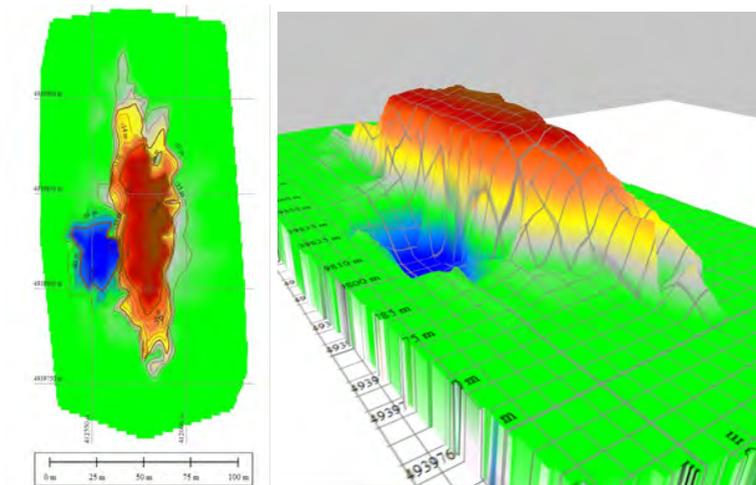
В частности для ее решения, в Институте океанологии им. П.П.Ширшова РАН были разработана соответствующая технология [1–4] и создан аппаратный комплекс [5–6]. Эта технология включает в себя:

1. узколучевой многочастотный параметрический профилограф в качестве основного оборудования (ширина ДН единицы градусов);
2. эхолот, гидролокатор бокового обзора, многолучевой эхолот, магнитометр, георадар и иные устройства в качестве вспомогательного оборудования;
3. систему спутниковой морской навигации с СКО около 0.3м;
4. специализированные методики морских натуральных исследований;
5. априорную информацию о затопленном объекте, в т.ч. о видах его пространственной упорядоченности;
6. оригинальные методики и алгоритмы обработки данных и распознавания структур дна и объектов, использующие, в частности, следующие критерии:
 - наличие возвышений, понижений и водорослей на дне;
 - наличие в толще дна или на его поверхности областей с повышенным (пониженным) обратным откликом гидроакустического сигнала относительно прилегающих областей;
 - нарушение однородности донных слоев, границ слоев, рельефа дна, или водорослей;
 - совместный анализ данных эхолота и профилографа;
 - анализ записей сигнала при различных значениях порогов и в разных псевдоцветах;
 - зависимость глубины проникновения сигнала профилографа в донный грунт от его типа;
 - наличие подобных особенностей на первом кратном отражении;
 - наличие подобных особенностей на соседних галсах и объединение особенностей в цепочки;
 - а также другие критерии.

Потенциальная точность технологии составляет порядка сотых долей глубины места. Она была испытана при изучении затонувших судов в Черном море в районе г. Новороссийск и г.Геленджик.

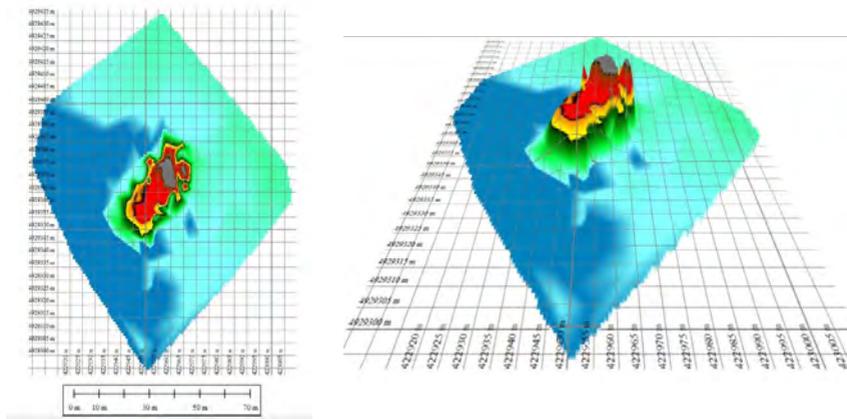
В частности, с ее помощью был исследован линкор «Екатерина Великая» («Свободная Россия») вблизи мыса Дооб п. Кабардинка в Цемесской бухте (координаты 44°36.390'N, 37°53.898'E). Линкор «Екатерина Великая» спущен на воду 24.05.1914 в г. Николаев, вступил в строй 5.10.1915, переименован в «Свободную Россию» 18.04.1917, во избежание захвата немцами в ходе Гражданской войны, 19.06.1918 был затоплен своими торпедной атакой эсминца «Керчь». Длина линкора около 170 м, ширина около 28 м, осадка около 8,4 м, глубина затопления около 40 метров.

На рис.1 представлены двумерное (а) и трехмерное (б) изображения линкора «Екатерина Великая» на морском дне, построенные с помощью компьютерной программы Global Mapper в универсальной поперечной проекции Меркатора UTM зона 37 (36°E-42°E северной геосферы, метры север/юг – метры запад/восток) в системе координат WGS84. Примененные методики позволили получить высокую пространственную детализацию расположения линкора.



а) б)

Рисунок 1. Двумерное (а) и трехмерное (б) изображение затопленного линкора «Екатерина Великая» («Свободная Россия») на морском дне.



а) б)

Рисунок 2. Двумерное (а) и трехмерное (б) изображение носа затопленного транспорта «Сакко и Ванцетти» на морском дне и структура его палуб.

В частности, удалось обнаружить и картографировать воронку (синяя область на рис.3) от взрыва его боезапаса, произошедшего в 1930-х годах, при попытке его подъема, о которой ранее было неизвестно.

Наряду с этим, был исследован сухогруз «Сакко и Ванцетти», который 15 апреля 1943 года вышел из Геленджика в Туапсе и в 22 ч. 35 м подорвался на донной mine в районе мыса Толстый. При взрыве корпус разломился надвое – корму (координаты 44°31.022' N, 38°02.018' E), которая затонула сразу, и в 2 раза более длинную носовую часть (координаты 44°30.810' N, 38°01.837' E), которая проплыла по инерции еще около 400 метров до затопления. Катастрофа унесла множество жизней: по разным данным от 42 до 64 человек, глубина затопления около 40 метров.

На рис.2 представлены двумерное (а) и трехмерное (б) изображения носовой части сухогруза «Сакко и Ванцетти» на морском дне, построенные с помощью компьютерной программы Global Mapper в универсальной поперечной проекции Меркатора UTM зона 37 (36°E–42°E северной геосферы, метры север/юг – метры запад/восток) в системе координат WGS84. Примененные методики позволили получить высокую пространственную детализацию расположения сухогруза и его внутреннюю структуру (расположение палуб), что ранее было невозможно.

Полученные результаты подтверждают возможности технологии детального исследования затопленных судов и объектов.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания № 0149-2019-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шрейдер Ал. А., Шрейдер А. А., Клюев М.С. и др. Особенности технологии использования параметрических гидроакустических средств для поиска, идентификации и мониторинга объектов в придонном слое // Процессы в геосредах. 2018. № 2. С. 920–927.
2. Бреховских А.Л., Гринберг О.В., Евсенко Е.И. и др. Разработка основ технологии исследования объектов культурного наследия, погребенных в донных неуплотненных осадках, методом параметрического профилографа с использованием данных спутниковой навигации // Океанологические исследования. 2018. № 2. Т. 46. С. 5–14. DOI: 10.29006/2587-9634.JOR-2018.46(2).1
3. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Клюев М.С. и др. Технологические особенности применения параметрического профилографа для исследования придонного слоя // Процессы в геосредах. 2018. № 4 (18). С. 1249–1252.
4. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Галиндо-Залдивар Ж. и др. Первые данные геолого-археологического изучения патрейского шельфа Таманского залива Черного моря // Процессы в геосредах. 2017. № 2. С. 557–562.
5. Клюев М.С., Ольховский С.В., Фазлуллин С.М. и др. О возможностях

системы параметрического профилографа, эхолота и приемника ГЛОНАСС/GPS для комплексных исследований донных антропоценовых осадочных отложений // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС. 2015. С. 132–136.

6. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Клюев М.С., Евсенко Е.И. Высокоразрешающая геоакустическая система для геолого-археологического изучения дна // Процессы в геосредах. 2016. № 2. С. 156–161.

The principles of the technology of a detailed study of the structure of flooded vessels and objects, as well as the results of its practical use are considered. The results of using this technology in the study of the battleship “Catherine the Great” (“Free Russia”) and the cargo ship “Sakko and Vanzetti”, which sank near Kabardinka and Gelendzhik, are given.

**Бреховских А.Л.¹, Вольтер Е.Р.², Гринберг О.В.¹,
Евсенко Е.И.¹, Захаров Е.В.³, Зверев А.С.⁴, Ключев М.С.¹,
Косьян Р.Д.¹, Куклев С.Б.¹, Мазуркевич А.Н.⁵,
Ольховский С.В.⁶, Ракитин И.Я.¹, Сажнева А.Э.¹,
Шрейдер А.А.¹**

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

ru; ²Институт экологии Академии Наук Абхазии, г. Сухум, e-mail: ervolter@mail.

ru; ³ФГБУК «Государственный Исторический музей», г. Москва, e-mail: zakharov.

evg@gmail.com ; ⁴Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского

РАН, г. Москва, e-mail: sparker1@yandex.ru; ⁵ФГБУК «Государственный Эрмитаж»,

г. Санкт-Петербург, e-mail: a-mazurkevich@mail.ru; ⁶Институт Археологии РАН, г.

Москва, e-mail: ptakkon@yandex.ru)

**Исследование структуры придонного осадочного слоя на
озере Сенница методом параметрического профилографа
со спутниковой навигацией**

**Brekhovskikh A.L.¹, Volter E.R.², Grinberg O.V.¹,
Evsenko E.I.¹, Zakharov E.V.³, Zverev A.S.⁴, Klyuev M.S.¹,
Kosyan R.D.¹, Kuklev S.B.¹, Mazurkevich A.N.⁵,
Olkhovsky S.V.⁶, Rakitin I.Ya.¹, Sazhneva A.E.¹, Shreider A.A.¹**

¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Institute of Ecology of the Academy
of Sciences of Abkhazia, Sukhum; ³FGBUK “State Historical Museum”, Moscow;

⁴Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS; ⁵FGBUK “State
Hermitage”, St. Petersburg; ⁶Institute of Archeology, RAS, Moscow)

**Investigation of the structure of the bottom sedimentary layer
at Sennitsa Lake using the parametric profilograph with
satellite navigation**

Ключевые слова: структура придонных осадков, параметрический профилограф,
спутниковая навигация

Исследуется структура верхнего слоя донных осадков на озере Сенница в районе
устья реки Дубокрайка в месте расположения неолитических поселений с помощью
метода параметрического профилографа со спутниковой навигацией. Выявлены
геологические объекты, возможно являющиеся древними затопленными курганами,
или результатом динамики береговой линии.

Район устья реки Дубокрайка на озере Сенница Псковской области
известен неолитическими поселениями, которые частично затоплены
водами озера. Подводная часть поселений изучена гораздо меньше, чем
наземная, поскольку подобные исследования требуют специальных методов
и аппаратуры.

Одной из эффективных технологий подводных исследований донных осадков, структур и объектов является метод параметрического профилографа со спутниковой навигацией [1-4]. Суть этой технологии заключается в профилировании исследуемого участка дна одновременно высокочастотным узколучевым эхолотом и низкочастотным узколучевым параметрическим многочастотным профилографом со спутниковой навигацией при совместной обработке их информации по специальным методикам и алгоритмам согласно выбранным критериям. Эта технология была испытана в натуральных исследованиях и подтвердила свою адекватность и эффективность на практике.

Для реализации этой технологии в ИО им. П.П.Ширшова РАН в 2014–2018 гг. был разработан Комплекс гидроакустического параметрического профилографирования и GPS позиционирования антропоценовых донных осадков с маломерных судов [5,6]. Комплекс включает: низкочастотный параметрический донный профилограф и высокочастотный эхолот (на базе прибора SeaKing DST и программного обеспечения SeaNet), приемник спутниковой навигации GPS (на базе прибора Trimble BX982), комплекс судовождения (на основе программного обеспечения AquaScan), управляющий компьютер (ноутбук Panasonic CF-31), устройство автономного питания и средства крепления элементов системы на маломерных судах.

Полигон на озере Сенница в устье реки Дубокрайка имел примерно треугольную форму (основание: запад/восток длиной 300 метров, высота: юг/север длиной 400 метров) площадью около 6 гектар с координатами вершин: 55° 49.995' с.ш. 30° 21.726' в.д. (северная), 55° 49.795' с.ш. 30° 21.573' в.д. (юго-западная), 55° 49.824' с.ш. 30° 21.860' в.д. (юго-восточная). Глубины в месте проведения исследований составляли от 0,5 до 1,75 метра. Дно слагалось полужидким илом, под которым располагалась более уплотненное осадочное вещество (илистый песок). Аппаратура позволяла визуализировать структуру дна примерно на 1 метра в его толщу. При проведении исследований было выполнено более 100 продольных и поперечных галсов с их сгущением в центральной части полигона, что обеспечивало шаг пространственной съемки порядка нескольких метров

Анализ гидроакустических профилей (рис. 1) показал, что верхняя часть донных осадков полигона слагается полужидким звукопрозрачным илом толщиной от 0 до 0,5 метра (в среднем 0,25 метра), который имел практически плоскую поверхность с небольшими уклонами и вязко облегал подлежащие формы рельефа.

Под илом располагается уплотненная основа (возможно илистый песок), которая характеризуется холмистыми формами рельефа (до 8 аномалий) размером порядка 5–20 метров в поперечнике у основания и высотой около 0,2–0,4 метра над основой, 5 из которых своими вершинами возвышаются над илом (рис. 2).

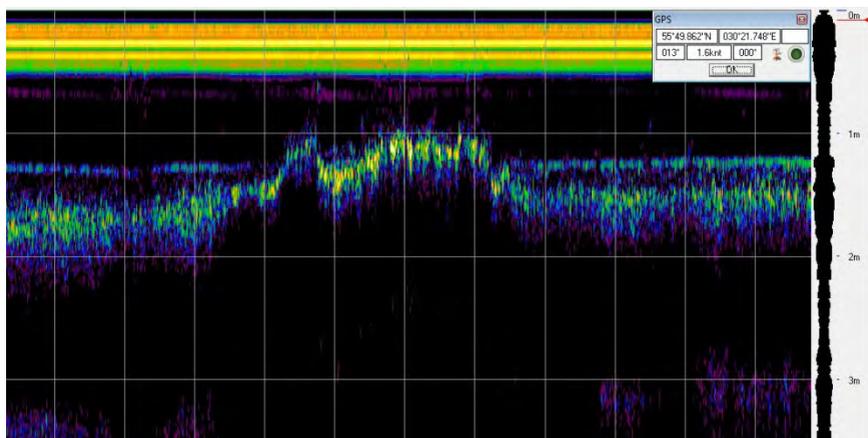


Рисунок 1. Гидроакустический разрез в районе одной из аномалий.

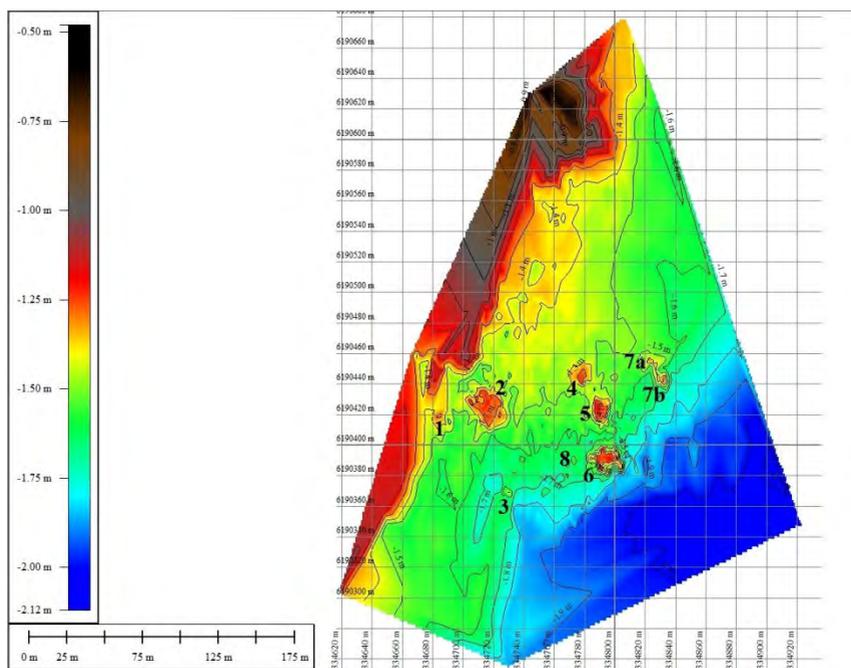


Рисунок 2. Карта уплотненной основы и расположения аномалий.

Анализ карты выявил 8 аномальных объектов (1-7а,7б на рис.2), который, возможно, являются древними затопленными курганами, или результатом динамики береговой линии, что следует определить в процессе дальнейших подводных археологических раскопок.

Полученные результаты подтверждают высокие возможности технологии детального исследования донных структур и объектов.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания № 0149-2019-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шрейдер Ал. А., Шрейдер А. А., Ключев М.С. и др. Особенности технологии использования параметрических гидроакустических средств для поиска, идентификации и мониторинга объектов в придонном слое // Процессы в геосредах. 2018. № 2. С. 920–927.
2. Бреховских А.Л., Гринберг О.В., Евсенко Е.И. и др. Разработка основ технологии исследования объектов культурного наследия, погребенных в донных неуплотненных осадках, методом параметрического профилографа с использованием данных спутниковой навигации // Океанологические исследования. 2018. № 2. Т. 46. С. 5–14. DOI: 10.29006/2587-9634.JOR-2018.46(2).1
3. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Ключев М.С. и др. Технологические особенности применения параметрического профилографа для исследования придонного слоя // Процессы в геосредах. 2018. № 4 (18). С. 1249–1252.
4. Шрейдер Ал. А., Шрейдер А. А., Галиндо-Залдивар Ж. и др. Первые данные геолого-археологического изучения патрейского шельфа Таманского залива Черного моря // Процессы в геосредах. 2017. № 2. С. 557–562.
5. Ключев М.С., Ольховский С.В., Фазлуллин С.М. и др. О возможностях системы параметрического профилографа, эхолота и приемника ГЛОНАСС/GPS для комплексных исследований донных антропоценовых осадочных отложений // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Т. V. М.: ГЕОС. 2015. С. 132–136.
6. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Ключев М.С., Евсенко Е.И. Высокоразрешающая геоакустическая система для геолого-археологического изучения дна // Процессы в геосредах. 2016. № 2. С. 156–161.

The structure of the upper layer of bottom sediments on the Sennitsa lake near the mouth of the river Dubokrayka at the location of Neolithic settlements is studied using the parametric profilograph with satellite navigation. Geological objects that may be ancient flooded burial mounds or the result of the destruction of the coastline are identified.

**Бреховских А.Л.¹, Вольтер Е.Р.², Гринберг О.В.¹,
Евсенко Е.И.¹, Захаров Е.В.³, Зверев А.С.⁴, Ключев М.С.¹,
Косьян Р.Д.¹, Куклев С.Б.¹, Мазуркевич А.Н.⁵,
Ольховский С.В.⁶, Ракитин И.Я.¹, Сажнева А.Э.¹,
Шрейдер А.А.¹**

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

ru; ²Институт экологии Академии Наук Абхазии, г. Сухум, e-mail: ervolter@mail.

ru; ³ФГБУК «Государственный Исторический музей», г. Москва, e-mail: zakharov.

evg@gmail.com ; ⁴Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского

РАН, г. Москва, e-mail: sparker1@yandex.ru; ⁵ФГБУК «Государственный Эрмитаж»,

г. Санкт-Петербург, e-mail: a-mazurkevich@mail.ru ; ⁶Институт Археологии РАН, г.

Москва, e-mail: ptakkon@yandex.ru)

О палеоструктурах реки Ашамба в геоморфологии

дна Голубой бухты по данным параметрического

профилографа со спутниковой навигацией

Brekhovskikh A.L.¹, Volter E.R.², Grinberg O.V.¹,

Evsenko E.I.¹, Zakharov E.V.³, Zverev A.S.⁴, Klyuev M.S.¹,

Kosyan R.D.¹, Kuklev S.B.¹, Mazurkevich A.N.⁵,

Olkhovskiy S.V.⁶, Rakitin I.Ya.¹, Sazhneva A.E.¹, Shreider A.A.¹

¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Institute of Ecology of the Academy of Sciences of Abkhazia, Sukhum; ³FGBUK “State Historical Museum”, Moscow;

⁴Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS; ⁵FGBUK “State Hermitage”, St. Petersburg; ⁶Institute of Archeology, RAS, Moscow)

About the paleo structures of the Ashamba River in the geomorphology of the bottom of the Blue Bay according to the data of a parametric profilograph with satellite navigation

Ключевые слова: геоморфология дна, палеоструктуры рек, параметрический профилограф, спутниковая навигация

Исследуются палеоструктуры реки Ашамба в геоморфологии дна Голубой бухты по данным параметрического профилографа с использованием спутниковой навигации. На глубине около 10-12 метров обнаружена вырезанная в мергеле руслообразная структура, шириной около 100 метров, длиной около 300 метров и углублением около 3-5 метров.

Голубая (Рыбацкая) бухта является естественным природным прибрежным образованием вблизи г. Геленджик, возникшим под влиянием различных природных факторов, в том числе и в результате формирования устья реки Ашамба, впадающей в бухту.

Карта-схема геоморфологии дна Голубой бухты представлена на рис.1 [1], где 1 – береговая линия; 2 – изобаты; 3 – ось депрессии; 4 – бровка прибрежной ступени; 5 – поверхность прибрежной ступени; 6 – склон депрессии (грабена); 7 – подножие склона; 8 – подножие крутого уступа; 9 – оси гряд; 10 – оси ложбин; 11 – тектонически раздробленная ступень; 12 – погруженная поверхность депрессии; 13 – субгоризонтальные поверхности в верховье депрессии; 14 – уступ, разделяющий субгоризонтальные поверхности; 15 – предполагаемая граница конуса выноса, образованного наводнением; 16 – граница эталонного полигона.

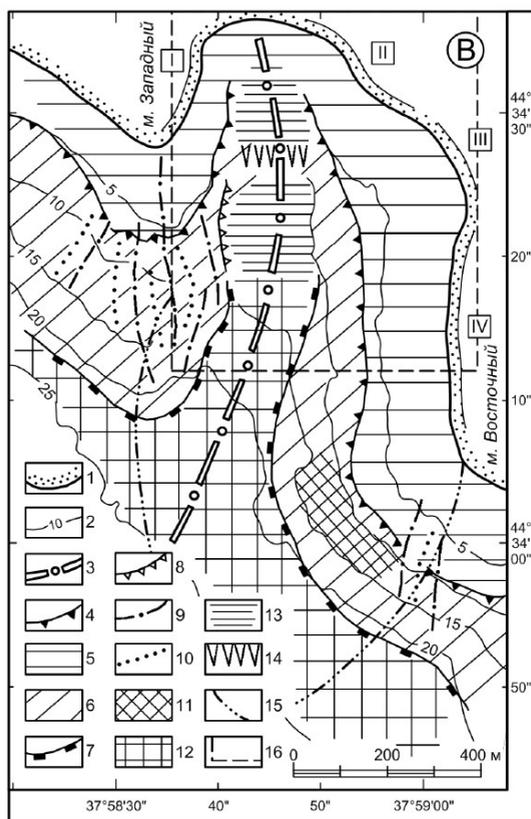


Рисунок 1. Геоморфологическая карта-схема Голубой бухты [1]

Естественно предположить, что геоморфология дна Голубой бухты может нести следы воздействия реки Ашамба в периоды древнего понижения уровня моря, когда ее акватория становилась сушей.

С целью поиска палеоструктур реки Ашамба в августе-сентябре 2018 года была исследована геоморфология дна Голубой бухты с помощью разработанного в ИО РАН им. П.П.Ширшова в 2014–2018 гг. Комплекса гидроакустического параметрического профилографирования и GPS позиционирования антропоценовых донных осадков с маломерных судов [2, 3]. Комплекс включает: низкочастотный параметрический донный профилограф и высокочастотный эхолот (на базе прибора SeaKing DST и програм-многo обеспечения SeaNet), приемник спутниковой навигации GPS(на базе прибора Trimble BX982), комплекс судовождения (на основе программного обеспечения AquaScan), управляющий компьютер (ноутбук Panasonic CF-31), устройство автономного питания и средства крепления элементов системы на маломерных судах.

Суть технологии работы Комплекса заключается в профилировании исследуемого участка дна одновременно высокочастотным узколучевым эхолотом и низкочастотным узколучевым параметрическим многочастотным профилографом со спутниковой навигацией при совместной обработке их информации по специальным методикам и алгоритмам согласно выбранным критериям [4–7]. Эта технология была испытана в натурных исследованиях и подтвердила свою адекватность и эффективность на практике.

В результате исследований было выполнено около 25 продольных и 20 поперечных галсов гидроакустического профилирования акватории бухты с шагом 40 м и 60 м соответственно.

Было обнаружено, что в центральной части бухты, в скальной (мергелевой) донной основе, на глубине около 10–12 метров, располагается вырезанная в мергеле руслообразная структура, шириной около 100 метров, длиной около 300 метров и углублением около 3–5 метров (рис.2).

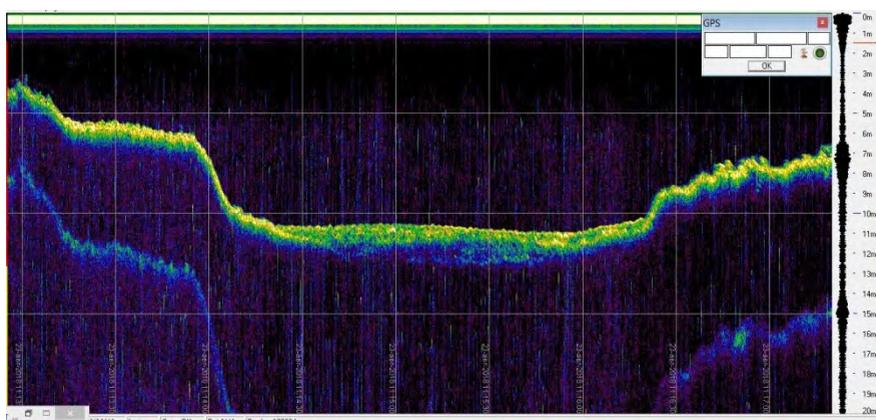


Рисунок 2. Поперечный гидроакустический разрез палеорусла р. Ашамба.

Со стороны берега эта структура появляется из-под прибрежного осадочного слоя, состоящего из камней, песка и ила, а со стороны моря заканчивается на прибрежном склоне.

Выявленные особенности позволяют предположить, что рассматриваемая структура является отрезком палеоруслу реки Ашамба, проделанного ею в мергелевых скалах в период древнего понижения уровня моря до 12 метров около 2500 лет назад во время фанагорийской регрессии (согласно К.К.Шилику). Отметим, что это предположение нуждается в дальнейших подробных исследованиях и обоснованиях, как в бухте, так и на суше, в т.ч. путем пробоотбора.

Полученные результаты подтверждают высокие возможности технологии детального исследования донных структур и объектов. Полученные результаты подтверждают высокие возможности технологии детального исследования донных структур и объектов.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания № 0149-2019-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Куклев С., Евсюков Ю., Руднев В. Катастрофическое наводнение в Геленджикском районе. Преобразования рельефа суши и морского дна. Изд-во: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 80 с.
2. Клюев М.С., Ольховский С.В., Фазлуллин С.М. и др. О возможностях системы параметрического профилографа, эхолота и приемника ГЛОНАСС/GPS для комплексных исследований донных антропоценовых осадочных отложений // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Том V. М.: ГЕОС. 2015. С. 132–136.
3. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Клюев М.С., Евсенко Е.И. Высокоразрешающая геоакустическая система для геолого-археологического изучения дна // Процессы в геосредах. 2016. № 2. С. 156–161.
4. Шрейдер Ал. А., Шрейдер А. А., Клюев М.С. и др. Особенности технологии использования параметрических гидроакустических средств для поиска, идентификации и мониторинга объектов в придонном слое // Процессы в геосредах. 2018. № 2. С. 920–927.
5. Бреховских А.Л., Гринберг О.В., Евсенко Е.И. и др. Разработка основ технологии исследования объектов культурного наследия, погребенных в донных неуплотненных осадках, методом параметрического профилографа с использованием данных спутниковой навигации // Океанологические исследования. 2018. № 2. Т. 46. С. 5–14. DOI: 10.29006/2587-9634.JOR-2018.46(2).1

6. Шрейдер Ал.А., ШрейдерА.А., Клюев М.С. и др. Технологические особенности применения параметрического профилографа для исследования придонного слоя // Процессы в геосредах. 2018. № 4 (18). С. 1249–1252.
7. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Галиндо-Залдивар Ж. и др. Первые данные геолого-археологического изучения патрейского шельфа Таманского залива Черного моря // Процессы в геосредах. 2017. № 2. С. 557–562.

The paleostructure of the Ashamba River in the geomorphology of the bottom of the Blue Bay is investigated using a parametric profile scanner using satellite navigation. At a depth of about 10–12 meters, a channel-like structure carved in marl was found, about 100 meters wide, about 300 meters long, and about 3–5 meters deep.

**Бреховских А.Л.¹, Вольтер Е.Р.², Гринберг О.В.¹,
Евсенко Е.И.¹, Захаров Е.В.³, Зверев А.С.⁴, Ключев М.С.¹,
Косьян Р.Д.¹, Куклев С.Б.¹, Мазуркевич А.Н.⁵,
Ольховский С.В.⁶, Ракитин И.Я.¹, Сажнева А.Э.¹,
Шрейдер А.А.¹**

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

ru; ²Институт экологии Академии Наук Абхазии, г. Сухум, e-mail: ervolter@mail.

ru; ³ФГБУК «Государственный Исторический музей», г. Москва, e-mail: zakharov.

evg@gmail.com; ⁴Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского

РАН, г. Москва, e-mail: sparker1@yandex.ru; ⁵ФГБУК «Государственный Эрмитаж»,

г. Санкт-Петербург, e-mail: a-mazurkevich@mail.ru; ⁶Институт Археологии РАН, г.

Москва, e-mail: ptakkon@yandex.ru)

**О газовых сипах Голубой бухты вблизи г. Геленджик
по данным параметрического профилографа с
использованием спутниковой навигации**

**Brekhovskikh A.L.¹, Volter E.R.², Grinberg O.V.¹,
Evsenko E.I.¹, Zakharov E.V.³, Zverev A.S.⁴, Klyuev M.S.¹,
Kosyan R.D.¹, Kuklev S.B.¹, Mazurkevich A.N.⁵,
Olkhovsky S.V.⁶, Rakitin I.Ya.¹, Sazhneva A.E.¹, Shreider A.A.¹**

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Institute of Ecology of the Academy
of Sciences of Abkhazia, Sukhum; ³FGBUK “State Historical Museum”, Moscow;

⁴Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS; ⁵FGBUK “State

Hermitage”, St. Petersburg; ⁶Institute of Archeology, RAS, Moscow)

**About gas seeps in Blue Bay near Gelendzhik according to a
data of parametric profilograph using satellite navigation**

Ключевые слова: газовые сипы, параметрический профилограф, спутниковая навигация

Исследована водная толща Голубой бухты вблизи г.Геленджик с помощью параметрического профилографа со спутниковой навигацией. Обнаружены газовые (метановые) сипы (факелы) в Голубой бухте, относящейся к прибрежной зоне Черного моря.

Газовые (метановые) сипы (факелы) в Черном море в основном расположены вдоль внешней границы шельфа (глубины около 200 м) на северо-западе (преимущественно), севере, северо-востоке, а их суммарное число достигает около 4000 (рис. 1) [1]. Сведений о газовых сипах в прибрежной зоне Черного моря (глубины 0–20 м) в литературе обнаружить не удалось.

В августе-сентябре 2018 г. проводилось изучение геоморфологии дна Голубой (Рыбацкой) бухты вблизи г. Геленджик с помощью разработанного в ИО РАН комплекса профилографирования и GPS позиционирования антропоценовых донных осадков с маломерных судов, обладающего широким спектром возможностей [2,3].

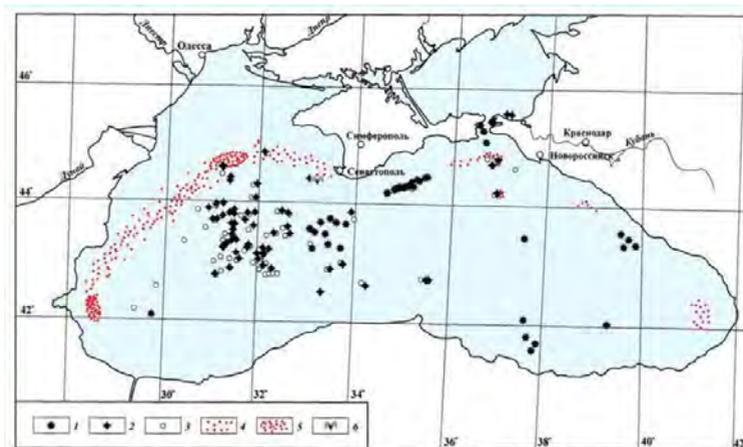
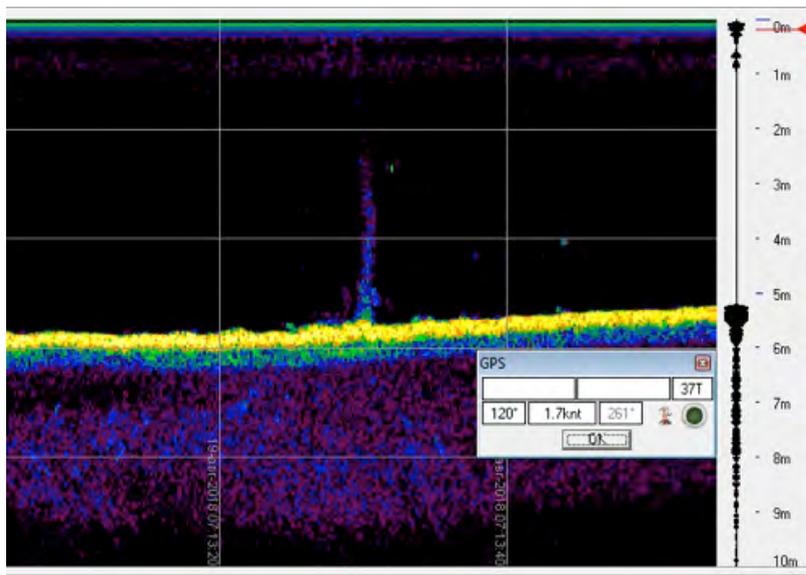


Рисунок 1. Грязевые вулканы (1 – старые, 2 – новые, 3 – прогнозируемые) и газовые сипы (4, 5) Черного моря [1].

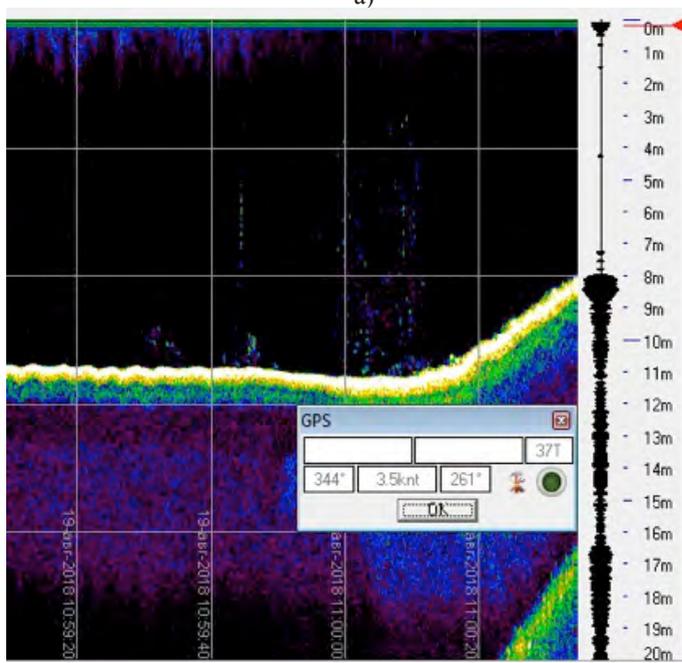
Комплекс включает в себя низкочастотный параметрический донный профилограф и высокочастотный эхолот (на базе прибора SeaKing DST и програм-многo обеспечения SeaNet), приемник спутниковой навигации GPS(на базе прибора Trimble BX982), комплекс судовождения (на основе программного обеспечения AquaScan), управляющий компьютер (ноутбук Panasonic CF-31), устройство автономного питания и средства крепления элементов системы на маломерных судах.

Суть технологии работы Комплекса заключается в профилировании исследуемого участка дна одновременно высокочастотным узколучевым эхолотом и низкочастотным узколучевым параметрическим профилографом со спутниковой навигацией при совместной обработке их информации по специальным методикам и алгоритмам согласно выбранным критериям. Эта технология была испытана в натурных исследованиях и подтвердила свою адекватность и эффективность на практике [4–7].

Помимо профилирования поверхности дна и донных осадков, Комплекс позволяет исследовать водную толщу с помощью эхолота 200 кГц на предмет обнаружения газонаполненного планктона, рыбных стай (по плавательному пузырю) и пузырьков газа, размерами более 0,3 см [8].



а)



б)

Рисунок 2. Газовые (метановые) сипы (факелы) Голубой бухты.

При проведении исследований было выполнено около 25 продольных и 20 поперечных галсов гидроакустического профилирования всей акватории Голубой бухты с шагом 40 м и 60 м соответственно. Столь плотная сетка покрытия акватория бухты позволила выявить различные явления – палеорусло реки Ашамба [9], разнообразие форм стай рыб [8] и т.д.

В результате этих исследований также были выявлены газовые (метановые) сипы (факелы) в Голубой бухте, относящейся к прибрежной зоне Черного моря. Один – на глубине около 5,5 м с высотой факела около 3 метров и диаметром у основания около 0,8 м (рис. 2а, эхолот 200 кгц), а другой – на глубине около 11 м с высотой факела около 8 м и диаметром у основания около 15 м (рис. 2б, эхолот 200 кгц).

Поскольку исследования носили предварительный характер, требуется дальнейшее изучение этого явления, в том числе и определение химического состава выделяемого газа, вида и состава донных осадков и т.п.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания № 0149-2019-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шнюков Е.Ф., Янко В.В. Проблемы углеводородного потенциала Черного моря и пути его освоения // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2017. № 4 (50). С. 41–53.
2. Клюев М.С., Ольховский С.В., Фазлуллин С.М. и др. О возможностях системы параметрического профилографа, эхолота и приемника ГЛОНАСС/GPS для комплексных исследований донных антропоценовых осадочных отложений // Геология морей и океанов: Материалы XXI Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Том V. М.: ГЕОС. 2015. С.132-136.
3. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Клюев М.С., Евсенко Е.И. Высокорастворимая геоакустическая система для геолого-археологического изучения дна // Процессы в геосредах. 2016. № 2. С. 156–161.
4. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Клюев М.С. и др. Особенности технологии использования параметрических гидроакустических средств для поиска, идентификации и мониторинга объектов в придонном слое // Процессы в геосредах. 2018. № 2. С. 920–927.
5. Бреховских А.Л., Гринберг О.В., Евсенко Е.И. и др. Разработка основ технологии исследования объектов культурного наследия, погребенных в донных уплотненных осадках, методом параметрического профилографа с использованием данных спутниковой навигации // Океанологические исследования. 2018. № 2. Т. 46. С. 5–14. DOI: 10.29006/2587-9634.JOR-2018.46(2).1

6. Шрейдер Ал.А., ШрейдерА.А., Клюев М.С. и др. Технологические особенности применения параметрического профилографа для исследования придонного слоя // Процессы в геосредах. 2018. № 4 (18). С. 1249–1252.
7. Шрейдер Ал. А., Шрейдер А. А., Галиндо-Залдивар Ж. и др. Первые данные геолого-археологического изучения патрейского шельфа Таманского залива Черного моря // Процессы в геосредах. 2017. № 2. С. 557–562.
8. Беликов Р.А., Бреховских А.Л., Вольтер Е.Р. и др. О возможностях параметрического профилографа со спутниковой навигацией по изучению формы и структуры ихтиологических сообществ // Материалы XVI всероссийской научно-технической конференции «МСОИ-2019»: Современные методы и средства океанологических исследований. М.: ИД Академии Жуковского. 2019. Т.2. С. 228–231.
9. Бреховских А.Л., Вольтер Е.Р., Гринберг О.В. и др. Палеоструктуры реки Ашамба в геоморфологии дна Голубой бухты по данным параметрического профилографа со спутниковой навигацией // Материалы XVI всероссийской научно-технической конференции «МСОИ-2019»: Современные методы и средства океанологических исследований. М.: ИД Академии Жуковского. 2019. Т. 1. С. 144–147.

The water column of the Blue Bay near Gelendzhik was investigated using a parametric profilograph with satellite navigation. Gas (methane) seeps (torches) were found in the Blue Bay, which belongs to the coastal zone of the Black Sea.

Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н.

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: ura77777@gambler.ru)

Анализ спектров АМП при выделении геологических неоднородностей осадочного чехла Печорской плиты

Brusilovsky Yu.V., Ivanenko A.N.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

The analysis of ranges of AMP at allocation of geological not uniformity of a sedimentary cover of the Pechora plate

Ключевые слова: Печорская плита, модель магнитоактивного слоя, моренные отложения, магматизм, обратная задача, разделение полей, эффективная намагниченность.

Выполненные исследования показали эффективность морской магнитной съёмки при решении задач изучения строения осадочного чехла. Используя процедуру разделения АМП и анализируя по отдельности каждую из выделенных его компонент, авторы выделили три основных глубинных горизонта, к которым приурочены источники магнитных аномалий.

В августе-сентябре 2018 г. в Печорском море во время 38 рейса НИС «Академик Николай Страхов» проводились комплексные геолого-геофизические исследования. Перед группой морской магнитометрии стояла задача картирования неоднородностей верхней части осадочного чехла, включая выделение зон развития моренных отложений, а также возможных погребённых палеорусел, зон трещиноватости и геологических разрывных нарушений. По материалам съёмки была построена карта изодинам АМП (рис. 1).

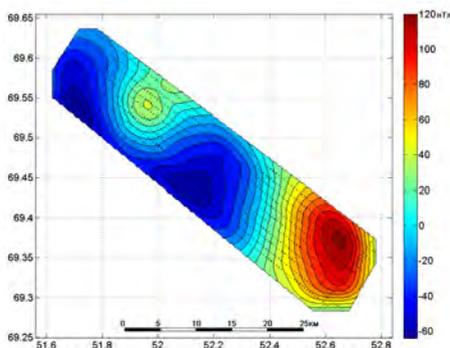


Рисунок 1. Карта изодинам АМП.

В результате интерпретации полученных материалов, было установлено, что спектральный состав аномального магнитного поля (АМП) содержит три частотных компоненты, каждой из которых соответствует свой глубинный диапазон источников поля (рис.2). Последующая интерпретация велась отдельно для каждой из выделенных составляющих аномального поля.

Опираясь на полученные оценки глубин и на их сравнение с описанием известных скважин [2, 3], была определена стратиграфическая привязка для выделенных глубинных диапазонов источников магнитного поля.

Высокочастотной составляющей соответствует расположение источников АМП в самой верхней части разреза. Верхние кромки источников лежат в диапазоне глубин от 35 до 70 м, что вероятно соответствуют отложениям плейстоценового возраста. Не исключено, что источниками этих высокочастотных аномалий могут быть моренные отложения, сформировавшиеся в период последнего валдайского оледенения. В юго-восточной части полигона, дночерпателем был произведён отбор проб грунта, где были подняты моренные отложения, с преобладанием обломков песчаников и гнейсов, что подтверждает предположение авторов о природе источников аномального магнитного поля для высокочастотной составляющей.

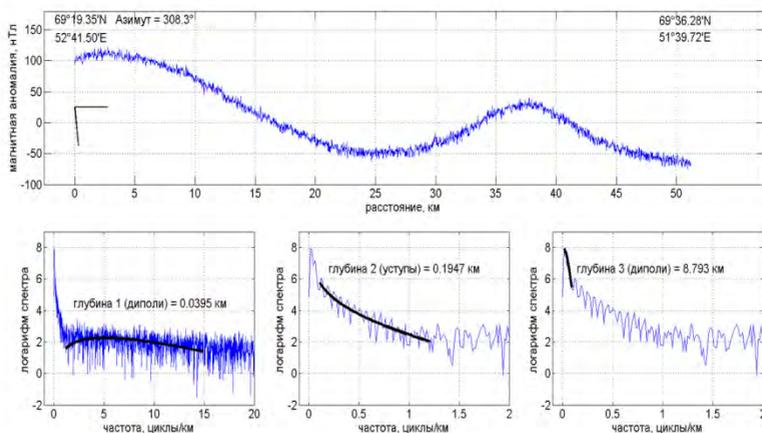


Рисунок 2. Анализ спектра АМП.

Второй глубинный диапазон сформирован источниками АМП верхние кромки, которых расположены в диапазоне глубин 260–510 м, что вероятно соответствует стратиграфическому диапазону от верхней юры до нижнего мела. Вопрос о природе второго горизонта остаётся открытым, потому что, как правило, осадочные породы, представленные в выделяемой толще, не

содержат ферромагнитных минералов. Однако они могли быть обогащены ими в ходе эпигенетических процессов.

Третий, выделяемый авторами глубинный диапазон залегания верхних кромок источников АМП определяется по самой низкочастотной части спектра и по мнению авторов отражает позднедевонский этап активизации магматизма. В позднедевонское время началось зарождение новой системы рифтогенных прогибов, когда на всем обрамлении Баренцева моря проявилась активизация основного магматизма и возникла новая система тектонической мегатрещиноватости. Возникла новая система глубинных разломов СВ ориентации, к которым приурочены вулканы [1].

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ проект № 18-05-00316

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верба М.Л., Павленкин А.Д., Тулина Ю.В. Глубинная геологическая структура шельфа Баренцева моря (по данным ГСЗ-82) // Неоднородности глубинного строения земной коры океанов. Л. изд. ПГО Севморгеология, 1986. С. 75–88.
2. ФГУНПП «Севморгео» Глубинное строение Баренцево-Карской плиты на основе результатов комплексных геофизических (сейсморазведочных МОВ-ОГТ, КМПВ-ГСЗ, гравиметрических, магнитометрических) исследований на опорных профилях. Книга 4 Геологическое строение осадочного чехла в полосе профиля 3-АР. Приложение 4. Литолого-стратиграфический разрез скважины Поморская-1. Санкт-Петербург: 2006. С. 90–96.
3. Отчёт ФГУНПП «Севморгео» Глубинное строение Баренцево-Карской плиты на основе результатов комплексных геофизических (сейсморазведочных МОВ-ОГТ, КМПВ-ГСЗ, гравиметрических, магнитометрических) исследований на опорных профилях. Книга 4 Геологическое строение осадочного чехла в полосе профиля 3-АР Приложение 6. Литолого-стратиграфический разрез скважины Пахаченская-1 Санкт-Петербург: 2006. С. 90–96.

The executed researches showed efficiency of sea magnetic shooting at the solution of problems of studying of the structure of a sedimentary cover. Using the procedure of division of AMP and analyzing separately each of allocated its component, authors allocated three main deep horizons for which sources of magnetic anomalies are dated.

**Буданов Л.М., Сергеев А.Ю., Рябчук Д.В., Жамойда В.А.,
Неевин И.А.**

(ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГБУ ВСЕГЕИ), г. Санкт-Петербург, e-mail: Leonid_Budanov@vsegei.ru)

**Голоценовые эрозионные события в геологическом
разрезе донных отложений восточной части Финского
залива (Балтийское море) на основе анализа геолого-
геофизических данных**

**Budanov L.M., Sergeev A.Yu., Ryabchuk D.V., Zhamoida V.A.,
Neevin I.A.,**

(A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg)

**Erosion events of Holocene in the geological section of bottom
sediments in the eastern Gulf of Finland (Baltic Sea) based on
the analysis of geological and geophysical data**

Ключевые слова: Балтийское море, Финский залив, сейсмоакустика, изменения уровня моря, палеогеография

Приводится анализ архивных сейсмоакустических профилей и имеющейся геологической информации, направленные на обнаружение и картирование погребённых палеоповерхностей и уточнение особенностей седиментации в послеледниковых бассейнах. Результат интерпретации временных разрезов позволил построить ряд палеоповерхностей, которые свидетельствуют об изменениях уровня моря в голоцене.

Строение приповерхностного геологического разреза дна восточной части Финского залива имеет высокую степень изменчивости, которая обуславливается историей развития региона, включающей до трех покровных оледенений и целого ряда последующих трансгрессивно-регрессивных циклов. Ледники в значительной степени модифицируют дочетвертичный рельеф, и, отступая, формируют здесь аккумулятивный ледниковый рельеф, сложенный моренными и локально флювиогляциальными отложениями. Определение положения конечно-моренных образований Невской стадии Валдайского оледенения (стадии Пандивере и Паливере) в пределах дна юго-восточной части Финского залива остается нерешенной задачей морских геологических исследований. В позднем неоплейстоцене на месте современного Балтийского моря возникают подпорные локальные приледниковые озера, которые постепенно сливались, формируя, так называемое, Балтийское ледниковое озеро. В результате проявления гляциоизостатических вертикальных движений земной коры и климатических

изменений в голоцене происходили колебания уровня водоема, в результате которых Балтийское ледниковое озеро преобразовалось сначала в Иольдиевое море, затем в Анциловое озеро, Литориновое море и наконец, в Балтийское море. На каждом из перечисленных этапов развития водоема накапливаются специфичные осадки, которые частично или полностью перекрывают нижележащие толщи. В результате череды голоценовых трансгрессивно-регрессивных циклов периодически на значительных площадях создавались условия, обуславливающие замедление или прекращение осадконакопления, в результате чего происходило образование эрозионных горизонтов [2], корреляция которых затрудняется высокой степенью расчлененности, подстилающего доголоценового рельефа. Для восточной части Финского залива характерно наличие значительного количества локальных седиментационных бассейнов, расположенных на различных батиметрических уровнях в относительных понижениях рельефа на глубинах от 4-5 м в Невской губе до 70-80 м в районе острова Гогланд, где в голоцене происходило накопление глинистых осадков.

В задачи исследований, выполненных преимущественно на основе анализа архивных сейсмоакустических данных, собранных в ходе геологосъемочных работ ВСЕГЕИ 1984–2001 гг., входило уточнение выделения этапов голоценового осадконакопления с учетом последовательности стадий развития Балтийского моря и трансгрессивно-регрессивных циклов, а также определение положения ледниковых форм рельефа и выявление направленности деградации ледникового покрова в пределах акватории Финского залива в позднем неоплейстоцене.

Для решения задач по определению положения конечно-моренных образований и локализации современных седиментационных областей были построены региональные схемы погребенного неоплейстоценового ледникового и озерно-ледникового рельефа, а также схема мощности голоценовых отложений, основанные на результатах интерпретации архивных сейсмоакустических данных. На сейсмоакустических данных в ходе обработки и интерпретации временных разрезов выделено три основных акустических комплекса (АК) и ряд аномальных объектов естественного происхождения.

В основании информативной части разреза фиксируется поверхность акустического фундамента, характеризующаяся высокой интенсивностью отраженного сигнала (рис.). Ниже этой поверхности происходит полное затухание сейсмического сигнала. По результатам опробования донных отложений [1] на подавляющей части акватории акустический фундамент (АК1) представлен валунными суглинками - ледниковыми отложениями (моренами). В редких случаях акустическим фундаментом служат коренные дочетвертичные породы или песчаные отложения водно-ледникового

генезиса. Поверхность морены и дочетвертичных образований, как правило, характеризуется сложно-расчлененным грядовым рельефом. Поверхность кровли песчаных водно-ледниковых отложений обычно выровнена.

Как правило, над АК1 выделяется толща, для которой характерно наличие серии протяженных отражающих горизонтов, маркирующих внутренние границы, которые в значительной мере повторяют геометрию подстилающей границы (имеют облегающую форму залегания). По данным геологического опробования комплекс представлен существенно глинистыми ледниково-озерными отложениями позднего неоплейстоцена, от слоистых «ленточных глин» в основании разреза АК2 до тонкополосчатых и почти монотонных в верхней части разреза.

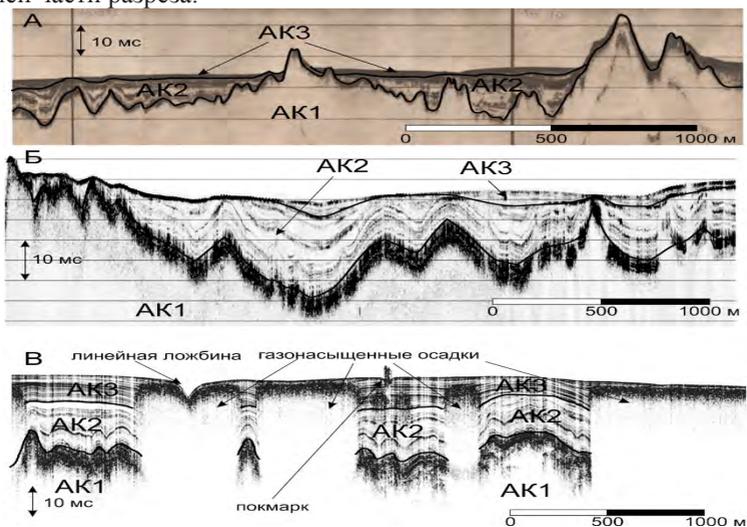


Рисунок. Пример интерпретации акустического разреза с изображением характерных для Восточной части Финского залива АК: А – запись, отсканированная с бумажного носителя, профилограф – ГЛ-7.5, 1987 год (ВСЕГЕИ); Б – цифровая запись, профилограф – ГЛ-7.5, 2001 год (ВСЕГЕИ).

Иногда в пределах АК2 наблюдаются акустически прозрачные участки, нивелирующие (заполняющие) неровности нижележащего рельефа. Мощность комплекса выдержана и составляет в среднем 10 м.

Выше по разрезу выделяется третий комплекс отложений (АК3). Для него характерно наличие серии субгоризонтальных отражающих горизонтов различной интенсивности (рис.). По данным геологического опробования комплекс представлен алевропелитовыми мягкопластичными илами голоценового возраста. Наличие внутренних границ (от 1 до 5 горизонтов) в пределах комплекса связано с изменениями условий седиментации, а самые

интенсивные отражающие горизонты маркируют значительные изменения уровня моря в голоцене. Отложения комплекса завершают геологический разрез и, заполняя относительные понижения в рельефе кровли нижележащих комплексов, формируют современные седиментационные бассейны. На локальных участках исследуемой акватории в АКЗ по характерным особенностям акустической записи выделяются поля газонасыщенных осадков, современные и погребенные покмарки.

Акустические границы между всеми комплексами характеризуются резкими угловыми несогласиями. Кровля отложений комплекса АК1 выделяется по протяженной отражающей границе, интенсивность которой не постоянна. Как правило, эта граница идет параллельно с внутренними слоями, но на некоторых участках пересекает их, что свидетельствует о размыве горизонта. Это подтверждается и фактическими геологическими данными. Верхняя граница АК2 четко фиксируется сейсмограммами по несогласному залеганию, а также на значительной площади дна залива по наличию эрозионного песчаного (песчано-алевритового) горизонта, сформировавшегося в результате резкого падения уровня Балтийского ледникового озера после его прорыва в океан (11.7-11.5 кал.л.н.) и длительного регрессивного периода существования палеоводоёма. Наличие четких границ комплексов позволило выделить и оцифровать поверхности ледниковых отложений и позднеленоплейстоценовых отложений, и рассчитать мощность голоценовых алевропелитовых илов. С использованием ГИС были построены соответствующие цифровые модели рельефа погребенных поверхностей.

На ключевых участках, выделенных в результате анализа описанных выше моделей, в период с 2016 по 2019 года в ходе совместных рейсов АО ИО РАН и ВСЕГЕИ были выполнены детальные наблюдения с применением высокочастотного профилографа и многолучевого эхолота, по сгущенной сети профилирования через 100-200 м, а также произведено опробование донных отложений ковшом и грунтовой трубкой. По вновь полученным данным высокочастотного сейсмоакустического профилирования были построены детальные модели палеоперехностей, которые в частности позволили проследить эрозионные горизонты в голоценовых отложениях.

При анализе полученных результатов установлено, что голоценовая аккумуляция значительно редуцирована по площади и приурочена к локальным седиментационным бассейнам. Мощность голоценовых осадков в них достигает 28 м, однако на большей части акватории не превышает 5 м. Наибольшие мощности голоценовых осадков приурочены к впадинам погребенного ледникового рельефа, а наименьшие расположены на его поднятиях.

Наличие выделенных на сейсмограммах субрегиональных эрозионных горизонтов имеет прямую корреляцию с мощностью голоценовой толщи и наблюдается преимущественно в разрезах с мощностью осадков более 7 метров. В пределах отдельно взятого локального бассейна седиментации выделяется до пяти эрозионных горизонтов. Мощность отложений между горизонтами размыва редко превышает 5 метров, со средней мощностью около 2-х метров. На краях осадочных бассейнов эрозионные горизонты выклиниваются, выходя на современную поверхность морского дна.

Полученные данные о распределении эрозионных горизонтов в голоценовых отложениях локальных седиментационных бассейнов восточной части Финского залива в совокупности с исследованиями высокого разрешения колонок донных отложений позволят впервые получить данные о влиянии колебаний уровня моря на процессы седиментогенеза по всей площади Финского залива. К собранным материалам в дальнейшем будет применен секвенс-стратиграфический подход, нацеленный на «выявление и интерпретацию в осадочных толщах следов колебаний уровня моря и детальные исследования строения, функционирования и эволюции осадочных палеобассейнов» [3].

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФ № 17-77-20041.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Спиридонов М.С. и др. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря. СПб, ВСЕГЕИ, 2010. 78 с.
2. Ryabchuk D., Sergeev A., Krek A. et al. Geomorphology and Late Pleistocene–Holocene Sedimentary Processes of the Eastern Gulf of Finland. *Geosciences*. 2018. V. 8. 102. (<http://www.mdpi.com/2076-3263/8/3/102>)
3. Зорина С.О. Комплексирование стратиграфических и геологических данных. Казань, 2015. 42 с.

Analysis of archive sub-bottom profiling and geological data was performed to identify and map submerged geomorphologic features and collect data pertinent to the understanding of sedimentation in postglacial basins. Interpretations of the seismic-reflection profiles and models showing the surfaces of till, and the identification of the Late Pleistocene sediment and modern bottom relief, indicate deep relative water-level fall in the Early Holocene and, most likely, several water-level fluctuations during this time.

**Васильев А.А.^{1,2}, Облогов Г.Е.^{1,2}, Ванштейн Б.Г.³,
Стрелецкая И.Д.⁴**

(¹Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН; ²Тюменский государственный Университет, al.a.vasiliev@gmail.com ; ³Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового Океана; ⁴МГУ имени М.В.Ломоносова)

**Субаквальные многолетнемерзлые породы Карского моря
Vasiliev A.A.^{1,2}, Oblogov G.E.^{1,2}, Vanshtein B.G.³,
Streletskaya I.D.⁴**

(¹Earth Cryosphere Institute of TRC SB RAS, ²Tyumen State University,
³VNIIOkeangeologia, ⁴Lomonosov Moscow State University)

Submarine permafrost of Kara Sea

Ключевые слова: субаквальная мерзлота, распространение, термический режим, мощность, условия залегания.

На основании данных высокоразрешающей сейсмоакустики и результатов морского бурения разработана база данных проявления многолетнемерзлых пород на дне Карского и ЮВ части Баренцева морей. Составлена ГИС-ориентированная карта проявления и условий залегания субаквальных многолетнемерзлых пород. Приведены неизвестные ранее данные о мощности и температурах мерзлых пород.

В соответствии с современными представлениями, субаквальные многолетнемерзлые породы (СММП) представляют собой преимущественно реликтовые мерзлые толщи, сформировавшиеся в субаэральных условиях во время последнего криохрона (18–20 тыс. лет назад). Впоследствии эти территории были затоплены в ходе последней трансгрессии (16–5 тыс. лет назад). После перехода в субаквальное состояние толща многолетнемерзлых пород частично протаяла сверху и снизу, а засоленные породы частично перешли в охлажденное состояние. Сформировался современный облик СММП.

Несмотря на наличие ряда публикаций, закономерности распространения и условия залегания СММП до сих пор не установлены из-за отсутствия достаточной прямой геологической информации [1]. Поэтому на большинстве геокриологических карт границы распространения СММП проведены на основе экспертных оценок, а сами оценки применимы только к картам мелкого масштаба [2, 3].

В условиях нехватки прямой геологической информации и для межскважинной корреляции используются высокоразрешающие сейсмоакустические методы (ВСМ). Использование методики сейсмофациального анализа позволяет извлекать из сейсмического волнового

поля информацию о внутреннем геологическом строении изучаемых толщ до глубины 60–70 м, в т.ч. наличие в разрезе многолетнемерзлых пород [2, 4].

Факторами, серьезно осложняющими сейсмическую волновую картину в данном регионе, являются, в первую очередь, криогенные и посткриогенные изменения структуры осадка, а также структуры, связанные с наличием свободного газа в разрезе. Совокупность этих факторов приводит к формированию весьма сложной волновой картины, что серьезно затрудняет интерпретацию.

Субаквальная мерзлота Карского моря представлена седиментационно засоленными позднечетвертичными морскими отложениями песчаного и глинистого состава. Засоленность четвертичных отложений изменяется от 0,1 до 2,0%. В зависимости от засоленности температура фазовых переходов меняется от 0 до –4 °С. При температурах СММП, близких к температуре фазовых переходов, как правило, верхняя граница мерзлоты выражена нечетко и представляет собой некую область, в которой наблюдается постепенный переход от отрицательно температурных не мерзлых пород к мерзлым.

Как было показано на примере шельфа Печорского моря и моря Лаптевых [5], а позже и в Карском море [4], идентификация СММП в сейсмическом разрезе основывается на выделении высокоамплитудных отражений – сейсмоакустических маркеров, обладающих отчетливыми постседиментационными характеристиками. Обычно кровля СММП сопоставляется в сейсмическом разрезе с ярким сейсмическим отражением прямой полярности, которое возникает за счет скачкообразного увеличения скорости распространения звуковой волны в толще мерзлых пород. Таким образом, из-за сложных условий, анализ сейсмоакустических данных позволяет определить только те участки проявления СММП, на которых не проявляются осложнения, связанные с газонасыщенностью отложений или с невыраженной кровлей мерзлоты.

Полученные результаты хорошо коррелируются с буровыми данными по району. Заверка результатов интерпретации высокоразрешающей сейсмике данными бурения выполнена в Харасовейской мелководной области, на участке в СВ от Ямала и в открытом море на участке скважины 3. Все они показали хорошую сходимость.

В результате интерпретации более 120 тыс. погонных км. сейсмоакустических профилей установлены участки уверенного прослеживания сейсмоакустических маркеров СММП. Главным фактором, контролирующим распространение субаквальной криолитозоны, является современная глубина морского бассейна. Основная масса сейсмических маркеров фиксируется в пределах областей с современными глубинами, не превышающими 105м, которая соответствует повышению уровня моря после сарганской регрессии.

Помимо данных высокоразрешающей сейсмоакустики при построении карты использованы все доступные данные по буровым скважинам, вскрывшим СММП в Карском и Баренцевом морях. На этой основе разработана компьютерная база данных, включающая информацию о координатах, глубине моря и глубине залегания кровли мерзлых пород. Всего база данных включает более 25 000 записей.

Граница распространения СММП в Карском море установлена по внешним точкам на карте, она примерно совпадает с изобатой 105 м.

Карта построена в ГИС формате (рис. 1), основными слоями являются слой участков (точек) распространения СММП, слой глубин залегания кровли и слой придонной температуры. Все другие слои имеют вспомогательный характер.

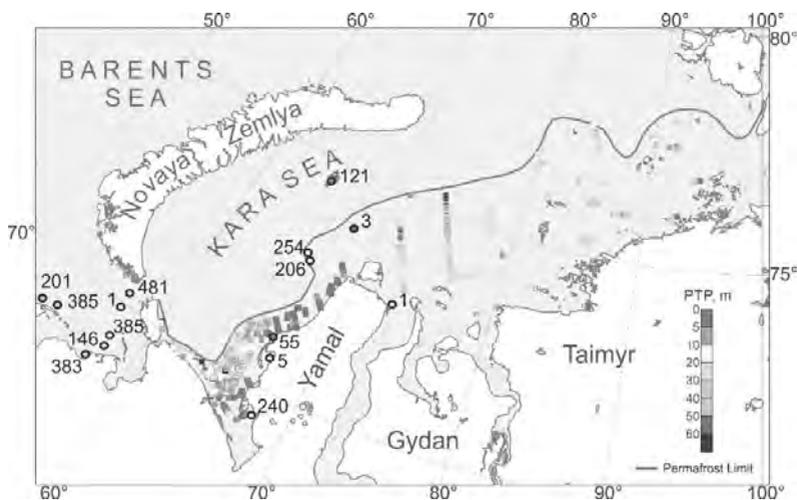


Рисунок 1. Общий вид карты распространения и условий залегания субаквальных многолетнемерзлых пород Карского моря.

Кровля СММП залегает на глубине 0–60 м ниже поверхности морского дна. Мерзлые породы, залегающие непосредственно с поверхности морского дна, встречены к западу от Марре-Сале и в районе скважины 121. Область распространения субаквальных многолетнемерзлых пород отделена от берега таликом, расположенном на глубинах 0...10 м. Максимум встречаемости в 47% приходится на глубину залегания кровли СММП 10-20 м от поверхности дна.

СММП имеют не сливающийся и островной характер, причем прослеживается тренд смены не сливающейся мерзлоты к островной в направлении от берегов в море [6]. Близ берега массивы мерзлых пород

имеют размеры в плане от нескольких сотен метров до 2 км, а в открытом море острова имеют плановые размеры в первые сотни метров, расстояние между ними также оценивается в сотни метров.

Оценки мощности СММП сделаны на основе данных бурения в Карском и ЮВ части Баренцева моря (рис. 2). Как видно из рисунка, в целом присутствует очевидная тенденция снижения мощности по мере углубления моря. Однако одна из точек (обведена кружочком) явно выпадает из общей зависимости. Скважина пробурена близ пролива Карские ворота и вскрыла высокольдистые породы до глубины более 100 м. В.П. Мельников и В.И. Спесивцев [1] объясняют это явление дополнительным охлаждением пород при струйной дегазации пород. При этом окружающие породы получают дополнительное охлаждение и формируют столбообразные мерзлые массивы. Похожие мерзлотные структуры к западу от Марре-Сале А. Портнов с соавторами относит к пингоподобным [6].

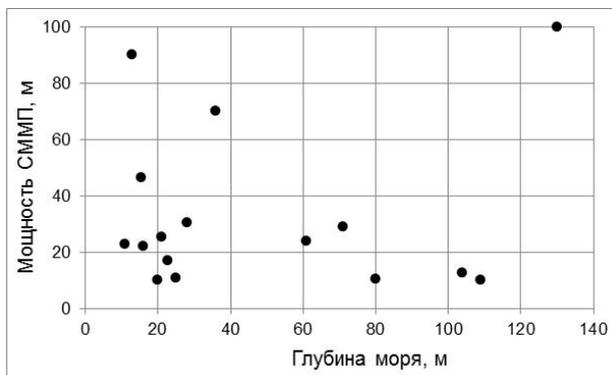


Рисунок 2. Соотношение мощности СММП и глубины моря. Кружочком обведены данные, явно выпадающие из общего тренда понижения мощности по мере возрастания глубины моря.

Основные результаты исследований сводятся к следующему:

- СММП на шельфе Карского моря достоверно идентифицируются до глубины 105 м;

- кровля СММП залегает на глубинах 0–60 м от поверхности морского дна. Глубина залегания кровли СММП подчиняется нормальному закону распределения, наибольшая встречаемость глубины залегания кровли СММП составляет 10–20 м от поверхности дна;

- установлена связь мощности СММП и глубины моря;

- составлена ГИС – ориентированная карта распространения СММП

и разработана соответствующая база данных по условиям залегания СММП Карского моря. Специальным преимуществом карты является ее актуальность, позволяющая оперативно вносить изменения по мере поступления новой информации.

Исследование мерзлых пород на шельфе Западной Арктики проводится в рамках госзадания, согласно Плану НИР ТюмНЦ СО РАН на 2018—2020 годы, протокол № 2 от 08.12.2017. Анализ и интерпретация условий и темпов изменения субаквальной мерзлоты выполнены при поддержке гранта РФФИ 18-05-60004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельников В.П. и Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск, Наука, 1995. 198 с.
2. Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А.Г. Свободный газ и многолетняя мерзлота в осадках верхней части разреза мелководных районов шельфа Печорского и Карского морей // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условия океанического перегляциала. Кн. 1. Апатиты, КНЦ РАН, 2001. С. 40–51.
3. Рокос С.И., Тарасов Г.А. Газонасыщенные осадки губ и заливов южной части Карского моря // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 66–75.
4. Рекант П.В., Васильев А.А. Распространение субаквальных многолетнемерзлых пород в Карском море // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 4. С. 72–75.
5. Рекант П.В., Гусев Е.А., Тумской В.Е. и др. Распространение и особенности залегания субаквальной криолитозоны в районе банок Семеновская и Васильевская (море Лаптевых) по данным сейсмоакустического профилирования // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Изд-во МГУ. 2009. С. 332–348.
6. Portnov A., Smith A.J., Mienert J. et al. Offshore permafrost decay and massive seabed methane escape in water depths >20m at the South Kara Sea shelf // Geophysical Research Letters. 2013. V. 40. P. 1–6.

The database of permafrost distribution at the shelf of Kara and SE part of Barents Seas is developed on the base of high-resolution seismoacoustics and recent data of the sea drilling. The GIS-oriented map of submarine permafrost is represented. Unknowns data of the submarine permafrost temperatures and thickness is reported.

**Веклич И.А., Иваненко А.Н., Левченко О.В.,
Маринова Ю.Г.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,
e-mail: ivanenko.ocean@gmail.com)

**Природа разновозрастных источников магнитных
аномалий в экваториальной части Индийского океана**

Veklich I.A., Ivanenko A.N., Levchenko O.V., Marinova Yu.G.
(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, e-mail: ivanenko.ocean@gmail.com)

**Nature of different sources of magnetic anomalies in the
equatorial part of the Indian Ocean**

Ключевые слова: Восточно-Индийский хребет, магнитная аномалия, палеоширота

Весной 2017 г. в 42 рейсе нис «Академик Борис Петров» российские ученые провели комплексные геофизические исследования в Индийском океане. Результатом работ стало получение новых данных об особенностях строения дна в районе Восточно-Индийского хребта (ВИХ) и в центральной котловине Индийского океана. Исследовано отражение этих структур в геофизических полях с целью определения их глубинной природы и выявления признаков неотектонических процессов.

Морская магнитная съемка выполнялась коллективом авторов (ИОРАН) с помощью магнитометра МПМГ-4 разработки ООО «Импеданс», показавшем исключительную надежность при выполнении более 5000 погонных миль съемки. Также использованы данные (более чем 3500 погонных миль) из базы Geodas [1]. Это позволило выполнить высокоточное картирование магнитных аномалий в изучаемых районах. Работы проводились на пяти полигонах – трех в пределах ВИХ и двух в зоне дислокаций, а также на двух микрополигонах над отдельно стоящими подводными горами и региональных профилях между полигонами.

В пределах полигонов было выделено 9 интересных объектов, характеризующихся четкими интенсивными локальными магнитными аномалиями, для изучения свойств которых были подобраны адекватные им модели. Для всех объектов подбирались с помощью специально разработанной методики геометрические параметры источников аномалий в т.ч. – координаты центра магнитных масс, дипольный момент и направление эффективной намагниченности, позволяющее оценить палеошироту (возраст) их образования. Полученные оценки позволили выделить четыре основных типа источников локальных магнитных аномалий на изучаемой площади – приповерхностные молодые, приповерхностные древние, глубинные молодые и глубинные древние. Все выделенные классы источников, очевидно, имеют разную природу и механизм образования и отражают разные

геолого-тектонические процессы эволюции Индийской литосферной плиты. Образование древних глубинных и близповерхностных источников в районе ВИХ мы вправе связать с процессами формирования основного тела хребта в результате вулcano-магматической деятельности в момент прохождения Индийской плиты над горячей точкой Кергелен. Молодые приповерхностные источники, сформированные в приэкваториальной (судя по палеошироте) области и имеющие выраженную связь с локальными положительными формами рельефа, возможно, сформировались в результате наложенного молодого вулканизма в северной части ВИХ. Глубинные молодые источники, залегающие на глубинах, сопоставимых с границей кора-мантия, возможно, связаны с проходящими здесь процессами серпентинизации.

В качестве примера ниже приводятся результаты моделирования эквивалентного источника магнитной аномалии над подводной горой (микрополигон 1) в основании западного склона северного сегмента хребта в районе 0.5° с.ш. [2].

Интерпретация магнитных аномалий над горой выполнена в трехмерном варианте и включает в себя анализ морфологии АМП (аномального магнитного поля) и его градиентов с целью выделения структурных границ и особенностей пространственного распределения источников аномалии. При этом ключевым вопросом для этого объекта, расположенного практически на экваторе, являлось определение направления его намагниченности, поскольку для корректного анализа морфологии АМП и его градиентов требуется приведение аномалии к полюсу. Решение этой задачи выполнялось методом интерактивного подбора геометрии эквивалентного источника с расчетом среднего вектора намагниченности по методу наименьших квадратов. Определение среднего направления намагниченности дало результаты по наклонению: -45° , по склонению: -25° . Далее была выполнена редукция аномалии к полюсу. Для редуцированного поля выполнялись спектральный площадной анализ, расчет вертикального градиента и частотная фильтрация с целью оценки глубин до источников аномалии и разделения полей [3]. В результате выполненного интерактивного моделирования был подобран эквивалентный по полю источник, воспроизводящий характеристики и структуру аномального магнитного поля (рис. 1). Определение средней глубины до верхней кромки и центра магнитных масс показало, что основной интервал глубин, в котором располагаются источники аномалии, составляет 3.5–7.3 км от уровня моря. Этот факт свидетельствует о наличии у исследованной горы глубоких корней и указывает на ее вулканическую природу.

Модель эквивалентного источника магнитной аномалии над горой, построенная с учетом данных анализа морфоструктуры редуцированного к полюсу АМП и спектрального анализа представляет собой два почти

изометричных в плане объекта размером 8–9 км и залегающих в диапазоне глубин от 3.9 до 8 км ниже уровня моря, намагниченных однородно и почти одинаково: 4.15 и 4.4 А/м, соответственно (рис. 1). Чтобы определить место и время образования подводной горы решалась линейная обратная задача относительно среднего вектора намагниченности объекта (палеомагнитная задача о направлении намагниченности горы) [3]. Единственное существенное отличие этих модельных тел, являющихся, по-видимому, эквивалентными по полю отображениями внутренних массивных магнитных структур в объеме горы, состоит в их разных направлениях намагниченности. «юго-западное» тело I имеет наклонение вектора намагниченности -61° , что соответствует палеошироте образования его (термоостаточной) намагниченности 42° ю.ш., а «северо-восточное» тело II — 44.5° , что соответствует палеошироте образования 26° ю.ш. Из этого следует, что оба объекта образовались намного севернее предполагаемого положения в районе 50° ю.ш. горячей точки Кергелен, «ответственной» за происхождение ВИХ [5]. Погрешность определения палеошироты в наших расчетах по имеющимся данным мы оцениваем в $2-3^\circ$.

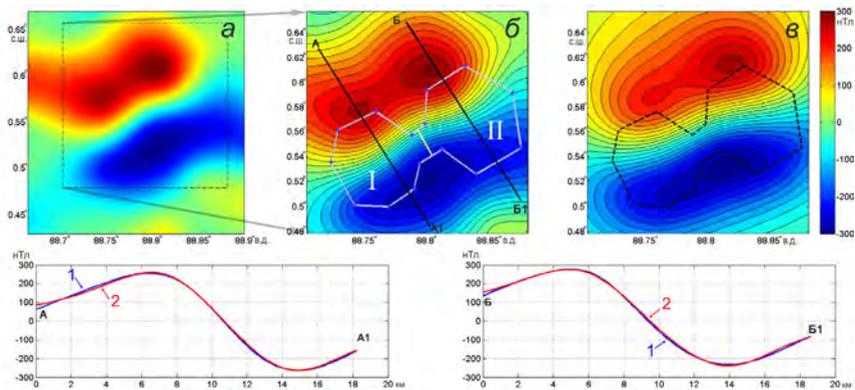


Рисунок 1. Модель эквивалентного источника магнитных аномалий: карта АМП на полигоне и ее фрагмент, использовавшийся при подборе моделей (а); карта АМП, использовавшегося при подборе моделей (исходное поле), положение в плане модельных тел I и II, положение демо-профилей А-А1 и Б-Б1 (б); карта АМП, создаваемого подобранными моделями I и II (в). 1 – исходное АМП на демо-профилях А-А1, Б-Б1; 2 — модельное АМП на демо-профилях А-А1, Б-Б1.

Столь значимые различия палеоширот образования выделенных сегментов горы приводят к выводу о двухэтапном цикле формирования этой структуры. Вначале, по нашему мнению, после образования основного вулканического массива хребта здесь на следующей фазе вторичных изли-

ный образовалась более древняя западная часть подводной горы. Затем, при последующем этапе магматической активности она расширилась в восточном направлении. При этом источник магм, судя по близким значениям оценок величины остаточной намагниченности, оставался один и тот же. В результате возник линейный (соотношение сторон ~3:1) единый объект северо-восточного простирания, по-видимому образованный магматизмом в зоне одного из разломов того же простирания, ранее выявленных разными исследователями в северном сегменте ВИХ из анализа его морфологии [4].

Глубинные источники магнитных аномалий отражают особенности геолого-тектонического строения литосферы и несут информацию о ее вещественном составе, мощности и тепловом режиме. Понимание их природы позволяет существенно расширить представление о глубинных процессах в данном конкретном регионе и, значит, получить сведения, имеющие большую теоретическую и практическую пользу. Под глубинными источниками мы здесь подразумеваем источники, выделяемые по результатам интерпретации аномалий магнитного поля, лежащие глубже слоя 2 океанской литосферы на глубинах от 2-3 км от поверхности дна безотносительно их генезиса и вещественного состава. В процессе совместной интерпретации данных о рельефе и магнитном поле было установлено, что зачастую магнитные аномалии генерируются источниками, залегающими существенно глубже видимого рельефа, а иногда – вообще в нем не проявляются. Был выделен целый класс объектов с глубоким (до 10–12 км ниже поверхности дна) залеганием нижней кромки. С целью установления природы этих и других источников аномалий предложен новый способ, позволяющий оценивать относительный возраст разноглубинных намагниченных объектов в условиях дрейфующей по широте литосферы. Способ состоит в последовательном вычислении среднего направления намагниченности по карте магнитных аномалий на полигонах методом магнитных моментов (метод Хельбига) для разных уровней. Карта магнитных аномалий последовательно пересчитывается вверх и эта процедура работает как фильтр низких частот, подавляя с ростом высоты пересчета эффект от приповерхностных источников. Таким образом, изучая поведение оценок угла наклона для разных высот пересчета, мы вправе рассчитывать на выявление возрастных отличий у разных ярусов магнитоактивных объектов, если таковые имеются.

Применение данного метода к нашим данным из 42 рейса нис «Академик Борис Петров» дало интересные и интригующие результаты. Так, для полигонов 1 и 2 с ростом высоты пересчета угол наклона становится все более вертикальным, что с учетом широтного дрейфа Индо-Австралийской плиты на север говорит о закономерном омоложении этой части ВИХ снизу вверх. Это сам по себе важный результат и подтверждает ранее высказанную одним из авторов [4] гипотезу о наличии молодого вулканизма в северной

части ВИХ. Напротив, на полигоне 3, где имеются четкие признаки масштабной блоково-разломной тектоники, омоложение идет сверху вниз, отражая тем самым возможное развитие здесь неоматизма в низах коры или же процесс серпентинизации. Окончательные выводы можно будет сделать после отбора образцов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 18-05-00316 А, № 19-05-00680 А).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. National Geophysical Data Center (NGDC), <https://www.ngdc.noaa.gov/>.
2. Левченко О. В., Ананьев Р.А., Веклич И.А. и др. Детальные геофизические исследования подводной горы в основании северного сегмента Восточно-Индийского хребта // Вестник КРАУНЦ. 2018. № 3. Вып. 39. С. 90–104.
3. Иваненко А.Н. Моделирование магнитного поля подводных гор // Магнитное поле океана / Под ред. Городницкого А.М. М. Наука. 1993. С. 68–88.
4. Левченко О.В., Сборщиков И.М., Маринова Ю.Г. Тектоника хребта Девяностого градуса // Океанология. 2014. Т. 54. № 2. С. 252–266.
5. Royer J.-Y., Peirce J.W., Weissel J.K. Tectonic constraints on the hot-spot formation of Ninetyeast Ridge // Proc. ODP Sci. Res. 121. 1991. P. 763–776.

In the spring of 2017, on the 42nd flight of the R / V “Akademik Boris Petrov”, Russian scientists conducted comprehensive geophysical studies in the Indian Ocean. The result of the work was to obtain new data on the structural features of the bottom in the region of the East Indian Ridge (IIR) and in the central basin of the Indian Ocean. The reflection of these structures in geophysical fields was studied in order to determine their deep nature and identify signs of neotectonic processes.

**Владимирова И.С.^{1,2}, Габсатаров Ю.В.^{1,2},
Лобковский Л.И.^{1,3}**

(¹Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет), г. Долгопрудный Московской обл., e-mail: vladis@gstras.ru;

²Федеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба Российской Академии наук”, г. Обнинск Калужской обл.; ³Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

Применение спутниковых геодезических данных при изучении сейсмотектонических деформаций, связанных с сильнейшими землетрясениями в зонах субдукции

Vladimirova I.S.^{1,2}, Gabsatarov Yu.V.^{1,2}, Lobkovsky L.I.^{1,3}

(¹Moscow Institute of Physics and Technology (State University), Dolgoprudny, Moscow Region; ²Federal Research Center “United Geophysical Survey RAS”, Obninsk, Kaluga Region; ³Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Application of satellite geodetic data in the study of seismotectonic deformations associated with the strongest earthquakes in subduction zones

Ключевые слова: сейсмический цикл, зона субдукции, сильнейшие землетрясения, спутниковая геодезия

Проведена интерпретация многолетних спутниковых геодезических наблюдений до, во время и после сильнейших субдукционных землетрясений: Тохоку (Япония) 2011 г., Мауле (Чили) 2010 г. и Симуширских 2006–2007 гг. на основе клавишной концепции строения субдукционных регионов. Во всех случаях выявлены и объяснены неоднородности поля скоростей смещений точек земной поверхности.

В пределах подвижного Тихоокеанского пояса сейсмическая активность достигает максимального уровня на Земле. Землетрясения, в том числе и наиболее сильные, происходят здесь примерно в 10 раз чаще, чем в других регионах земного шара, что обеспечивает наиболее благоприятные условия для изучения закономерностей сейсмического процесса [1].

В данной работе проведено детальное исследование пространственно-временного распределения деформаций, связанных с тремя катастрофическими землетрясениями, приуроченными к субдукционным системам Тихоокеанского кольца: Тохоку ($M_w = 9.0$) 11.03.2011 г. (Японская зона субдукции); Мауле ($M_w = 8.8$) 27.02.2010 г. (Чилийская зона субдукции); парные Симуширские землетрясения ($M_w = 8.3$) 15.11.2006 г. и ($M_w = 8.1$) 13.01.2007 г. (Курило-Камчатская зона субдукции).

Интерпретация смещений земной поверхности, наблюдаемых в окрестности очагов указанных событий на разных стадиях сейсмического

цикла, производится в рамках клавишной модели возникновения сильнейших землетрясений в зонах субдукции [2, 3]. В рамках этой модели предполагается, что фронтальная часть островной дуги разделена на блоки клиновидной формы (клавиши), отделенные друг от друга разломами, поперечными к островной дуге и простирающимися в глубину до кровли пододвигающейся плиты (рис. 1а). В процессе взаимодействия океанической и континентальной литосферных плит блоки накапливают напряжения, высвобождение которых происходит во время сильнейших сейсмических событий (рис. 1б). Разгружающиеся сейсмогенные блоки при этом практически мгновенно смещаются в сторону океана. На афтершоковой стадии цикла продолжается дальнейшее отступление блоков в океан, в результате чего в течение нескольких лет происходит возвращение в стадию релаксации, когда сместившиеся блоки максимально удалены от островной дуги. Данная модель может быть использована для интерпретации деформаций сегментов континентальной окраины на всех стадиях сейсмического цикла.

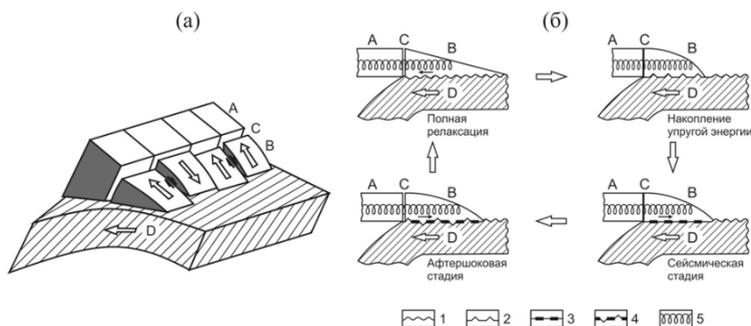


Рисунок. 1. Клавишная модель фронтальной части континентальной окраины (а) и схема последовательных этапов деформирования сейсмогенного блока и соответствующих стадий сейсмического цикла (б).

А – тыловой массив дуги; В – фронтальный сейсмогенный блок; С – продольный разлом; D – пододвигаемая плита.

1 – ненарушенная “шероховатая” структура контактной зоны (СКЗ) (стабильная стадия цикла); 2 – пластически “выровненная” СКЗ (предсейсмическая стадия цикла); 3 – сильно раздробленная и неоднородная СКЗ (стадия сейсмического вспарывания); 4 – частично восстановленная СКЗ (афтершоковая стадия цикла); 5 – пружина, имитирующая упругое взаимодействие блоков.

В пользу клавишно-блокового строения фронтальной части исследуемых островных дуг и активной континентальной окраины свидетельствуют

данные, полученных в ходе комплексных океанографических экспедиций, геологических изысканий, а также результаты анализа глобальных каталогов землетрясений [4–7].

С целью выявления особенностей полей смещений точек земной поверхности и изучения кинематики сейсмогенных блоков авторами были выполнены обработка и анализ записей региональных геодинамических сетей: Японской сети GEONET, созданной усилиями Японского Агентства Геопространственной Информации; Чилийской сети, курируемой Университетом Консепсьон, Университетом штата Огайо, Потсдамским университетом и консорциумом UNAVCO и Курильской сети, организованной в рамках сотрудничества Института морской геологии и геофизики ДВО РАН и Геофизической службы РАН.

Отметим, что во всех трех случаях в период до землетрясения имеет место сопоставленность векторов смещений точек земной поверхности, векторам конвергенции плит. В рамках клавишно-блоковой модели это отражает сжатие сейсмогенных блоков и тылового массива на межсейсмической стадии сейсмического цикла [7–10].

Непосредственно во время землетрясений (Тохоку, Мауле и первого Симуширского) на станциях упомянутых геодинамических полигонов были зафиксированы быстрые косейсмические смещения, достигшие своих максимальных значений вблизи эпицентров соответствующих событий. Полученные вектора смещений во всех случаях ориентированы по направлению к очагам землетрясений, при этом их величины уменьшаются по направлению вглубь континента. Подобный характер зарегистрированных смещений хорошо согласуется с предполагаемым в рамках клавишно-блоковой модели направлением смещения разгружающихся во время землетрясения сейсмогенных блоков и блоков тылового массива. При этом в структуре деформационных полей хорошо прослеживается влияние крупных разломных структур, уходящих корнями в зону контакта взаимодействующих литосферных плит, и разделяющих островную дугу или континентальную окраину на отдельные блоки. При этом в силу относительно слабого взаимодействия между соседними блоками, каждый из них может деформироваться независимо от смежных структурных сегментов [8–10].

Анализ продолжительных смещений, зарегистрированных на станциях геодинамических полигонов после землетрясений, позволяет четко выделить разнонаправленность движений земной поверхности, наблюдаемых вдоль простирания Японской, Чилийской и Курило-Камчатской зон субдукции. Это свидетельствует о том, что разные сегменты исследуемых регионов находятся на различных стадиях сейсмического цикла.

В частности, смещения в окрестности очаговых зон в первые годы после землетрясений сохраняют свое направление в сторону глубоководного

желоба, что в рамках клавишно-блоковой модели обусловлено продолжающимся отступлением сейсмогенных блоков в сторону океана на афтершоковой стадии сейсмического цикла. В то же время изначально высокие скорости смещений убывают со временем, а их направления постепенно разворачиваются к стационарному межсейсмическому состоянию, что свидетельствует о наличии в окрестности очаговых зон землетрясений постсейсмических процессов, носящих весьма комплексный характер [11–13]. Высокие скорости наблюдаемых постсейсмических деформаций земной поверхности, по-видимому, обусловлены существенно пониженной эффективной вязкостью нижележащего астеносферного клина вследствие локального разуплотнения его материала за счет поступления флюидов из субдуцирующего слэба [13].

При этом отдельные сегменты тыловых массивов Чилийской и Курильской субдукционных систем продолжают смещаться в сторону океана, практически сохраняя направление и скорость в течение нескольких лет. Столь устойчивый характер движений может найти объяснение в рамках модели нестационарной горизонтально расширяющейся верхнемантийной ячейки, примыкающей к зоне субдукции [14].

Таким образом, все многообразие движений, наблюдаемых на разных стадиях сейсмических циклов, связанных с сильнейшими субдукционными землетрясениями, находит взаимосогласованное объяснение в рамках клавишной концепции строения субдукционных регионов в сочетании с моделями вязкоупругой релаксации в астеносфере и нестационарной конвективной системы в верхней мантии.

Авторы признательны проф. РАНГ.М. Стеблову, проф. И.А. Гарагашу и к.г.-м.н. Б.В. Баранову за содержательные обсуждения работы, конструктивные замечания и помощь в проведении исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-50-00095) и в рамках государственной программы повышения конкурентоспособности ведущих университетов Российской Федерации среди ведущих мировых научно-образовательных центров (программа 5-100).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Федотов С.А. О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. Гл. 8. С. 121–150.
2. Лобковский Л.И., Баранов Б.В. Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах // ДАН. 1984. Т. 275. № 4. С. 843–847.
3. Lobkovsky L.I., Kerchman V.I., Baranov B.V., Pristavakina E.I. Analysis of seismotectonic processes in subduction zones from the standpoint of a keyboard

- model of great earthquakes // *Tectonophysics*. 1991. V. 199. P. 211–236.
4. Baranov B.V., Ivanchenko A.I., Dozorova K.A. The Great 2006 and 2007 Kuril Earthquakes, Forearc Segmentation and Seismic Activity of the Central Kuril Islands Region // *Pure Appl. Geophys.* 2015. V. 172. N. 12. P. 3509–3535.
 5. Melnick D., Echtler H.P. Morphotectonic and Geologic Digital Map Compilations of the South-Central Andes (36°–42° S) // *The Andes. Active Subduction Orogeny*. Springer-Verlag: Berlin, 2006. Ch. 30. P. 565–568.
 6. Loveless J.P., Brendan J.M. Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. N B02410. P. 1–35.
 7. Стеблов Г.М., Лобковский Л.И., Владимирова И.С. и др. Сейсмотектонические деформации Курильской островной дуги на различных стадиях сейсмического цикла, приуроченные к Симуширским землетрясениям // *Вулканология и сейсмология*. 2018. № 6. С. 57–69.
 8. Лобковский Л.И., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Стеблов Г.М. Сейсмотектонические деформации, связанные с землетрясением Тохоку 2011 г., на разных стадиях сейсмического цикла по данным спутниковых геодезических наблюдений // *ДАН*. 2018. Т. 481. № 5. С. 548–552.
 9. Лобковский Л.И., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В. и др. Сейсмотектонические деформации, связанные с землетрясением Мауле 2010 г., на разных стадиях сейсмического цикла по данным спутниковых геодезических наблюдений // *ДАН*. 2017. Т. 477. № 6. С. 716–721.
 10. Лобковский Л.И., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В. и др. Постсейсмические движения после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. на различных стадиях сейсмического цикла // *ДАН*. 2017. Т. 473. № 3. С. 359–364.
 11. Marone C.J., Scholz C.H., Bilham R.G. On the mechanics of earthquake afterslip // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. N. B5. P. 8441–8452.
 12. Pollitz F.F., Bürgmann R., Banerjee P. Post-seismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth. // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 167. P. 397–420.
 13. Wang K., Hu Y., He J. Deformation cycles of subduction earthquakes in a viscoelastic Earth. // *Nature*. 2012. V. 484. N. 7394. P. 327–332.
 14. Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 3. С. 476–495.

The data of multiannual satellite geodetic observations before, during, and after the strongest subduction earthquakes: Tohoku (Japan) 2011, Maule (Chile) 2010, and the Simushir 2006–2007 are interpreted on the basis of the keyboard model of the structure of the subduction region. In all cases, the inhomogeneities in the field of displacement rates of the Earth's surface are revealed and explained.

Глазырин Е.А.

(АО «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: glazyrin@ymg.ru)

Морфология и динамика головной части подводного каньона Мзымты (Черное море)

Glazyrin E.A.

(JSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

Morphology and dynamics of the head of the submarine canyon Mzymta (Black Sea)

Ключевые слова: подводный каньон, морфология, литодинамика, Черное море

Описывается морфология головной части подводного каньона Мзымты (Черное море) и характер литодинамических процессов. Оценивается динамика продвижения каньона к берегу с 2008 года и ее зависимость от морфологии головной части каньона.

Активное продвижение подводных каньонов к берегу составляет проблему безопасного использования прибрежно-шельфовой зоны.

Каньон Мзымты служит частью относительно крупной денудационно-литодинамической каньонной системы, охватывающей сухопутный бассейн денудации рек (Мзымта, Псоу и др.) южного склона Большого Кавказа и подводный бассейн каньона с прилегающим конусом выноса. Это наиболее крупный и активный каньон Российского сектора Черного моря. Он прорезает континентальный склон с выходом конуса выноса в абиссальную котловину моря, а верховья вплотную приближены к береговой зоне. Длина каньона составляет около 95 км с превышением в 2025 м. К каньону примыкает плоский конус выноса шириной в 28 км, протягивающийся на 55 км до глубин порядка 2100 м [1, 2].

В верхней части каньон Мзымты разветвляется на каньоны Мзымтинский и Псоу, разделяемые подводным Константиновским мысом. Они в свою очередь распадаются на веер более мелких каньонов головной части. Эти каньоны носят самостоятельное название, они врезаются в верхнечетвертичную аллювиально-морскую террасу мощностью до 100 м и описаны коллективом авторов [3]. Глубина эрозионного вреза этих каньонов по тальвегу достигает 100–150 м.

Морфология и динамика головной части каньона рассматривается на основе исследований, проводимых АО «Южморгеология» по программе государственного мониторинга состояния недр прибрежно-шельфовой зоны. Используются методы сейсмоакустического профилирования, гидролокации бокового обзора, эхолотирования, подводного фототелевизионного обследования, пробоотбора донных отложений.

Выполненный объем эхолотирования с привлечением гидрографических карт позволил синтезировать модель рельефа дна головной части каньона

Мзымты (рис. 1). Анализ наиболее качественных гидролокационных изображений дна за 2008, 2012, 2017, 2018 и 2019 годы дал возможность оценить динамику продвижения каньона (его абразионно-эрозионной границы) и развития подводно-оползневых процессов.

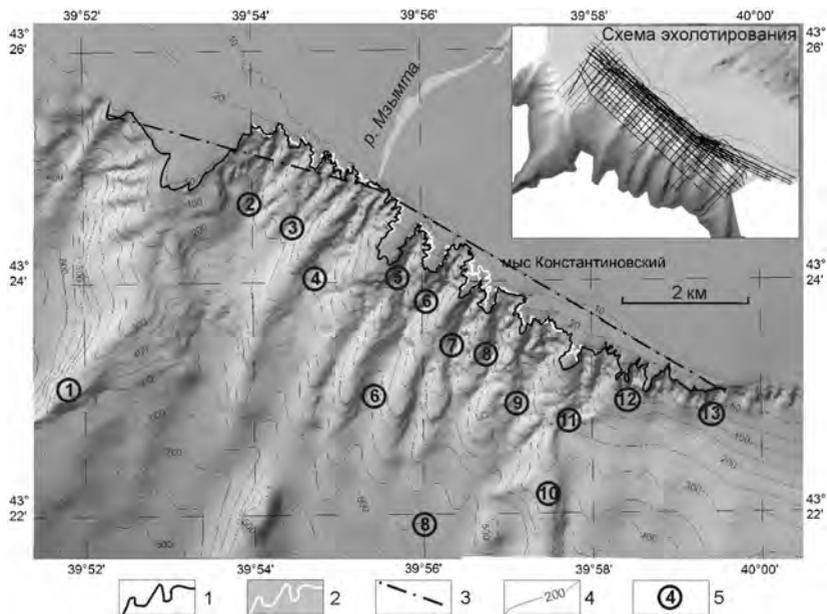


Рисунок 1. Морфология головной части каньона Мзымты, свето-теневой рельеф по состоянию на 2014 г., береговая линия по состоянию на 2017 г.

1–2 – абразионно-эрозионная граница: 1 – 2008 г., 2 – 2019 г.; 3 – линия проецирования; 4 – изобаты, м; 5 – морфологические элементы: 1 – подводный Адлерский мыс, 2 – каньон Мзымтинский западный, 3 – каньон Мзымтинский центральный; 4 – каньон Мзымтинский восточный, 5 – каньон Кальмар, 6 – каньон Новый, 7 – каньон Константиновский западный, 8 – каньон Константиновский, 9 – каньон Константиновский восточный, 10 – подводный Константиновский мыс, 11 – каньон Некрасовский, 12 – каньон Цимлянский, 13 – каньон Имеретинский.

Оценка динамики продвижения головной части каньона (ближайшее расстояние до берега, глубина) произведена по точкам пересечений его абразионно-эрозионной границы с реперными линиями, ориентированных перпендикулярно линии проецирования. Линия проецирования выбрана как осредняющая конфигурацию абразионно-эрозионной границы (рис. 1). Расстояние между реперными линиями изменяется в зависимости от сложности

конфигурации абразионно-эрозионной границы от 10 м до 100 м. Среднее расстояние между линиями составило 29 м. Использовано от 151 до 416 точек пересечений (замеров) в зависимости от длины прослеженной абразионно-эрозионной границы гидролокацией бокового обзора в различные годы. Графический пример результатов последних измерений иллюстрирует рисунок 2. Результаты оценки по состоянию на 2017 год представлены ранее [2].

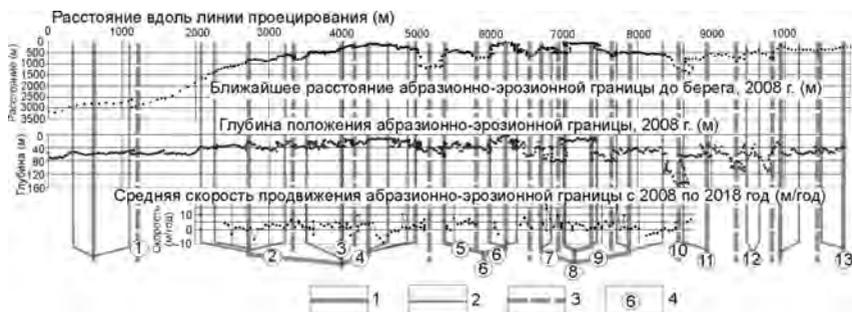


Рисунок 2. Графики положения абразионно-эрозионной границы головной части каньона Мзымты и средних скоростей ее продвижения. 1 – тальвеги каньонов; 2 – тальвеги боковых ответвлений каньонов; 3 – водоразделы каньонов; 4 – морфологические элементы (см. рис. 1).

Абразионно-эрозионная граница головной части каньона Мзымты почти вплотную придвинута к берегу на дистанцию до 17 м, в среднем составляя 475 м. Средняя глубина положения абразионно-эрозионной границы составляет 30 м, с экстремальным продвижением до глубины менее 10 м.

В генерализованном виде форма головной части каньона Мзымты в плане в соответствии с [4] приближается к предельной - субпараллельной береговой линии (рис. 1, 2). Развитие каньонов предельного типа происходит за счет бокового расширения их головной части, а вершинная граница подчиняется береговой и остается относительно стабильной. Частным примером этого служит каньон Константиновский. Вместе с этим часть каньонов, например каньоны Кальмар, Константиновский западный, имеет клиновидную форму, что свидетельствует об их активном продвижении к берегу.

Средняя скорость продвижения абразионно-эрозионной границы к берегу на отрезке от каньона Мзымтинский западный до подводного мыса Константиновский за период с 2008 по 2018 год оценивается в 2,2 м/год с вариациями от -9,0 до 16,8 м/год на отдельных участках берега (рис. 2). Данные среднегодовые скорости продвижения каньонов соотносятся с ранее приводимыми в [3, 5].

Максимальные скорости продвижения абразионно-эрозионной границы у большинства мелких каньонов головной части каньона Мзымты

фиксируются преимущественно не в вершинных их частях, а во фланговых (рис. 2). Это указывает на их рост преимущественный во фланговых (боковых) участках с расширением фронта продвижения по мере приближения к берегу. Осевые же части каньонов не редко относительно стабильны и даже могут периодически отступать за счет преобладания аккумуляции осадков (например, каньон Мзымтинский восточный). Лишь у клиновидных в плане каньонов максимальные скорости продвижения характерны для вершинной части. В результате происходит выравнивание общего фронта продвижения каньона Мзымты, что еще раз свидетельствует о стремлении его формы к предельной.

Сравнение абразионно-эрозионной границы в плане (рис. 1) и графика ближайшего расстояния абразионно-эрозионной границы до берега (рис. 2), показывает менее изрезанный характер последнего. Некоторые каньоны на графике ближайшего расстояния проявлены достаточно слабо, например каньоны Мзымтинский западный, Мзымтинский центральный, Мзымтинский восточный, Константиновский восточный. Такое различие указывает на проявляющееся влияние положения и конфигурации берега на эволюцию абразионно-эрозионной границы, т.е. переход формы головной части каньона Мзымты к предельной.

Положение абразионно-эрозионной границы в различные годы за период 2008–2019 гг. показывает возвратно-поступательный характер ее продвижения. Это связано с ее отступанием от берега при накоплении донных осадков за счет поставки аллювиального материала с бассейна денудации, и периодическим возобновлением ее наступления при эвакуации накопившейся массы осадков вниз по каньону.

В соответствии с геоморфологическим делением продольного профиля каньонов [6] описываемая головная часть каньона с мигрирующей абразионно-эрозионной границей соответствует весьма узкому выпуклому (оползневому) участку [2]. Для нее характерны аккумуляция донных отложений преимущественно за счет выноса рек и их удаление абразионно-эрозионными и декливиальными процессами [1, 2]. Гидролокацией бокового обзора и подводным фототелевизионным обследованием здесь визуализированы оползни, оплывины, крип, осыпание, отколы и обвалы. Оцениваемая по данным гидролокации бокового обзора среднескользящая линейная пораженность оползнями головной части каньона Мзымты за период 2008–2019 гг. составила 18%, варьируя в отдельные годы от 12% до 23%. Ширина зафиксированных оползневых тел достигают 155 м, а длина – до 90 м. Некоторые оползни являются эшелонированными и состоят из 2-3 расположенных друг под другом оползней. Учитывая, что гидролокацией не фиксируются оползни размером до 10 м, реальная пораженность бровки шельфа оползневыми процессами больше.

Полученные грунтовые колонки длиной до 2 м показали, что алевропелитовые донные осадки на участках их аккумуляции интенсивно загазованы. При поднятии на борт судна донные осадки разбухают, расплзаются и приобретают очень пористое строение. Такая загазованность дополнительно провоцирует оползнеобразование. Нередко кровля загазованных осадков резкая, где бронируется оползневыми зеркалами.

Приведенные данные показывают варьирующий характер динамики головной части подводного каньона Мзымты в зависимости от морфологии его ответвлений. В целом морфология головной части каньона приближается к предельному типу, где влияние на ее форму начинает оказывать конфигурация береговой линии.

В сообщении использованы геологические материалы, полученные при выполнении государственных контрактов № 28/01/60-2, 35/01/60-11, 42/01/60-9, 01/20/60-2, 25/2016-04-12, 14/2017-04-ЮРЦ(02), 02/2018-04-ЮРЦ(02).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глазырин Е.А., Мараев В.Л. Подводные каньоны Мзымты и Шахе: морфология, литодинамические процессы. DOI: 10.29006/978-5-91522-473-4.2018.84 // Система Черного моря. Москва: Научный мир, 2018. С. 84–105. DOI: 10.29006/978-5-91522-473-4.2018.
2. Глазырин Е.А. Морфология и литодинамика каньона Мзымта, как фактор влияния на береговую зону Сочи // Грозненский естественнонаучный бюллетень. 2018. Т. 3, № 2 (10). С. 16-25. DOI: 10.25744/genb.2018.10.2.002.
3. Имеретинская низменность. Природно-геологические условия, проблемы освоения / И.П. Балабанов, С.П. Никифоров, И.С. Пашковский и др.; под редакцией И.П. Балабанова. М.: ООО «Издательский дом Недра», 2011. 281 с.
4. Mazières A., Gillet H., Castelle B. et al. High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay—French Atlantic coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling // Marine Geology. 2014. V. 351. P. 1–12.
5. Ярославцев Н.А., Сафьянов Г.А., Петров В.А. Морфодинамика системы подводных каньонов морского края Имеретинской низменности (Черное море) // Сложные системы. 2016. № 2 (19). С. 22–44.
6. Brothers D.S., Brink U.S., Andrews B.D. et al. Geomorphic process fingerprints in submarine canyons // Marine Geology. 2013. V. 337. P. 53–66.

The morphology of the head of the submarine canyon Mzymta (Black Sea) and the nature of lithodynamic processes are characterized. The dynamics of the advance of the canyon to the coast since 2008 and its relationship with the morphology of the head of the canyon are estimated.

Глазырин Е.А.

(АО «Южморгеология», г. Геленджик, e-mail: glazyrin@ymg.ru)

Морфология и динамика головной части подводного каньона Шахе (Черное море)

Glazyrin E.A.

(JSC «Yuzhmorgeologiya», Gelendzhik)

Morphology and dynamics of the head of the submarine canyon Shahe (Black Sea)

Ключевые слова: подводный каньон, морфология, литодинамика, Черное море

Описывается морфология головной части подводного каньона Шахе (Черное море) и интенсивность проявления литодинамических процессов, в том числе оползневых процессов. Оценивается динамика продвижения головной части каньона к берегу с 2008 г. и ее вариации вдоль абразионно-эрозионной границы.

Каньон Шахе расположен напротив устья одноименной реки южного склона Большого Кавказа. Это один из наиболее крупных и активных каньон Российского сектора Черного моря [1]. Его характеристика дана ранее [2].

Морфология и динамика головной части каньона Шахе рассматривается по результатам работ, выполненных АО «Южморгеология» по программе государственного мониторинга состояния недр прибрежно-шельфовой зоны (государственные контракты № 28/01/60-2, 35/01/60-11, 42/01/60-9, 01/20/60-2, 25/2016-04-12, 14/2017-04-ЮРЦ(02), 02/2018-04-ЮРЦ(02)). Используются методы сейсмоакустического профилирования, гидролокации бокового обзора (ГБО), эхолотирования, подводного телевизионного обследования, пробоотбора донных отложений (грунтовые трубки и дочерпатели).

Длина тальвега каньона Шахе составляет около 85 км с превышением около 2050 м. Ниже к каньону примыкает плоский конус выноса шириной 15 км. Он протягивается на 50 км до глубин около 2130 м. В нижней части конус выноса перебивается и наращивается шлейфом разноса донных осадков контурными течениями по абиссальной равнине [2, 3].

Вершина каньона изогнутым клином вдается в шельфовую часть на 8 км. Ширина вреза на шельфе достигает 8 км, а глубина до 700 м. Головная часть каньона ветвится на ряд боковых более мелких соподчиненных врез (рис. 1). Вершина каньона располагается в 1,5 км от берега и в 2,6 км от устья реки Шахе, как границы сопряженного бассейна денудации. На фронте продвижения каньона скапливается терригенный материал выноса реки Шахе. Верхняя кромка головной части каньона на шельфе (абразионно-эрозионная граница) продвинута с глубины 100 м до 20 м.

Узкая полоса перехода головной части каньона к плоскому шельфу с разделяющей абразионно-эрозионной границей в соответствии с геоморфологическим делением продольного профиля каньонов [4] относится к выпуклому (оползневному) участку [3]. Телеуправляемым аппаратом здесь зафиксировано широкое развитие декливиальных процессов, обусловленных аккумуляцией донных осадков и периодической потерей ими гравитационной устойчивости на выпуклом склоне. Повсеместно развиты небольшие, но частые декливиальные шлейфы и конусы выноса, состоящие из комков ила. В результате постоянного гравитационного схода донных осадков склоны каньона здесь нередко имеет желобчатое строение. Активно развиты оползневые процессы различной интенсивности – от частых малообъемных оплывин и оползаний, до площадных оползней с выраженными зеркалами скольжения и трещинами отрыва.

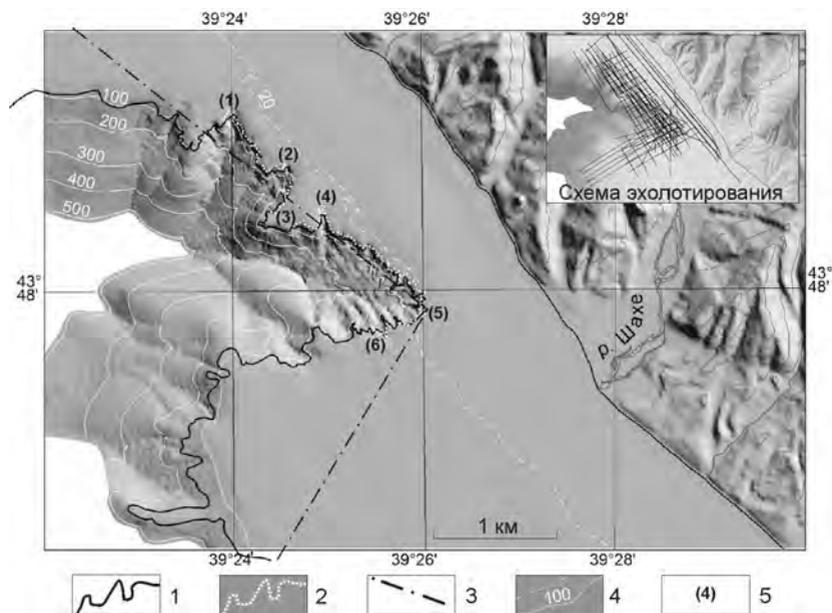


Рисунок 1. Морфология головной части каньона Шахе, свето-теневой рельеф.

1–2 – абразионно-эрозионная граница: 1 – 2008 г., 2 – 2019 г.; 3 – линия проецирования; 4 – изобаты, м; 5 – морфологические элементы (в тексте).

Гидролокацией бокового обзора зафиксированы оползни шириной до 230 м. Наиболее распространены оползни шириной около 20 м. По данным анализа ГБО за 2008–2019 гг. среднемноголетняя пораженность относительно

крупными (более 10 м) оползнями этого участка составляет 14%, с вариацией от 11% до 19% в различные годы. Скольжение нелитифицированных масс вниз по все более крутому склону по данным видеонаблюдений приводит к формированию мутьевых потоков.

На глубинах свыше 70–100 м в крутых бортах каньона обнажаются коренные породы терригенного и карбонатного состава. Они имеют следы активного развития отколов по трещиноватости и тектоническим трещинам, обвальных процессов, разгрузки подземных вод. Широкому развитию оползневых процессов способствует повсеместная загазованность аккумулируемых алевропелитовых осадков, устанавливаемая сейсмоакустическими методами, опробованием грунтовыми трубками и видеонаблюдениями. В полученных грунтовых колонках длиной до 2 м оползневые контакты часто приурочены к резкой смене загазованности (рис. 2).

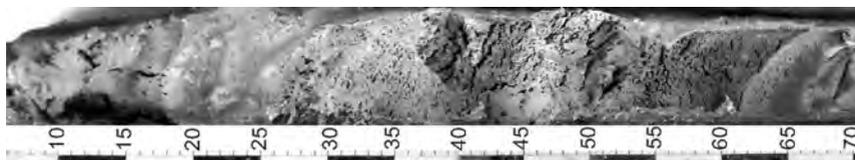


Рисунок 2. Загазованность донных осадков с обводненным оползневым срывом на интервале 20–25 см, грунтовая колонка, глубина 60 м.

Анализ наиболее качественных гидролокационных изображений дна за 2008, 2012, 2017 и 2018 гг. позволил оценить динамику продвижения головной части каньона по миграции абразионно-эрозионной границы. Оценка динамики продвижения головной части каньона (ближайшее расстояние до берега, глубина) выполнена по точкам пересечений абразионно-эрозионной границы с реперными линиями, расположенных через 50 м и ориентированных перпендикулярно линии проецирования. Линия проецирования выбрана как осредняющая к конфигурации абразионно-эрозионной границы (рис. 1). Для характеристики морфологии абразионно-эрозионной границы использовано до 278 замеров по 209 реперными линиями. Оценка скорости продвижения выполнена по меньшей выборке из-за различного покрытия ГБО. Графический пример результатов иллюстрирует рис. 3.

Средняя скорость продвижения абразионно-эрозионной границы за период с 2008 по 2018 гг., полученная по 67 реперным линиям, составила 2,6 м/год с вариациями на отдельных отрезках от –10,2 до 16,2 м/год. Определение средних скоростей за менее представительные интервалы времени дают разброс: 2008–2011 гг. – 2 м/год, 2008–2012 гг. – 3,6 м/год, 2008–2017 гг. – 3,3 м/год. Данные по большому количеству точек замера (97 реперных линий), но за менее представительный период (2008–

2012 гг.) показывает идентичное распределение скоростей вдоль абразионно-эрозионной границы. При этом за счет менее представительного периода наблюдений на графике наблюдается более высокая вариация скоростей (рис. 3).

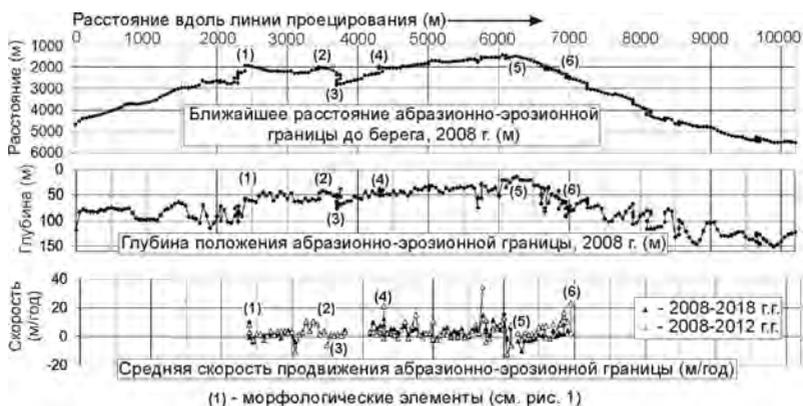


Рисунок 3. Графики положения абразионно-эрозионной границы головной части каньона Шахе и средних скоростей ее продвижения.

Распределения средних скоростей вдоль абразионно-эрозионной границы (графики расстояние и глубина) показывает некоторые закономерности в продвижении головной части каньона (рис. 3):

- максимальные скорости приурочены к северным флангам вершин каньонов и отвершков, а минимальные к южным (морфологические элементы 1, 2, 5 на рис. 1 и 3), что связывается с поступлением вдольберегового транзита донных осадков от устья р. Шахе с юга и дефицитом поступления осадков с севера;

- в осевой части головы каньона (морфологический элемент 5 на рис. 1 и 3) скорость минимальна и даже наблюдается отступление абразионно-эрозионной границы, что связывается с компенсацией абразионно-эрозионных и декливиальных процессов аккумуляцией осадков от поступления твердого стока р. Шахе и перехвата вдольберегового транзита осадков;

- за пределами активной поставки донных осадков от устья р. Шахе скорость продвижения постепенно возрастает (морфологический элемент 6 и фланги от элемента 5 на рис. 1 и 3);

- выступающие в море межканьонные мысы и водоразделы обладают низкими скоростями (морфологический элемент 3, участок между элементами 1 и 2, 4 и 5 и др. на рис. 1 и 3);

- максимальные скорости фиксируются у эрозионных ложбин стока (морфологический элемент 4 на рис. 1 и 3).

Объем эхолотирования за 2008–2014 гг. (рис. 1) позволил детализировать имеющиеся гидрографические данные, сформировать обобщенную модель рельефа головной части каньона и на ее основе оценить скорость изменения глубины абразионно-эрозионной границы при продвижении головной части каньона. В 2008 г. средняя глубина положения абразионно-эрозионной границы на изученном интервале составляла 78 м, минимальная – 14 м, максимальная – 151 м. Скорость изменения глубины абразионно-эрозионной границы за 2008–2018 гг. в среднем составила 0,7 м/год (продвижение вверх по рельефу) с вариациями по отдельным реперным линиям от 2,3 до 3,7 м/год. Распределение скорости изменения глубины абразионно-эрозионной границы полностью отвечает распределению скорости продвижения каньона, в связи с чем ее график здесь не приводится.

Выполненные наблюдения впервые позволили получить численные характеристики продвижения головной части каньона Шахе и выявили ряд закономерностей, связываемые с конфигурацией абразионно-эрозионной границы относительно поставки донных осадков. Дальнейшие исследования при более полном охвате головной части ГБО позволят уточнить и детализировать приведенные данные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев В.М., Шельтинг С.К. К геоморфологии Российского сектора Чёрного моря // Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. М.: Геос, 2007. С. 6–8.
2. Глазырин Е.А., Мараев В.Л. Подводные каньоны Мзымты и Шахе: морфология, литодинамические процессы. // Система Черного моря. Москва: Научный мир, 2018. С. 84–105. DOI: 10.29006/978-5-91522-473-4.2018.84
3. Глазырин Е.А. Геоморфология и литодинамика подводных каньонов как инженерно-геологический фактор освоения углеводородных ресурсов (на примере Российского сектора Черного моря) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 2. С. 1–12. DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/18_2019.
4. Brothers D.S., Brink U.S., Andrews B.D., Chaytor J.D., Twicheland D.C. Geomorphic process fingerprints in submarine canyons // Marine Geology. 2013. V. 337. P. 53–66.

The morphology of the head of the submarine canyon Shahe (Black Sea) and the intensity of the manifestation of lithodynamic processes, including landslide processes, are described. The dynamics of the advancement of the head part of the canyon to the coast since 2008 and its variations along the abrasion-erosion border are estimated.

**Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко А.Н.
Попов К.В., Шишкина Н.А.**

(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва,
e-mail: shish4646@mail.ru)

**Глубинные магнитные аномалии океанической коры
Gorodnitskiy A.M., Brusilovsky Yu.V., Ivanenko A.N.,
Popov K.V., Shishkina N.A.
(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, e-mail: shish4646@mail.ru)
Deep magnetic anomalies of the oceanic crust**

Ключевые слова: гидратация верхней мантии, магнитные аномалии, магнитное моделирование, петромагнитные исследования, зоны поддвига

Интерпретация и комплексный анализ результатов геомагнитных съемок в океанических областях, магнитное и плотностное моделирование, а также данные петромагнитных исследований образцов океанической коры, наглядно свидетельствуют о том, что наряду с сейсмическим слоем 2А, источником магнитных аномалий в океанической коре является нижний серпентинитовый слой, который образуется при гидратации гипербазитов верхней мантии океанской водой. Петромагнитные исследования океанических серпентинитов показывают, что основным носителем магнетизма в них является магнетит, составляющий до 5 и более процентов. Выделяются три основных типа гидратации верхней мантии и соответствующей серпентинизации гипербазитов в океанических областях.

Геомагнитные съемки, выполненные в последние десятилетия в пределах океанических областей, петромагнитный анализ образцов из глубинных слоев океанической коры и комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов, свидетельствуют о том, что, наряду с магнитным сейсмическим «базальтовым» слоем 2А, являющимся носителем геоисторической информации, в океанической литосфере содержатся глубинные магнитные тела, создающие интенсивные аномалии магнитного поля. Комплексный анализ геофизических материалов показывает, что глубинные источники магнитных аномалий, по большей части связаны с серпентинитовыми телами, которые установлены практически во всех основных морфотектонических структурах дна Мирового океана: срединных хребтах, абиссальных котловинах, внутриплитовых асейсмичных поднятиях и зонах поддвига.

Согласно современным геодинамическим моделям формирования океанической литосферы, в процессе спрединга, при проникновении океанской воды по трещинам в область характеристических изотерм Хесса (350–400°C), начинается серпентинизация гипербазитов верхней мантии с образованием антигоритовой и лизардит-хризатилевой модификациями

серпентинитов. Изотопный анализ воды в офиолитовых комплексах показывает, что океанская вода проникает в мантию сверху. Глубина ее проникновения лимитируется глубиной залегания поверхности хрупко-пластического перехода, где, вещество становится пластичным. В нем происходит подплавление микротрещин, и оно становится непроницаемым для воды и пара. Этот переход из хрупкого в пластическое состояние происходит в интервале давлений 150–260 МПа при температуре около 350°С.

Многочисленные петромагнитные исследования океанических серпентинитов показывают, что основным носителем магнетизма в них является магнетит, составляющий до 5 и более процентов. Магнитные параметры магнетита в серпентинитах определяются не только его количеством, но и формой его зерен и характером их распределения. Полученные результаты свидетельствуют о том, что серпентинизированные гипербазиты обладают высокими значениями остаточной намагниченности и фактора Кенигсбергера, и могут быть источником интенсивных магнитных аномалий.

Совместный анализ результатов геолого-геофизических исследований океанической литосферы и современных моделей теоретической геодинамики позволяет выделить три основных типа гидратации гипербазитов верхней мантии океанской водой с их последующей серпентинизацией. К первому типу относится фронтальная гидратация, билатеральная по отношению к осевым зонам срединных хребтов на их флангах по системе микротрещин, которая приводит к наращиванию в низах коры пластичного серпентинитового слоя мощностью около 2 км. Второй тип связан с глубинным проникновением океанской воды в зонах растяжения по крупным сквозькоровым трещинам в верхнюю мантию, где серпентинизация лимитируется глубиной изотермы Хесса. В этом случае в бортах разломов формируются субвертикальные протрузии и силлы. Пониженная плотность серпентинитов стимулирует субвертикальный подъем вышележащих блоков коры. Третий тип гидратации приурочен к зонам субдукции. Океанская вода проникает здесь сверху вниз по крупным трещинам, образующимся в пододвигающейся плите, что приводит к последующей серпентинизации в соответствующих РТ-условиях. Наряду с этим, происходит также гидратация и серпентинизация гипербазитов в надвигающейся плите за счет выпаривания воды из пододвигающейся плиты.

Поскольку нижний серпентинитовый слой океанической коры является труднодоступным для геологического изучения, его наличие в низах коры, не нарушенной разломами, может быть косвенно диагностировано геофизическими методами. Положение о наращивании океанической коры с возрастом подтверждается многочисленными сейсмическими данными о ее утолщении на 1.5–2.0 км в интервале 0–40 млн. лет. В ряде районов

Тихого океана, в том числе на плите Кокос, в низах коры обнаружен слой пониженных сейсмических скоростей (6.8 км/с) с мощностью 2 км. По данным Фокса и Апдайка, которые анализировали величины сейсмических скоростей в низах коры для главных котловин Мирового океана, из 243 определений более половины измеренных определений скоростей находится в интервале 6.2–6.8 км/с.

Билатеральная фронтальная симметрия гидратации верхней мантии океанической литосферы относительно осей срединных хребтов с образованием магнитных объектов подтверждается также геомагнитными данными. Как показывают результаты геомагнитных съемок, для океанической литосферы с возрастом 30 млн. лет и более, наблюдается закономерное увеличение размаха линейных аномалий. Вместе с тем, петромагнитные исследования океанических базальтов из сейсмического слоя 2А свидетельствуют о том, что их первичная намагниченность с возрастом резко снижается. Происходит это в результате проникновения в верхний базальтовый слой океанской воды, что приводит к низкотемпературному однофазному окислению титаномагнетита. Увеличение размаха магнитных аномалий поэтому может быть связано с серпентинитовым слоем. Так в наиболее древней по возрасту литосферы Северо-Западной котловине Тихого океана установлена высокая интенсивность линейных магнитных аномалий мезозойской шкалы несмотря на малую величину намагниченности образцов, отобранных из базальтового слоя. Существование в низах коры магнитного серпентинитового слоя подтверждается также результатами магнитного моделирования в глубоководных котловинах и на асейсмичных поднятиях, которые свидетельствуют о том, что мощность магнитоактивного слоя в океанической литосфере соответствует мощности коры. Интенсивная фронтальная серпентинизация гипербазитов верхней мантии на флангах Срединно-Атлантического хребта нашла подтверждение в результатах интерпретации результатов гравиметрических съемок [1]. Как показало плотностное моделирование, билатеральное увеличение размаха линейных магнитных аномалий с 30 млн. лет сопровождается понижением средней расчетной интегральной плотности.

Второй тип серпентинизации связан с гидратацией верхней мантии по крупным сквозькоровым разломам и трещинам, к которым относятся рифтовые долины медленно-спрединговых хребтов и трансформные разломы. Глубина гидратации в этом случае значительно больше и лимитируется только глубинным положением изотермы Хесса, (до 30 км). Это может приводить к образованию глубинных «серпентинитовых корней» в трогах трансформных разломов с тангенциальным раскрытием, а также серпентинитовых протрузий и силлов в бортах крупных разломов и рифтовой долины. Наличие серпентинитовых корней косвенно

подтверждается данными геомагнитной и гравиметрической съемок в тех зонах трансформных разломов Атлантического и Тихого океанов, где отмечается сдвиг с тангенциальным растяжением. К ним относятся трансформные разломы Кейн и Атлантис в Атлантическом океане, Хизена и Мендосино в Тихом океане. Под ними обнаруживаются разуплотненные серпентинитовые магнитные корни до глубин 12–15 км. В их ущельях практически повсеместно обнаружены серпентинизированные гипербазиты с высокой намагниченностью. Это относится к крупнейшим тихоокеанским разломам Мендосино, Меррей, Кларин, Хизена, Элтанн и др. Магнитное моделирование свидетельствует о возможности существования под трогами этих разломов глубинных серпентинитовых корней. Второй тип гидратации гипербазитов верхней мантии через глубокие сквозькоровые трещины приводит к формированию массивных серпентинитовых образований, силлов и протрузий, которые создают гравитационную неустойчивость и стимулируют субвертикальные перемещения вышележащих блоков океанической коры. Это также вызывает расчленение рельефа дна, как в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта, так и в бортах трансформных разломов [2]. Третий тип серпентинизации в зонах поддвига приводит к формированию поясов глубинных магнитных аномалий предположительно серпентинитовой природы, как правило, конформным островодужным системам. Такие аномалии выявлены в регионах Алеутской и Японо-Курильской островодужных систем.

Полученные материалы указывают на то, что глубинные серпентинитовые магнитные образования вносят существенный вклад в аномальное магнитное поле океанических областей. Наблюдаемые аномалии, в том числе и линейные, связаны со всей толщей океанической коры. Нижняя граница магнитоактивного слоя коры в первом приближении соответствует поверхности Махоровичича. Распределение зон прямой и обратной полярности в серпентинитовых образованиях не хаотично, а в большинстве случаев соответствует общей магнитной полярности вмещающего блока коры. Вместе с тем, глубина магнитных сквозькоровых серпентинитовых протрузий, по данным решения обратной задачи магнитометрии, может достигать более 20 км. Это заставляет пересмотреть представление о геотермическом режиме океанической литосферы и ее внутренней тектонике. Серпентинитовый слой с повышенной намагниченностью и пониженной плотностью, обладает высокой пластичностью, что может привести к значительному горизонтальному смещению вышележащих блоков коры и формированию покровно-надвиговых структур в зонах сжатия по механизму двухъярусной тектоники.

Работы выполнены при поддержке РФФИ грант № 18-05-00316 и темы госбюджета № 0149-2018-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Городницкий А.М., Федорова Т.П., Латеральные изменения аномалий силы тяжести в зоне Срединно-Атлантического хребта и процессы серпентинизации // Гравиметрические исследования Мирового океана. М.: Высш. Школа, 1991
2. Магнитное поле океана / Под ред. Городницкого А.М. М.: Наука, 1993. 304 с.

Interpretation and comprehensive analysis of geomagnetic surveys in oceanic areas, magnetic and density modeling, as well as data from petromagnetic studies of oceanic crust samples, clearly indicate that, along with seismic layer 2A, the source of magnetic anomalies in the oceanic crust is the lower serpentine layer that forms during the hydration of the hyperbasites of the upper mantle with ocean water. Petromagnetic studies of oceanic serpentinites show that magnetite, up to 5 percent or more, is the main carrier of magnetism in them. Three main types of hydration of the upper mantle and the corresponding serpentinization of hyperbasites in oceanic areas are distinguished.

Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Буданов Л.М., Хориков В.И.
(Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, e-mail: Andrey_Grigiryev@vsegei.ru)

Геоморфологическая характеристика дна акватории губы Терiberская с позиций проявления потенциально опасных экзогенных геологических процессов (ЭГП)

Grigoryev A.G., Zhamoida V.A., Budanov L.M., Khorikov V.I.
(A.P. Karpinsky Russian Research Geological Institute, St.Petersburg)

Geomorphological characteristics of the Teriberskaya Bay bottom to assess the possibility of occurrence of potentially hazardous exogenous geological processes (EGP)

Ключевые слова: Скальные и моренные гряды, углы склонов, мощность осадков, экзогенные геологические процессы.

Рассмотрены основные орографические элементы рельефа дна Терiberский губы, характеризующихся наибольшей возможностью проявления в их пределах опасных экзогенных геологических процессов (ЭГП). К ним в первую очередь относятся скальные и моренные гряды, а также крутые береговые склоны.

В пределах губы Терiberская планируется строительство ряда крупных объектов: завода сжиженного природного газа (СПГ), примыкания газопровода от Штокмановского месторождения и порта по отгрузке СПГ. В связи с этим возникает проблема выделения участков, на которых возможно проявление потенциально опасных экзогенных геологических процессов (ЭГП). В первую очередь к таким участкам относятся площади дна, характеризующиеся значительной крутизной склонов и большой мощностью рыхлых отложений, провоцирующих потенциально опасные процессы подводного оползнеобразования и обрушения.

Исследования включали в себя комплекс геофизических и геологических методов – непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСАП), гидролокацию бокового обзора, отбор проб грунтов и фототелепрофилирование.

Геологический разрез в пределах участка «губа Терiberская» подразделяется на шесть геологических комплексов. Нижний комплекс сложен нерасчлененными магматическими и метаморфическими образованиями архея – нижнего протерозоя мурманского блока. Пять верхних комплексов представлены четвертичными отложениями. Первый – ($g_1 III_{ost}$) ледниковые отложения верхнего неоплейстоцена (краевые ледниковые образования), второй – ($g_2 III_{ost}$) ледниковые отложения верхнего неоплейстоцена (основная морена), третий – (mgIII) ледниково-морские

отложения верхнего неоплейстоцена, четвертый – (mgIII-N) нерасчлененные морские декливиальные отложения верхнего неоплейстоцена-голоцена, пятый – (mnH) морские нефелоидные, (amH) аллювиально-морские и (tuH) морские ундулювиальные отложения голоцена.

В пределах площади работ выделяется ряд орографических элементов, характеризующихся наибольшей возможностью проявления в их пределах опасных экзогенных геологических процессов. К ним в первую очередь относятся скальные и моренные гряды.

Наиболее мощная скальная гряда, сложенная гранитами, и ориентированная с запада на восток (рис. 1) является подводным продолжением острова Олений, расположенного на западе площади. Перепад высот по отношению к основанию гряды составляет для северного мористого склона около 90 метров, а для южного склона 65–82 м. Ширина гряды по основанию от 1,5 до 0,9 км. Углы склона колеблются от 12,9° до 19,9° с северной мористой стороны гряды и от 10,2° до 15,4° для южных скатов, обращенных к берегу. Протяженность гряды чуть более 2,5 км. Плоская кровля гранитоидов перекрыта мореными отложениями мощностью от 1,5 до 22 м. Выше залегают ледниково-морские отложения верхнего неоплейстоцена мощностью до 14 м, перекрытые тонким слоем современных осадков. Склоны гряды практически сплошным чехлом, за исключением небольших, наиболее крутых участков перекрываются мореными отложениями. Мощность морены на склонах колеблется в интервале от 33 до 138 м, плавно увеличиваясь вниз по склону. В нижней части и реже средней частях склона фиксируются ледниково-морские отложения верхнего неоплейстоцена. Их мощность колеблется от 35 до 53 м.

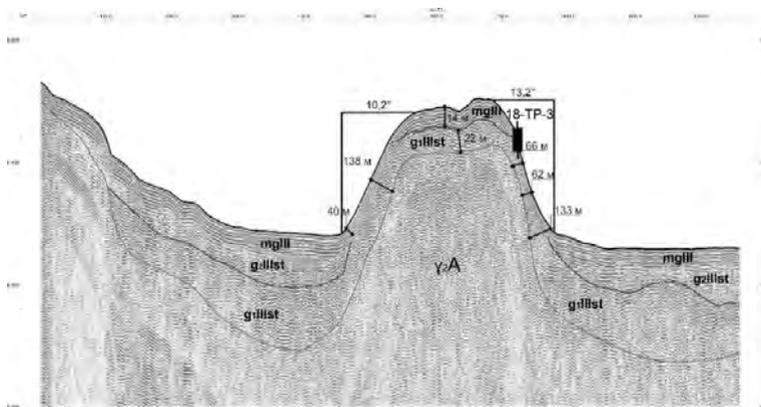


Рисунок 1. Скальная гряда, перекрытая ледниковыми отложениями

Еще одна подводная скальная гряда расположена поперек губы Териберская, являясь подводным продолжением мысов Деплоранского и Девятый. Протяженность гряды чуть более одного километра. Перепад высот по отношению к равнинной части дна составляет около 52 м для северо-восточного мористого ската и около 37 м для ската, обращенного в кутювую часть губы. Кровля и склоны коренных пород, перекрытая ледниково-морскими отложениями верхнего неоплейстоцена и морскими нефелоидными отложениями голоцена. Углы склона колеблются от 13,3° до 15,7°. Мощность отложений голоцена на наиболее крутых участках склона составляет приблизительно 25 м.

Вторым морфологическим типом рельефа, характеризующимся наибольшей вероятностью проявления опасных экзогенных геологических процессов, являются моренные гряды, представляющие собой краевые ледниковые образования верхнего неоплейстоцена. Эти гряды широко распространены в пределах площади работ, при этом заметно различаются по своим морфометрическим характеристикам. Наиболее мощная и протяженная гряда расположена в северной части площади, простираясь с запада на восток приблизительно на 3,5 км (гряда северная). Характерной особенностью данной гряды является то, что она осложнена расположенным у ее подошвы выводным ледниковым трогом. Перепад высот гряды по отношению к поверхности заполняющих долину ледникового трога морских нефелоидных отложений колеблется в среднем от 37 до 75 м. Углы склонов, направленных в долину трога находятся в интервале от 6,5° до 19,7°. Сами склоны как, правило, выполнены материалом морены, в нижней части частично перекрытым голоценовыми осадками. Мощность морены на наиболее крутых скатах гряды составляет 8–12 м. У противоположных скатов гряды, обращенных на северную мористую сторону, углы склона, как правило, невелики, максимальное зафиксированное значение 11°. При этом моренные отложения обнажаются, как правило, только в верхней наиболее крутой части склона, а в большинстве случаев они перекрыты ледниково-морскими отложениями верхнего неоплейстоцена с мощностью, достигающей 47 и более метров. Сама долина трога заполнена морскими нефелоидными отложениями мощностью от 12 до 45 м, и подстилающей их разновозрастной мореной. Противоположный южный борт выводного ледникового трога, также, как и его северный борт, совмещен с подошвой ледникового краевого образования. Но в данном случае большая часть краевой морены, перекрыта ледниково-морскими отложениями. И в рельефе дна она заметно проявляется только в своей западной части (гряда южная). Перепад высот по отношению к поверхности заполняющих долину ледникового трога морских нефелоидных отложений для южной гряды колеблется в среднем от 30 до 60 м и углы склона от 10° до 18,7°. Зафиксированная мощность морены

достигает 98 м. В зависимости от крутизны на склоне обнажается морена, либо перекрывающие ее ледниково-морские отложения. В отдельных случаях разрез венчают морские декливиальные отложения верхнего неоплейстоцена-голоцена. Помимо вышеописанных ледниковых краевых образований на площади работ выявлены еще две моренные гряды. Фрагмент одной из них зафиксирован в юго-восточной части площади, (гряда юго-западная) и протягивается в северо-западном направлении. Форма гряды двугорбая, пространство между возвышенностями заполнено ледниково-морскими отложениями. Перепад высот составляет около 15 м для северного мористого ската склона и около 9 м для южного ската. Углы склонов составляют приблизительно 13° . Материал склона с северной стороны представлен мореной, перекрытой тонким слоем современных осадков. С южной стороны средняя и нижняя часть склона перекрыта горизонтально залегающими ледниково-морскими отложениями. Вторая гряда расположена вкрест фиорда Долгий. Форма гряды двухвершинная, пространство между поднятиями заполнено ледниково-морскими отложениями верхнего неоплейстоцена и морскими нефелоидными отложениями. Перепад высот по отношению к дну фиорда для северной вершины составляет около 22 м, а углы его склонов составляют приблизительно $13,5^\circ$ с северной стороны гряды, и $19,4^\circ$ для южного ската. Материал склона северной вершины представлен моренными отложениями, перекрытыми тонким слоем морских нефелоидных осадков. Невысокая южная вершина практически полностью перекрыта илами.

К третьему морфологическому типу рельефа, характеризующемуся высокой вероятностью проявления опасных экзогенных геологических процессов, относятся крутые береговые склоны, широко развитые вдоль всего побережья. В пределах площади работ наиболее распространены береговые склоны с углами откосов в интервале $5-7,5^\circ$ и $10-20^\circ$. Типичный геологический разрез подводного берегового склона выглядит следующим образом. Начиная непосредственно от берега, подводная часть склона выполнена коренными породами, ниже по склону появляются моренные отложения, которые затем перекрываются ледниково-морскими отложениями. Осредненный угол склона на участках выхода коренных пород в районе мыса Териберский составляет от 7° до 10° . Но в пределах подводного склона прослеживаются локальные крутые скаты, многочисленные обрывы и уступы, выраженные в рельефе мелкие каньоны и трещины. В отдельных случаях у подножья склонов отмечаются крупноглыбовые развалы. Значительно реже отмечены случаи, когда непосредственно от берега, подводная часть склона выполнена основной мореной, зачастую с образованием валунной отмостки. Наиболее характерен подобный разрез для кутовой части губы Териберская Средняя крутизна склона составляет $16,4^\circ$.

Согласно полученным инженерно-геологическим характеристикам донных осадков и отложений в губе Терiberская Участки морского дна с углами склонов до 5° можно считать стабильными. Устойчивость склонов $5-10$ и более градусов может быть нарушена за счет внешнего воздействия (например, сейсмическая активность). Склоны с углами 20° и более потенциально неустойчивы при естественных условиях.

В результате исследований создана обобщающая схема распределения основных геоморфологических элементов дна акватории характеризующихся наибольшей возможностью проявления в их пределах опасных экзогенных геологических процессов (ЭГП) представленная на рис. 2 и обобщенная схема распределения вертикальных мощностей верхнего горизонта (комплекса) донных отложений, что с учетом углов склонов позволяет проводить приблизительную оценку объемов пород верхнего горизонта донных отложений.

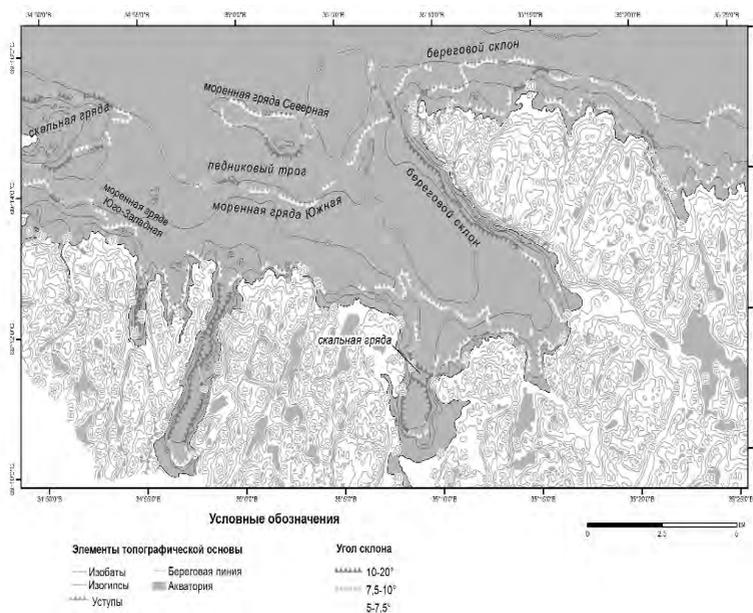


Рисунок 2. Схема распределения основных морфологических элементов дна акватории с характеризующими их углами склонов в губе Терiberская.

The main orographic elements of the Teriberkskaya Bay bottom relief are examined from the point of view of the possibility of manifestation of hazardous exogenous geological processes. These forms of bottom relief mainly include rocky and moraine ridges, as well as steep coastal slopes.

Дорохов Д.В.¹, Дорохова Е.В.¹, Дудков И.Ю.^{1,2}

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

Геологические свидетельства катастрофических изменений уровня Балтийского моря в позднем плейстоцене и голоцене

Dorokhov D.¹, Dorokhova E.¹, Dudkov I.^{1,2}

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Immanuel Kant Baltic federal university, Kaliningrad)

Geological features of catastrophic sea-level changes in the Baltic Sea during the Late Pleistocene – Holocene

Ключевые слова: геоакустические исследования, древние береговые уступы, реликтовые дюны, плугмарки, катастрофическое изменение уровня, юго-восточная часть Балтийского моря.

В юго-восточной части Балтийского моря изучались реликтовые формы рельефа дна, которые являются геологическими свидетельствами катастрофических изменений уровня Балтийского моря в позднем плейстоцене и голоцене. Затопленные древние береговые уступы и реликтовые дюны сохранились в результате быстрой трансгрессии. Широкие депрессии в конце плугмарков сформировались севшими на мель айсбергами и торосами во время быстрой регрессии Балтийского ледникового озера.

В позднем плейстоцене и голоцене в ходе потепления и отступления Скандинавского ледника началось формирование Балтийского моря, сопровождающееся значительными колебаниями уровня, изменениями гидрологического режима, а также формированием различных форм рельефа в результате аккумулятивно-абразионных процессов. Несмотря на хорошую изученность истории развития Балтийского бассейна до сих пор остается открытым вопрос длительности межстадийных переходов. До настоящего времени преобладала гипотеза о постепенных изменениях уровня моря/озера с изменением солености водоема из-за изменения баланса поступления талых и североморских вод при регулярном закрытии проливов, соединяющих Балтийское море с Атлантическим океаном [1]. Однако в последнее время все чаще высказываются аргументированные мнения о том, что на некоторых стадиях возникали катастрофические изменения уровня моря [2]. Свидетельства быстрых изменений уровня в различных публикациях имеют различную природу. В данной работе исследовались геологические объекты, расположенные в южной и юго-восточной части Балтийского моря, где на различных глубинах хорошо сохранились реликтовые подводные образования.

В 2014–2019 гг. были проведены площадные геоакустические исследования реликтовых форм рельефа дна на полигонах P1-P4 (рис.). Изучение микрорельефа дна и распределения донных отложений выполнялось с использованием гидролокаторов бокового обзора Benthos C3D и Simrad EA400SP (оба 200 кГц). Для литологической интерпретации сонограмм выполнялся пробоотбор поверхностных донных отложений дночерпателями Ван Вина и Океан-50 на гранулометрический анализ, который выполнялся в Атлантическом отделении Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (АО ИО РАН) на лазерных анализаторах SALD-2300 и Analysette 22. Стратификация донных отложений изучалась с использованием профилографа EdgeTech 3300 (2-16 кГц) и однолучевого эхолота Simrad EA400SP (38 кГц). На полигонах P2-P4 (рис.) в экспедициях НИС «Академик Николай Страхов» были выполнены площадные многолучевые эхолотные съемки с использованием штатного эхолота RESON-AS Seabat 8111 (100 кГц, 101 луч) для изучения геоморфологических особенностей микрорельефа дна. Постобработка акустических данных выполнялась с использованием специализированного программного обеспечения Hupack 2014, Qinsy и PDS2000. Комплексные геоакустические исследования позволили уточнить расположение реликтовых форм и выявить новые особенности их формирования.

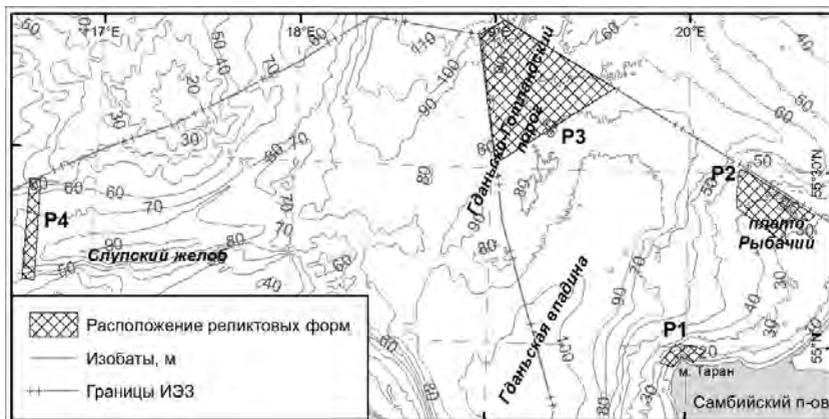


Рисунок. Схема расположения реликтовых форм рельефа дна.

В результате геоакустических исследований на полигоне P1 (рис.) было определено точное местоположение затопленных древних береговых уступов на подводном береговом склоне в районе м. Таран. Наличие двух основных факторов, таких как твердый тип субстрата и крутой береговой склон, позволило сохранить многочисленные древние береговые уступы в

условиях разрушающего воздействия эрозионно-абразионных процессов на различных стадиях Балтийского моря в ходе многочисленных эвстатических колебаний уровня. Подобные уступы фрагментарно обнаруживаются только в южной и юго-восточной части Балтийского моря, а такая их сохранность характерна только для подводного берегового склона в районе м. Таран. Субаквальные клифы являются ценным источником информации о древних уровнях моря для палеогеографических реконструкций. До сих пор остается ряд нерешенных вопросов, связанных в первую очередь с абсолютной датировкой клифов и уточнением их полигенетического происхождения (эндогенного и/или экзогенного). Возраст уступов оценивался на основе сопоставления глубины у подножья клифа и кривой относительного изменения уровня моря [3]. Всего было выявлено 33 фрагмента клифов. Глубина нижней площадки крупнейшего в районе исследования клифа (высота 5–10 м) составляет 27–28 м и согласно [3] соответствует уровню Анцилового озера. Очевидно, что при постепенном изменении уровня моря даже на твердом субстрате низлежащие уступы под воздействием эрозионно-абразионных процессов должны были разрушиться. Хорошая их сохранность свидетельствует о катастрофических изменениях уровня Балтийского моря во время позднего плейстоцена и голоцена. Быстрый подъем уровня моря позволил «законсервировать» под водой сформированные ранее клифы.

В ходе экспедиционных исследований были получены новые данные о реликтовых подводных дюнах на плато Рыбачий (полигон Р2, рис.), которые ранее были недостаточно изучены [4]. Они представляют собой вытянутые с юго-запада на северо-восток сложенные мелкозернистыми песками массивные песчаные тела, лежащие на плотных отложениях морены на глубинах менее 60 м. Высота образований от 1 до 5 м. Геоакустическое профилирование показало слоистую структуру песков. Предположительно, дюны были сформированы на стадиях Балтийского ледникового озера и Иольдиевого моря, когда уровень водоемов был ниже современного до изобаты 55 м. Остается еще много вопросов об их возрасте и процессах формирования, которые требуют дополнительных геологических исследований. Наличие затопленных дюн свидетельствует о быстрых изменениях уровня моря, поскольку при медленной трансгрессии они бы подверглись полному разрушению прибрежными эрозионно-абразионными процессами.

На дне Гданьско-Готландского порога и Слупского желоба (полигоны Р3 и Р4, рис.) были выявлены протяженные борозды, которые определены как борозды ледовой экзарации (плугмарки). Плугмарки были сформированы на стадии Балтийского ледникового озера и ранней стадии Иольдиевого моря, когда при отступлении Скандинавского ледника формировались айсберги различных размеров и крупные торосы [5]. Ширина борозд

варьируется от 1 до 300 м, большая часть из них – 20–60 м. Глубина борозд от 1 до 10 м, большая часть из них – 2–4 м. Большинство борозд на всем протяжении имеет относительно постоянную ширину и глубину. Некоторые борозды заканчиваются широкой депрессией, сформированной севшим на мель айсбергом или торосом. Поскольку в местах образования депрессий отсутствует повышение рельефа, посадка плавучих льдов на дно связана с резким понижением уровня моря/озера. Согласно [3] такие значительные изменения уровня происходили на стадии Балтийского ледникового озера и ранней стадии Иольдиевого моря. Кроме того, анализ траектории плугмарков позволил выявить особенности циркуляции бассейна в период позднего плейстоцена – раннего голоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-05-80087. Обработка первичных данных выполнена в рамках госзадания ИО РАН (тема №0149-2019-0013).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Björck S. A review of the history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP // Quat. Int. 1995. № 27. P. 19–40.
2. Andren T., Lindeberg G., Andren E. Evidence of the final drainage of the Baltic Ice Lake and the brackish phase of the Yoldia Sea in glacial varves from the Baltic Sea // Boreas. 2002. V. 31. P. 226–238.
3. Uścińowicz S. A relative sea-level curve for the Polish Southern Baltic Sea // Quaternary International. 2006. V. 145–146. P. 86–105.
4. Блажчишин, А.И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 160 с.
5. Dorokhov D.V., Dorokhova E.V., Sivkov V.V. Iceberg and ice-keel ploughmarks on the Gdansk-Gotland Sill (south-eastern Baltic Sea) // Geo-Marine Letters. 2018. V. 38. № 1. P. 83–94.

Relict bottom topography forms have been studied in the southeastern part of the Baltic Sea. They are geological evidence of catastrophic sea level changes in the Baltic in the Late Pleistocene and Holocene. Submerged ancient cliffs and relict dunes preserved in consequence of rapid transgression. Wide hollow at the end of the plugmarks formed by grounded icebergs and stamukhi during the rapid regression of the Baltic Ice Lake.

Дудков И.Ю.^{1,2}, Дорохов Д.В.², Сивков В.В.^{1,2}

(¹Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград, e-mail: idudkov96@gmail.com; ²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва)

Новая карта рельефа дна российского сектора юго-восточной части Балтийского моря

Dudkov I.^{1,2}, Dorokhov D.², Sivkov V.^{1,2}

(¹Immanuel Kant Baltic federal university, Kaliningrad; ²Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

A new bathymetric map of the southeastern part of the Baltic Sea (Russian sector)

Ключевые слова: однолучевой эхолотный промер, цифровая модель рельефа дна, батиметрическая карта, мезомасштабные формы, юго-восточная часть Балтийского моря.

Новая карта рельефа дна российского сектора юго-восточной части Балтийского моря масштаба 1:500 000 была построена на основе уникальных данных однолучевых эхолотных промеров, выполненных в экспедициях Атлантического отделения Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН за последние 15 лет. Основным преимуществом новой карты по сравнению с уже имеющимися в общем доступе является большая полнота, детальность и точность. Она отражает все положительные и отрицательные формы мезорельефа.

Юго-восточная часть Балтийского моря характеризуется высокой степенью обеспеченности среднимасштабными батиметрическими картами. Среди наиболее актуальных [1, 2]. Однако в российском секторе обеспеченность фактическим материалом при построении этих карт крайне мала. Целью работы являлось построение новой уточненной среднимасштабной батиметрической карты российского сектора юго-восточной части Балтийского моря на основе собственных данных Атлантического отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (АО ИО РАН) с привлечением сторонних общедоступных карт.

В качестве основного массива данных использовались уникальные батиметрические съемки, выполненные в 25-ти экспедициях крупнотоннажного и маломерного флота АО ИО РАН в период 2004-2019 гг. с помощью однолучевых эхолотов Simrad EA-400SP и Furuno FS-700 (рис. 1). Участки акватории, слабо обеспеченные оригинальными данными, были пополнены оцифрованными изобатами Батиметрической карты центральной части Балтийского моря [1] и в прибрежной части данными морских навигационных карт (рис. 1).

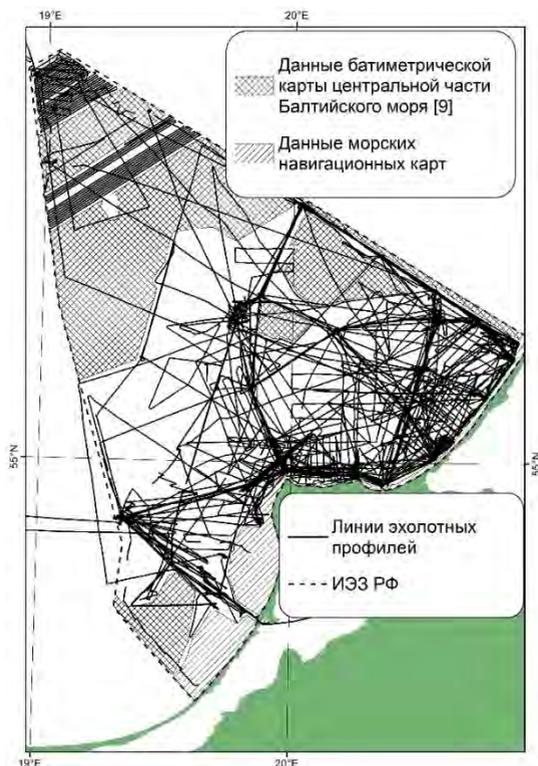


Рисунок 1. Схема обеспеченности батиметрической карты рельефа дна российского сектора юго-восточной части Балтийского моря.

Постобработка первичных эхолотных данных выполнялась в программном пакете MS Excel, где на начальном этапе производилась фильтрация от выбросов и ложных измерений. С помощью собственных макросов, написанных на языке программирования Visual Basic for Applications (VBA), вносились поправки за заглубление излучателя эхолота и профиль скорости звука.

При построении цифровой модели рельефа дна (ЦМР) данные были прорежены выборкой через 150–200 отсчётов и конвертированы в ArcGIS в виде точечных shape-файлов в системе координат WGS1984 UTM Zone 34N. На участках с недостаточной обеспеченностью данными (рис. 1) изобаты были оцифрованы из [1] и объединены с основным массивом эхолотных данных. В модуле ArcGIS 3D Analyst был создан Terrain Dataset, включающий все имеющиеся батиметрические данные. На его основе посредством интерполяции методом естественной окрестности был рассчитан растр глубин с пространственным разрешением 50 м и горизонтальным масштабом 1:500 000 (Рис. 2).

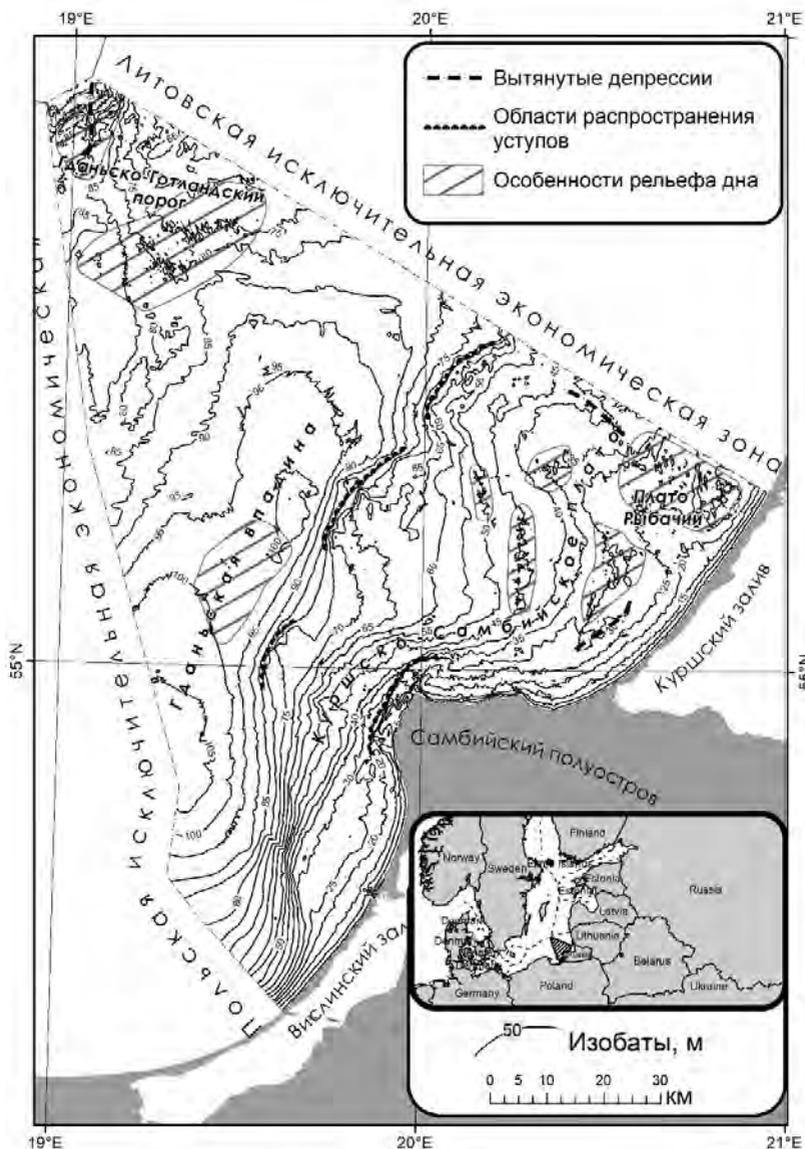


Рисунок 2. Цифровая модель рельефа дна российского сектора юго-восточной части Балтийского моря.

Основным преимуществом новой карты по сравнению с уже имеющимися в общем доступе является улучшенная полнота, детальность и точность. Она хорошо отражает положительные и отрицательные формы мезорельефа.

Так, например, в северной части российского сектора на склоне Готландской впадины хорошо прослеживается вытянутая с юга на север широкая протяженная депрессия, являющаяся палеодолиной (рис. 2). Крупномасштабные многолучевые эхолотные съемки, выполненные в этом районе на НИС «Академик Николай Страхов» в 2019 г., подтвердили наличие палеодолины и точность новой батиметрической карты.

В центральной части Гданьско-Готландского порога изобаты характеризуются значительной изрезанностью, которая обусловлена наличием на поверхности дна борозд айсбергового (ледового) выпаживания [3]. Хаотично расположенные борозды формируют сложный холмисто-грядовый рельеф.

На новой карте четко выделяется широкий порог в центральной части Гданьской впадины, который разделяет ее на две депрессии глубиной более 100 м (рис. 2).

На склоне Куршско-Самбийского плато можно выделить целый ряд уступов на глубинах от 10 до 90 м. Наиболее изучены уступы на глубинах 10-30 м в районе м. Таран, которые являются затопленными древними клифами, сформированными на ранних стадиях развития Балтийского моря [4, 5].

В восточной части российского сектора на плато Рыбачий на глубинах менее 60 м прослеживаются положительные формы рельефа, вытянутые с юго-запада на северо-восток. Предположительно, они являются затопленными древними дюнами, сформированными на стадиях Балтийского ледникового озера и Иольдиевого моря, когда уровень водоемов был ниже современного до изобаты 55 м. Кроме того, в этом же районе на карте четко прослеживаются две вытянутые депрессии (рис. 2). Одна из них находится у основания Куршской косы на изобате 30 м и простирается вдоль береговой линии с юго-запада на северо-восток. Она может являться палеодолиной или сформирована современными вдольбереговыми течениями. Данный вопрос требует дальнейшего изучения. Вторая депрессия простирается вдоль литовской границы на глубинах 35-75 м (рис. 2) и, вероятно, является палеодолиной р. Неман, которая на ранних стадиях Балтийского моря могла иметь устье на северо-восточном склоне плато Рыбачий.

Цифровая модель и база эхолотных промеров находятся в свободном доступе в онлайн-журнале Data in Brief (<https://doi.org/10.1016/j.dib.2019.104123>) [6], где размещены растр глубин в формате ESRI GRID, ASCII и XYZ, изобаты в формате *.shp и первичные таблицы обработанных эхолотных промеров в формате MS Excel.

Работа выполнена в рамках госзадания ИО РАН (тема №0149-2019-0013). Экспедиционные исследования в 2018 г. выполнены при поддержке проекта РФФИ № 18-05-80087.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gelumauskaite L.Z. Bottom topography and sediment maps of the Central Baltic Sea. Scale 1:500,000. A short description / L.Z. Gelumauskaite, A. Grigelis, I. Cato, M. Repecka, B. Kjellin // LGT SERIES OF MARINE GEOLOGICALS MAPS No.1 // SGU SERIES OF GEOLOGICAL MAPS Ba No. 54. Vilnius-Uppsala, 1999. С. 21
2. Петров О.В. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря // СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 78 с.
3. Dorokhov D.V., Dorokhova E.V., Sivkov V.V. Iceberg and ice-keel ploughmarks on the Gdansk-Gotland Sill (south-eastern Baltic Sea) // Geo-Marine Letters. 2018. V. 38. № 1. P. 83–94.
4. Блажчишин А. И. Древнебереговые уровни и образования в Юго-Восточной части Балтийского моря // АН ЛССР отд. геогр., BALTICA. Т. 7. Вильнюс, 1982. С. 57–64.
5. Sivkov V., Dorokhov D., Ulyanova M. Submerged Holocene wave-cut cliffs in the southeastern part of the Baltic Sea: reinterpretation based on recent bathymetrical data. // Atlantic Branch of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, The Baltic Sea Basin, Oslo, 2011. P. 203-217.
6. Dorokhov D., Dudkov I., Sivkov V. Single beam echo-sounding dataset and digital elevation model of the southeastern part of the Baltic Sea (Russian Sector) // Data in Brief. 2019. V. 25. 104123. 10.1016/j.dib.2019.104123.

A new bathymetrical map of the Russian sector of the southeastern part of the Baltic Sea at a scale of 1:500,000 was built based on unique data from single-beam echo-sounding surveys performed on expeditions of the Atlantic Branch of the Shirshov Institute of Oceanology RAS over the past 15 years. The main advantage of the new map compared to those already available in open access is a large completeness, detail and accuracy. It reflects all the positive and negative forms of mesorelief.

Дунаев Н.Н.¹, Репкина Т.Ю.², Juanes Marti J.L.³

(¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: dunaev@ocean.ru; ²Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, г. Москва; ³Институт наук о море, г. Гавана, Куба)

Современная динамика берегов полуострова Икакос (Куба) по результатам анализа космоснимков

Dunaev N.N.¹, Repkina T.Y.², Juanes Marti J.L.³

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Lomonosov Moscow State University, Moscow; ³Instituto de Ciencias del Mar, Habana, Cuba)

Modern dynamics of the coast of Hicacos Peninsula (Cuba) according the results of the analysis of satellite imagery

Ключевые слова: Куба, морские берега, космические снимки

Рассмотрено геолого-геоморфологическое строение и происхождение п-ова Икакос, расположенного на севере Кубы. Главное внимание уделено современной морфодинамике его берегов и прежде всего развивающимся по аккумулятивному сценарию. Выделены участки с разной устойчивостью к морским волнам и сделан прогноз их развития по природному сценарию на инженерном масштабе времени.

Изучение динамики морских берегов в географически разной поясности, секторности и в разных геодинамических условиях открывает новые знания о процессах взаимодействия суши и моря, тесно связано с вопросами геоэкологии, позволяет более обоснованно подойти к решению важных народнохозяйственных задач.

Выбор полуострова Икакос (рис.) обусловлен вызывающей тревогу проблемой устойчивости его берегов и прежде всего песчаных пляжей рекреационно-туристического комплекса международного значения *Vарадеро*. Полуостров был обнаружен в 1508 году во время исследований испанского мореплавателя Себастьяна-де-Окампо, доказавшего, что Куба не полуостров, как тогда полагали, а остров, и составившего первую карту Кубы в 1509 г. [1].

Памятуя напутствие основоположника *научного подхода* к защите морских берегов А. ван Виерлинга (1507–1579) избегать локального подхода к проблеме, кратко приведем геолого-геоморфологическую характеристику местоположения и ветро-волновых условий исследуемой территории. Икакос протягивается в северо-восточном (70°) направлении на расстояние 22 км при ширине в основании 0.5 км и до 1.2–2.5 км по мере приближения к дистали. С 1956 г. п-ов Икакос практически является островом в результате строительства в его основании канала Paso Malo, обеспечивающего проход маломерных плавсредств из бухты Карденас во Флоридский пролив (рис.).



Рисунок. Местоположение полуострова Икакос; на врезке:

1 – лагуна Paso Malo, 2 – канал Paso Malo, 3 – м. Bernardino, 4 – м. Chapelin, 5 – м. Frances, 6 – м. Nicasos, 7 – м. Molas, 8 – канал Kawama

По форме полуостров Икакос напоминает косу — береговую аккумулятивную форму азовского типа. Его рельеф представлен низкой (в среднем 10 м) абразионно-аккумулятивной равниной с несколькими останцами коренных карбонатных пород, максимальная отметка которых составляет 27 м. В ландшафте выделяются абразионные террасы высотой 2—3, 5—7 и 10—15 м. В приурезовой полосе на низких террасах широко распространены микроформы морского карста в виде чашевидных понижений (касимбы) и шипов (диенте перро). Возраст таких террас Кубы позднеголоценовый и по данным радиоуглеродных датировок (ГИН-510, ГИН-511) находится в пределах 2—4 тыс. радиоуглеродных лет. Восточный берег полуострова наиболее низкий (1.0–1.5 м) и отличается развитием болот и мангровой растительности. Западный берег характеризуется песчаными пляжами шириной 20–30, а местами до 50 м. На трех участках к урезу воды выходят коренные известняковые породы, образуя мысы с хорошо выраженными клифами высотой до 8–12 м. В них выработаны ниши глубиной 1.0–1.5 м и высотой до 0.5 м. Возраст рельефа полуострова молодой, не древнее позднего неоплейстоцена [2–5].

Геологическое строение полуострова Икакос в своей основе представлено останцами миоценовых известняковых песчаников (калькаренитов), которые в период сангамонской трансгрессии (Q_3^1) соединились песчаными пересыпями, образовавших золианиты. В результате полуостров получил близкий современному вид. Голоценовые отложения с западной стороны представлены морским органогенным песком пляжей и ограниченно органогенной конгло-брекчией террасы «себоруко», а с восточной –

преимущественно отложениями болот и небольших мелководных лагун. В состав песков обычно входят бентосные фораминиферы (часто более 50%), детрит ракушки (20–35%), чешуйки халимедовых водорослей (15–30%) и компоненты рифов (1–3%). В тектоническом отношении полуостров Икакос представлен разломно-блоковой структурой [6], осложняющей центриклиналь неотектонического прогиба Ремедиос, ограничивающего с севера о. Кубу.

Климат Кубы тропический влажный. На него влияют Гольфстрим, тропические циклоны и северо-восточные пассатные ветры. Последние во многом определяют гидрометеоусловия исследуемого района. Действуя с преобладающей скоростью 2.5–3.5 м/с, они создают морские волны высотой 0.5–1.0 м. До 20 дней в году заметное влияние на динамику его берегов оказывают северо-западные антициклональные ветры, скорость которых в штормовые дни (обычно 2–3 дня) достигает 15–20 м/с. Высота генерируемых ими морских волн, оказывающих разрушительное воздействие на берега полуострова, превышает 2 м. Редкие ураганы, проходящие со скоростью 40–55 и до 73 м/с, вызывают катастрофические воздействия на берега, когда пляжи размываются полностью, а перестройка аккумулятивного профиля на подводном склоне прослеживается до глубины дна 10 м.

По результатам дешифрирования космических снимков разных дат (31 декабря 2003 г. и 15 декабря 2013 г.), размещенных в программе Google Earth (<https://www.google.com/earth/>), рассмотрена современная морфодинамика берегов полуострова с акцентом на его западное побережье, наиболее подверженному воздействию морских волн. Пространственное разрешение снимков лучше 1 м. Для заверки дешифрирования использованы фотоизображения с сайта Panoramio (<http://www.panoramio.com>). На абразионных участках берега сравнивалось положение бровки берегового уступа, а на аккумулятивных – основания пляжа. Составлена картографическая модель динамики берегов.

Типы и динамика берегов в исследуемом районе в целом согласуются с новейшей тектонической структурой. Они сформированы преимущественно волновыми процессами, а на отдельных участках являются структурно-денудационными с влиянием морских волн. Полевые наблюдения и сопоставление разновременных снимков показали, что большая часть береговой линии стабильна, что является, очевидно, следствием искусственной подсыпки песка. Аккумулятивные пляжевые берега перестраиваются в ходе штормов достаточно интенсивно. Образующий их органогенный материал быстро истирается и, обладая повышенной флотацией, выносится из приурезовой зоны. Однако такие изменения не повсеместно необратимы. Наиболее устойчивы пляжи в средней части полуострова — вероятно, потому

что сюда устремляются мигрирующие вдольбереговые потоки наносов как с южной, так и с северной стороны полуострова. Приведенные данные не отражают в полной мере природный сценарий, поскольку песчаный берег южной половины полуострова искусственно подпитывается песком. Так, в 2012 году потребовалось добыть с морского дна и доставить в подбрежье п-ова на участке Варадеро 3 395 585 м³ песка. Очевидно, благодаря этому сопоставление разновременных снимков показало, что большая часть береговой линии стабильна. Абразионные берега более устойчивы. В течение рассматриваемого отрезка времени они не изменили своей позиции. Однако отмеченные непосредственно на уресе воды блоки коренных пород размером до первых метров и прогрессирующая выработка ниш свидетельствуют о том, что их разрушение продолжается. Наиболее подвижными оказались прикорневые и дистальные участки полуострова. На прикорневом участке в вогнутости берега восточнее судоходного канала Paso Malo (рис.), пляжевый материал сместился к западу. В 4.5 км восточнее относительно протяженный (1.3 км) образовался участок выдвигания берега в результате приращения к берегу подводных вдольбереговых валов. Далее к востоку до поворота косы к ЮЗ, отмечено перемещение наносов пляжа в пределах локальных литодинамических ячеек, чаще всего с востока на запад. Вероятно, такие смещения отражают локальную литодинамическую ситуацию. В дистали полуострова происходит активная аккумуляция материала с формированием косы. По-видимому, здесь наряду с вдольбереговым потоком наносов восточного направления поступает материал и с поперечными потоками наносов подводного склона. Оконечность косы выдвинулась примерно на 250 м, а ее ширина увеличилась на 50–70 м.

Выводы

В ближайшей перспективе морфолитодинамика берегов п-ова Икакос будет определяться, главным образом, его новейшей тектоникой и кинематикой уровня моря, а по западной окраине еще и запасами песка в прибрежной зоне шельфа. Оставляя за рамками дискуссии проблему возможного значительного повышения уровня моря в результате предполагаемого глобального потепления, считаем, что нет достаточных оснований предполагать заметных изменений этих факторов, по крайней мере, на инженерном масштабе времени. Следовательно, абразия сложенных калькаренидами берегов будет замедляться, аккумулятивные песчаные берега за исключением дистальной части полуострова необходимо поддерживать отсыпанием песка, на низменных мангровых берегах будут сокращаться лагуны и заболоченность, а в акваторию залива Карденас продвигаться галофильная, преимущественно мангровая, растительность.

Работа выполнена в соответствии с темой Госзадания № 0149-2019-0005 и при финансовой поддержке РФФИ, проект «Куба_т» № 18-55-34002

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Floyd T. The Columbus Dynasty in the Caribbean, 1492-1526. Albuquerque: University of New Mexico Press, 1973. 112 p.
2. Авельо Суарес О., Ионин А.С., Медведев В.С. и др. Геоморфология и история развития п-ова Икакос (Куба) // Островные шельфы тропической зоны океана. М.: изд-во ИОАН СССР, 1975. вып. 1. С. 99–113.
3. Карташов И.П., Черняховский А.Г., Пеньяльвер Л.Л. Антропоген Кубы. М.: Наука, 1981. 148 с.
4. Santana J.R.H., González R.R. Varadero Beach, Hicacos Peninsula, Cuba: relief genesis and evolution, and environmental experience linked to its artificial regeneration // Investigaciones Geográficas, Universidad Nacional Autónoma de México. 2002. № 049. P. 43–56.
5. Juanes Marti J.L. La Erosión en las playas de Cuba. Alternativas para su control. Tesis de doctorado en Ciencias Geograficas. Universidad de La Habana, Facultad de Geografía. Habana. 1997. 101 h.
6. Дунаев Н.Н., Фойо-Эррера Х. Геолого-геоморфологическое строение и неотектоника полуострова Икакос и его западного шельфа // Океанология. 1988. Т. XXVIII. Вып. 4. С. 591–595.

The geological and geomorphological structure and origin of the Hicacos Peninsula located in the North of Cuba are considered. The main attention is paid to the modern morphodynamics of its shores and, first of all, to the accumulative scenario. The sites with different resistance to sea waves are allocated and the forecast of their development according to the natural scenario on engineering time scale is made.

**Ермолов А.А.^{1,2}, Игнатов Е.И.¹, Кизяков А.И.¹,
Илюшин Д.Г.³**

(¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: alexandr.ermolov@gmail.com; ²АО «Институт экологического проектирования и изысканий», г. Москва; ³ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова», г. Москва)

Морфодинамические типы берегов Азовского и Черного морей

Ermolov A.A.^{1,2}, Ignatov E.I.¹, Kizyakov A.I.¹, Pyushin D.G.³

(¹Lomonosov Moscow State University, Moscow; ²Institute of ecological design and surveys» CJSC, Moscow; ³«Marine Research Center of the Lomonosov Moscow State University» LLC, Moscow)

Morphodynamic types of the Azov and Black Seas shores

Ключевые слова: береговая зона, морфология, динамика, типизация, геоморфологическое районирование, картографирование.

В работе представлены отдельные результаты морфодинамической типизации и районирования берегов российской части Азовского и Черного морей и их геоморфологическая характеристика, основанная на литературных данных и материалах полевых исследований авторов на отдельных участках рассматриваемого побережья.

Начало систематического изучения берегов Черного и Азовского морей неразрывно связано с именем классика советской школы береговиков В.П. Зенковича. Его работы 40-х и 50-х годов заложили «Основы учения о развитии морских берегов» [1], а выявленные закономерности до сих пор не потеряли актуальности. Учениками и последователями профессора В.П.Зенковича накоплен большой объем данных, опубликовано множество монографий и статей фундаментального и прикладного характера. В результате берега Черного и Азовского морей можно отнести к одним из наиболее изученных в геоморфологическом плане среди берегов России.

В XXI веке исследования российских берегов Азовского и Черного морей приобрели особое значение в связи с развитием рекреационного комплекса кавказского и крымского побережья, возведением прибрежной инфраструктуры зимней олимпиады 2014 года в Сочи, модернизацией и строительством портов и судоходных каналов, берегозащитных сооружений и решением транспортных задач в Керченском проливе.

Настоящая работа направлена на детализацию сведений о геоморфологическом строении и анализ условий современного развития рассматриваемых берегов. Одной из основных задач исследования являлась морфодинамическая типизация и районирование береговой зоны в

масштабе 1:200000–1:900000 на основе большого объема картографических, спутниковых, литературных данных и материалов полевых исследований авторов.

В основу морфодинамической типизации положены известные классификации берегов, учитывающие региональные природные особенности, технические и функциональные отличия берегозащитных сооружений. Наряду с морфологическими и динамическими характеристиками конкретного отрезка берега учитывалось влияние, геологических, флювиальных и техногенных факторов, которые определяют условия развития берега не в меньшей степени, чем волнение, а в отдельных случаях превосходят его. Это имеет особенное значение на рассматриваемых берегах, значительная часть которых претерпела кардинальные изменения под влиянием хозяйственной и рекреационной деятельности человека. Результаты типизации берегов представлены в таблице 1.

Таблица 1. Морфодинамические типы берегов Черного и Азовского морей

| Тип берега | Характерные элементы рельефа волноприбойной зоны | Протяженность, км |
|--|--|-------------------|
| Берега, выработанные в коренных породах: | | |
| Абразионные и абразионно-денудационные | клиф (береговой уступ) | 40 |
| | валунно-глыбовая отмостка (бенч) | 240 |
| | скалистый (грядовый) бенч | 150 |
| Берега, сложенные рыхлыми отложениями: | | |
| Абразионные открытые (в том числе абразионно-оползневые и абразионно-обвалы) | глинистый бенч и/или прислоненный песчано-гравийный пляж | 430 |
| | галечная и валунно-глыбовая отмостка | 65 |
| Абразионные бухтовые (в заливах и проливах) | глинистый бенч | 330 |
| Аккумулятивные выровненные (включая бары, пересыпи, косы) | песчаный пляж | 300 |
| | песчано-гравийный пляж (смешанный состав отложений) | 250 |
| | галечный пляж | 35 |
| Аккумулятивные лагунно-бухтовые (в заливах, лагунах и пр.) | низменный отмельный берег | 252 |
| | ветровые осушки, мелководья | 590 |
| Аккумулятивные приустьевые и дельтовые | низменные острова и протоки (отмели, мелководья) | 160 |
| Техногенные (антропогенные) берега: | | |
| Берегоукрепительные сооружения | Берегоукрепительные (непроницаемые) конструкции | 95 |
| | Волногасящие (проницаемые) конструкции | 115 |
| Искусственные (пополняемые) пляжи | песчаные пляжи | 70 |
| | галечные пляжи | 185 |

* – протяженность берегов рассчитывалась программными средствами ArcGIS на основе объектно-ориентированной базы пространственных данных с генерализацией для масштабного уровня 1:200000.

Комплексный анализ особенностей геологического строения, морфологии и динамики береговой зоны позволил выделить три основные группы берегов – выработанные в коренных породах, сложенные осадочными нелитифицированными отложениями и техногенные, образованные проницаемыми (откосные крепления, бермы и прикрития из камня, каменные наброски, тетраподы и пр.) и непроницаемыми (волноотбойные и подпорные стены, набережные, молы и пр.) искусственными сооружениями, а также искусственными (пополняемыми) песчаными и галечными пляжами (в том числе с наносоудерживающими (буны) и берегозащитными сооружениями). Внутри каждой группы берегов выделены подтипы с различными элементами рельефа волноприбойной зоны. Всего выделено 16 типов берегов, распространение и протяженность которых весьма неравномерны.

Несмотря на широкое развитие абразионных процессов в российской части побережья преобладают берега аккумулятивного типа, протяженность которых составляет почти 1590 км (включая береговую линию внутренней части Сивашской лагуны). Абразионные и абразионно-денудационные берега в коренных породах имеют протяженность порядка 430 км, в рыхлых отложениях – 825 км. Большую протяженность имеют антропогенные берега, на долю которых приходится около 465 км. Из них 255 км занимают искусственные галечные и песчаные пляжи с наносоудерживающими сооружениями. Берегоукрепительные конструкции и волногасящая полоса нередко находятся в неудовлетворительном состоянии, на отдельных участках они не выполняют свою функцию, сильно деформированы или полностью разрушены.

Таким образом, несмотря на общность позднеплейстоцен-голоценовой истории развития побережий Азово-Черноморского региона (глобальные климатические ритмы, колебания уровня моря и пр.) и неоднократно возникавшую связь бассейнов эволюция рельефа береговой зоны, начавшаяся со времени относительной стабилизации уровня моря на отметках, близких современным, привела к большому разнообразию типов берегов, преумноженному деятельностью человека. Это обусловлено особенностями геолого-геоморфологического и структурно-тектонического строения побережий и связанными с ними условиями развития береговых процессов в голоцене, формированием бюджета наносов береговой зоны и локальными неотектоническими движениями, во многом предопределившими современные очертания контура береговой линии.

На основе представленной типизации выполнено геоморфологическое районирование береговой зоны и разработана электронная база пространственных данных, положенная в основу классических картографических материалов масштаба 1:700000–1:900000. Такое картографическое обеспечение является незаменимой основой для

проведения дальнейших фундаментальных и прикладных исследований.
Материалы публикации подготовлены в рамках выполнения работ по анализу и обобщению результатов экологических исследований морей Российской Федерации, разработке серии экологических атласов (Заказчик работ: ПАО «НК «Роснефть»), по теме ГЗ АААА-А16-116032810055-0; АААА-А16-116032810095-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зенкович В.П., 1962. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР. 710 с.

The paper presents some results of morphodynamic typification and zoning of the Azov and Black Sea's shores and their geomorphological characteristics, based on the literature data and materials of field studies of the authors in some areas of the considered coast.

Забаринская Л.П.¹, Рашидов В.А.^{2,3}, Сергеева Н.А.¹

(¹Геофизический центр РАН, г. Москва, e-mail: mila@wdbc.ru; ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; ³Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток)

Комплексные исследования Азиатской континентальной окраины

Zabarinskaya L.P.¹, Rashidov V.A.^{2,3}, Sergeeva N.A.¹

(¹Geophysical Center RAS, Moscow; ²Institute of Volcanology and Seismology, FEB, RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; ³Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok)

Comprehensive Studies in the Asia Continental Margin

Ключевые слова: Южно-Китайское море, активные континентальные окраины, геодинамические модели, геотраверс

По данным комплексных геолого-геофизических исследований построен геотраверс через Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море, континентальный склон Австралии с целью изучения глубинного строения окраинных морей и островных дуг переходной зоны между Евразией и Австралией, а также и Тихим и Индийским океанами.

Построение геодинамических моделей дает возможность изучить глубинное строение недр Земли, исследовать роль глубинных процессов и представить динамику развития активных континентальных окраин. Регион исследования расположен между двумя континентами – Евразийским и Австралийским, и двумя океанскими плитами – Тихоокеанской и Индийской и охватывает окраинные моря и островные дуги (рис. 1), сформировавшиеся в кайнозой. Начало формирования структур здесь связывают с коллизией Индии и Азии и возникновением мощной Индонезийской субдукционной зоны [1]. Очередная структурная перестройка произошла в связи с субдукцией океанской плиты Филиппинского моря под структуры Филиппин, когда возникла система островных дуг и задуговых бассейнов, где субдукционные процессы привели к активному вулканизму и сейсмичности в восточной части региона [2, 3].

Регион явился опытно-методическим полигоном для многих ученых. Здесь были апробированы различные геологические идеи и выполнены комплексные геолого-геофизические работы по международным программам [3].

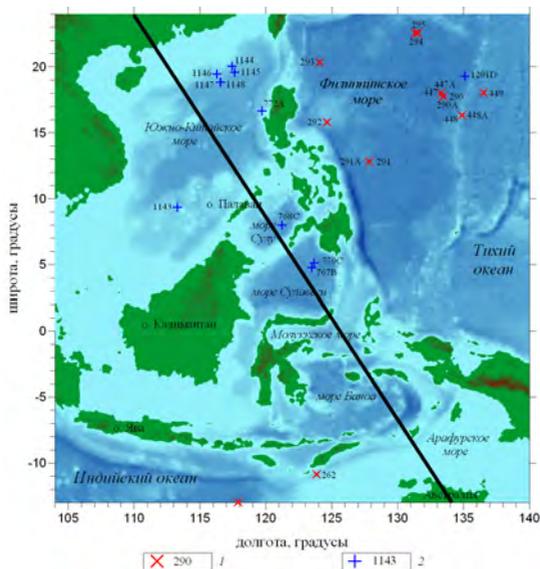


Рисунок 1. Рельеф дна региона исследований по данным [4] и положение геотраверса: 1 – скважины глубоководного бурения DSDP [5]; 2 – скважины глубоководного бурения ODP [6]

Мощность земной коры в изученном регионе изменяется от 10-15 км под окраинными морями, 25-30 км – под островными дугами и достигает 40 км под Азиатской континентальной окраиной и Австралией. Это объясняется активными субдукционными процессами, происходящими в этом регионе, действием океанических плит Индийского и Тихого океанов, и континентальных блоков Китая и Австралии. Субдукционные процессы сопровождаются проявлением магматизма и вулканизма, источники которых расположены на разных уровнях мантии.

Астеносфера занимает высокое положение под глубоководными котловинами окраинных морей, где на поверхности прослеживаются рифтовые структуры, бывшие ранее спрединговыми центрами, с толеитовым магматизмом. Лишь в пределах континентальных окраин толщина литосферы увеличивается до 70–100 км.

Кайнозой был периодом главных тектонических событий, повлиявший на геологическое строение изучаемого региона. В начале кайнозоя коллизия Индии и Евразии изменила структуру Юго-Восточной Азии. Позднее продолжающаяся коллизия привела к взаимодействию крупных плит Австралии, Евразии и Тихого океана, сопровождавшемуся активным вулканизмом и землетрясениями, исчезновением некоторых вулканических дуг и образованием новых.

Регион сложен многочисленными микроплитами, неоднократно образовавшимися и затем претерпевшими перемещения, ротацию или разрушения. Скорость спрединга в этих образованиях часто была очень велика. Большая часть окраинных морей открылась в последние несколько млн лет, а другие были субдуцированы за несколько млн лет после их формирования [1].

Коллизия континентальных литосферных плит (Евразии и Австралии) с океаническими (Индийской и Тихоокеанской), привела к образованию между ними окраинных морей и островных дуг, которое сопровождалось извержениями вулканов и катастрофическими землетрясениями. Субдукционные процессы обусловили проявление мантийных плюмов, которые, возможно, также явились оперениями суперплюма, установленного в юго-западной части Тихого океана.

Проведенные исследования дали возможность построить геотраверс через земную кору региона [2, 3], с целью изучения глубинного строения окраинных морей и островных дуг переходной зоны между Евразией и Австралией, а также Тихим и Индийским океанами. Геотраверс проходит через Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, море Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море и континентальный склон Австралии (рис. 2).

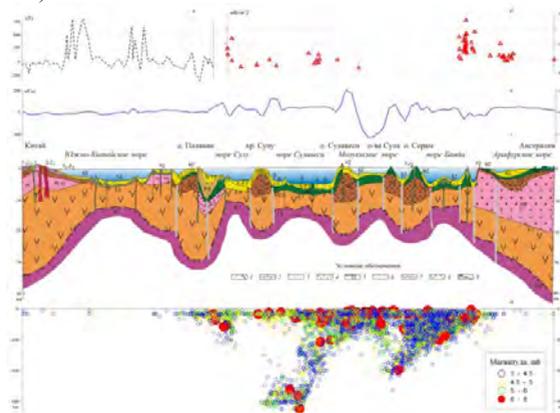


Рисунок 2. Геотраверс через Южно-Китайское море, о. Палаван, море Сулу, хребет Сулу, море Сулавеси, о. Сулавеси, Молуккское море, море Банда, Арафурское море. Составлен по данным [1, 7-11]: *a* – магнитные аномалии; *b* – тепловой поток; *в* – гравитационные аномалии в свободном воздухе; *г* – геолого-геофизический разрез: 1 – разломы; 2 – известняки; 3 – нижняя часть коры; 4 – верхняя часть коры; 5 – скорости сейсмических волн; 6 – осадочный слой; 7 – вулканогенный слой; 8 – базальты; 9 – поверхность Мохо; *д* – распределение гипоцентров землетрясений за период 1904–2017 гг. (построено по данным [12]).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hall R. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations // *J. Asian Earth Sci.* 2002. V. 20. P. 353–431.
2. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. и др. Глубинное строение континентальных окраин региона Южно-Китайского моря // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле.* 2011. 2. Вып. 18. С. 52–72.
3. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
4. Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings // *Science.* 1997. V. 277. P. 1957–1962.
5. Deep Sea Drilling Project (DSDP). Reports and Publications. <http://www.deepseadrilling.org/index.html>.
6. Ocean Drilling Program (ODP). Samples, Data, & Publications. <http://www.oceandrilling.org/Publications/default.html>
7. Atlas of geology and geophysics of China Seas and adjacent regions / Ed. Liu Guangding. Beijing, China: Science Press, 1992. 84 p.
8. Hamilton W. Tectonics of Indonesian Region. US Geol. Surv. Washington, 1979. 345 p.
9. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results / Eds.: E.A. Silver, C. Rangin, M.T. von Breyman et al. 1991. V. 124. 582 p.
10. Studies in East Asian tectonics and resources (SEATAR). CCOP Project. Bangkok, Thailand, 1981. 250 p.
11. Zhao M., Qiu X., Xia S. et al. Seismic structure in the northeastern South China Sea: S-wave velocity and Vp/Vs ratios derived from three-component OBS data // *Tectonophysics.* 2010. V. 480. P. 183–197.
12. NEIC PDE Catalog. National Earthquake Information Center, U.S. Geological Survey. <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/index.php>

According to the data of complex geological and geophysical studies, the Geotraverse was built across the South China Sea, Palawan Island, the Sulu Sea, the Sulu Range, the Sulawesi Sea, the Moluccan Sea, the Banda Sea, the Arafura Sea, the continental slope of Australia in order to examine the deep structure of the marginal seas and island arcs of the transition zone between Eurasia and Australia, as well as the Pacific and Indian oceans.

Ильин А.В.

(Акустический институт имени акад. Н.Н. Андреева, г. Москва,
e-mail: alexander_ilyin@mail.ru)

Отражение магматической камеры в рельефе осевой зоны срединно-океанических хребтов (на примере Южной Атлантики)

Ilyin A.V.

(Acoustic Institute, Moscow)

Reflection of the magmatic camera in the mid-oceanic ridges relief (The South Atlantic as an example)

Ключевые слова: магматическая камера, морфометрия, рельеф, океанический хребет

Магматические камеры вдоль осевой зоны СОХ располагаются между трансформными разломами. Рельеф кровли камеры закономерно изменяется от преимущественно вулканических форм в её центральной части до форм преимущественно тектонической направленности в концевых, притрансформных участках. Выявлению подобной закономерности способствовало расположение профилей вкрест простирания осевой зоны хребта с интервалом 10 км.

Южная Атлантика характеризуется активным проявлением магматических процессов. В этой части океана контуры магматической камеры осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ) четко обозначены батиметрически и располагаются в рамках САХ.

Наглядным примером в этом отношении является сегмент САХ, ограниченный широтами 50°ю.ш. и 54°ю.ш. Протяженность сегмента между трансформными разломами составляет около 300 км.

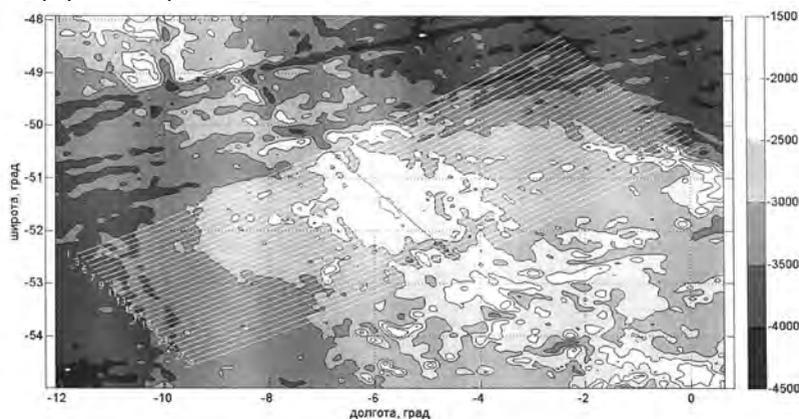


Рисунок 1. Батиметрия в районе южной Атлантики

Для характеристики рельефа были составлены батиметрические профили с использованием цифровых баз данных ГЕБКО и альтиметрических измерений (рис. 1). Профили располагаются в системном порядке вкрест простирания хребта с интервалом 10 км.

Визуальная оценка рельефа показывает, что сегмент разделяется на три части – северную, центральную и южную.

Количественная оценка рельефа проводилась с использованием формул, предложенных нами ранее. Морфометрия каждого батиметрического профиля идентифицировалась по трём параметрам – по вертикальному h_{mean} и горизонтальному l_{mean} расчленению и по средним углам наклона (рис. 2).

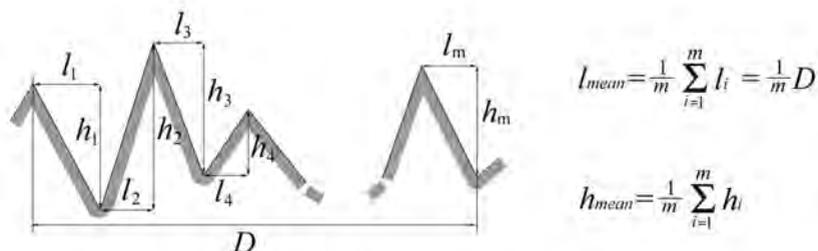


Рисунок 2. Методика расчета морфометрических показателей

Сопоставление данных указывает на различия вертикального расчленения рельефа центрального и концевых блоков сегмента примерно в два раза. Это отчетливо проявляется в морфологии сегмента.

Таблица. Результаты расчетов морфометрических показателей

| Положение блока | Горизонтальное расчленение км | Вертикальное расчленение м | Средний угол наклона град. |
|-----------------|-------------------------------|----------------------------|----------------------------|
| Северный | 21 | 180 | 1 |
| Центральный | 21 | 110 | 0.5 |
| Южный | 20 | 200 | 1 |

Рифтовая долина в центральной части, представляющей собой пологий свод, практически не проявляется. В концевых блоках сегмента она приобретает типичный облик, характерный для осевых зон медленно-спрединговых хребтов. Подобное строение рельефа наблюдается и в других сегментах САХ, что характеризует взаимосвязь морфометрии с магматической камерой [1, 2]. Очевидно, что в центральном блоке проявление магматизма более интенсивное, нежели в притрансформных окончаниях. То есть наблюдается отражение контуров магматической камеры в рельефе осевой зоны срединного хребта. Другими словами в рамках сегмента существует рельеф магматической и тектонической направленности.

Усреднение данных по всему профилю не предусматривает отражение характеристик рельефа, осложняющих его генеральные черты. Системное расположение профилей с интервалом в 10 км позволяет установить некоторую преемственность отдельных форм рельефа. Среди них преобладают прерывистые гряды и смежные ложбины с простираем вдоль осевой зоны. Наблюдаются одиночные возвышения без очевидной связи с грядово-ложбинным рельефом. Превышения гряд над ложбинами составляют десятки и первые сотни метров, а протяженность десятки километров.

Судя по характеру вторичного рельефа, кровля магматической камеры представляется трещиноватой структурой. Трещины образуются в центре спрединга неравномерно и наследуются ближней периферией осевой зоны. Не исключается, что некоторые трещины образовались в кровле камеры за пределами центра спрединга. В связи с этим следует обратить внимание на определённую исключительность рассмотренного сегмента, которая состоит в том, что обширные пространства дна на периферии центральной части сегмента характеризуются отсутствием идентифицируемых магнитных аномалий на востоке до 13 м.а., на западе до 8 м.а. Возможно, всё это пространство располагается над активной горячей точкой и прогретая литосфера исключает формирование линейных магнитных аномалий. Само образование горячей точки относится к периоду между 8 и 13 аномалиями. Центр горячей точки находится близко к центру спрединга или совпадает с ним. Всё пространство от 8 аномалии на западе до 13 на востоке характеризуется равнинным рельефом, отражающим активную вулканическую деятельность с формированием равнинных полей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ильин А.В. Вулканические нагорья в рифтовой зоне Южной Атлантики. // Доклады академии наук, 2014. Т. 455. № 6. С. 707–711.
2. Ильин А.В. Особенности морфоструктуры рифтовой зоны Южно-Атлантического срединно-океанического хребта. // Геоморфология. 2014. № 2. С. 36–43.

Magmatic camera (pocket) along the axial zone of the mid-ocean ridge are located between transform faults. Relief of the camera roof progressively changes from predominantly volcanic forms in the central part to the forms of predominantly tectonic pattern in the marginal zones close to the transforms. What allowed to reveal this regularity was the alignment of bathymetric profiles across the strike of the mid-oceanic ridges axial zone an 10-km intervals.

Ильинский Д.А., Рогинский К.А., Ганжа О.И., Хортов А.В.
(Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: akhortov@mail.ru)

Глубинное строение Черноморской впадины по данным многоволновой сейсморазведки 3Д-4С с использованием автономных донных станций

Pyinsky D.A., Roginsky K.A., Ganzha O.I., Khortov A.V.
(P.P.Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow)

The deep structure of the Black Sea basin according to multi-wave 3D-4C seismic data using autonomous bottom stations

Ключевые слова: сейсморазведка, автономные донные станции, пневмопушки, судно-источник

Целью вышеназванных исследований является увеличения эффективности выполнения многоволновой сейсморазведки МОГТ-3Д-4С с применением автономных донных сейсмических станций (АДСС) на Черном море на валу Шатского и улучшения качества отображения с целью изучения его сейсмогеологического строения в сравнении с ранее выполненной 3Д сейсморазведкой традиционной технологией с буксируемые многоканальными приемными системами (косами).

Поиск и изучение залежей углеводородов (УВ) в глубоководной котловине Черного моря и на вале Шатского имеет длительную историю [1–4]. Были проведены 2-х мерные и 3-х мерные сейсмические исследования, были получены структуры с потенциалом нахождения УВ. В 2018 г была пробурена первая глубоководная скважина на структуре Северо-Черноморская (поднятие Мария) вала Шатского. Но далеко не все вопросы строения вала Шатского еще решены даже после таких комплексных исследований. Поэтому получение донных полно-азимутальных 4-х компонентных сейсмических данных на вале Шатского поможет решить спорные вопросы, привязать донные многокомпонентные данные к скважинным.

Автономные донные само-всплывающие регистраторы (АСДР) *GNS* обладают рядом свойств (длительная автономность работы, беспроводное управление и скачивание данных, автоматическая синхронизация часов приборов через корпус, установка на дно и самовсплывание без дополнительных устройств подъема) для эффективного проведения сейсмической донной съемки за гораздо меньшее время по сравнению с имеющимися технологиями донных работ.

При работе с регистраторами *GNS* не надо иметь специально оборудованное судно-раскладчик для обслуживания систем регистрации данных: все работы с донными регистраторами можно проводить на

одном судне, которое являет и судном источником и служит для сбора и перестановки донных станций в ходе выполнения проекта.

Регистраторы *GNS* записывают сигналы сейсмического диапазона, расширенного в сторону низких частот (до периодов 2 секунды), что позволяет получать не только более качественное широкополосное сейсмическое изображение среды, но и записывать данные для прямых поисков углеводородов по методу низкочастотного сейсмического зондирования. Метод низкочастотного сейсмического (НЧС) зондирования был разработан ЗАО «Градиент» и широко применяется для успешного прогнозирования мест нового бурения в его пассивной сухопутной модификации. Предшествующие результаты, полученные ЗАО «Градиент» говорят о высокой надежности и успешности метода. Осенью 2015 г. были проведены тестовые работы на дне Нижнекамского водохранилища и получены положительные результаты прогнозирования УВ по методу НЧС в его донной модификации. В 2016 г. нами был проведен пилотный проект в Набильском Заливе для РН Шельф Арктика по прямым поискам УВ по методу низкочастотного зондирования. Морской сейсмический источник содержит в своих излучениях низкочастотные компоненты вплоть до 1 Гц. При широко применяемых в промышленности объемах камер пушек от 1 до 5 л максимум излучаемой энергии находится выше диапазона 1–10 Гц, но и для этого диапазона энергия излучений, хотя и значительно ниже (на 30 дБ) основного сейсморазведочного диапазона, но все же содержит достаточно энергии для ее использования при низкочастотном зондировании. В работе на валу Шатского помимо сбора данных активной сейсмики мы предлагаем также провести сравнение результатов прямых поисков углеводородов (УВ) по активной и пассивной компонентам сейсмического волнового поля, для чего выделить дополнительное время (16 часов) для сбора данных пассивной сейсмики на каждой активной расстановки донных регистраторов.

4-х компонентная сейсмическая съёмка с автономными донными регистраторами предоставляет данные для построения карт трещиноватости по рассеянной компоненте волнового поля Р и S волн и позволяет выявить флюидонасыщенную трещиноватость. выполнение работ с донными станциями на длинных профилях позволит решить следующие актуальные задачи изучения геологического строения Черного моря:

1. Определить глубину залегания кристаллического фундамента на валу Шатского и в Туапсинском прогибе на длинных профилях с донными регистраторами, проследить морфологию поверхности фундамента, определить скорость поперечных и продольных волн в нижней части осадочного чехла и в фундаменте, уточнить толщину коры.

2. Прояснить генезис образования Восточно-Черноморской впадины. На современных палеотектонических реконструкциях вал Шатского, уже

начиная с байосского времени (171 млн. лет), соприкасался непосредственно с понтидами южного берега Черного моря. Осадочные горизонты, соответствующие этому геологическому времени, являются последними видимыми отражениями на разрезах, полученных с помощью буксируемых кос. Исследования с донными станциями позволят продлить известную геологическую историю в более раннее время, а также полнее использовать аналогии в строении турецкого сектора Черного моря для прогнозирования нефтегазоносности Российского сектора и поисков глубинных источников нефти.

3. Дать более определенную датировку осадков нижней части осадочного чехла, так как профили с донными станциями 2005 г. проходили через пробуренные скважины, а их продолжение в Российский сектор позволит привязать новые сейсмические изображения к данным бурения.

4. Определить существование, объем и местоположение продуктов рифтового подплавления в форме подкорковой интрузии или вулканических образований.

5. Определить тип расширения земной коры в центре котловины и направление, относительно которого сопряженные континентальные окраины симметричны.

6. Определить, как расширение коры распределено между верхней и нижней корой.

7. Определить природу утончения земной коры поперек восточной части Черноморской котловины и сопряженных с ней континентальных окраин.

Таким образом, глубинные работы, выполненные в последнее десятилетие с помощью четырехкомпонентных донных станций, убедительно доказывают возможность исследования глубоких геологических горизонтов, которые недоступны наиболее распространенной в промышленности технологии МОВ ОГТ с буксируемыми косами. Донная аппаратура и технология работы с ней должны быть использованы для получения информации о происхождении углеводородов. В настоящем исследовании предложен проект изучения глубинного строения котловины Черного моря и ее обрамления для решения проблем происхождения и миграции глубинной нефти.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН № 0149-2019-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гринько Б.Н., Ковачев С.А., Хортов А.В. Глубинно-скоростная модель вала Шатского по данным МОГТ- МПВ // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2003. № 6. С. 49–52.
2. Исмагилов Д.Ф., Терехов А.А., Шайнуров Р.В. Поднятие Палласа в Черном море мезозойский погребенный рифовый массив // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319(4). С. 935–938.

3. Пудовкин А.А., Хортов А.В. Сеймостратиграфические особенности и перспективы нефтегазоносности вала Шатского // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2002. № 1. С. 40–46.
4. Хортов А.В., Непрочнов Ю.П. Глубинное строение и некоторые вопросы нефтегазоносности южных морей России //Океанология. 2006. Т. 46. № 1. С. 114–122.
5. Ilinskiy D.A., Roginskiy K.A., Ganzha O.Y. Geophysical technologies for study of deep oil genesis // Vestnik Gosudarstvennogo universiteta morskogo i rechnogo flota imeni admirala S.O. Makarova. 2018. V. 10.5. P. 936–950. DOI: 10.21821/2309-5180-2018-10-5-936-950.

The purpose of the above studies is to increase the efficiency of the multi-wave seismic exploration MOGT-3D-4C using autonomous bottom seismic stations (ADSS) on the Black Sea on the Shatsky shaft and improve the quality of the image in order to study its seismic and geological structure in comparison with the previously performed 3D seismic technology using towed technology multichannel receiving systems (braids).

Карнаух В.Н.

(Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г.

Владивосток, e-mail: karnaukh@poi.dvo.ru)

Вулканы возвышенности Первенец (Японское море)

Karnaukh V.N.

(Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,

Vladivostok)

Volcanoes of the Pervenets Rise (Sea of Japan)

Ключевые слова: возвышенность Первенец, гора Петра Великого, гора Сибирь, вулканы, Японское море.

Составлена карта рельефа морского дна возвышенности Первенец. На основе комплексного использования батиметрических и сейсмоакустических данных установлено, что на возвышенности имеются многочисленные свидетельства проявления позднекайнозойской тектоно-магматической активизации, предположительно плиоцен-плейстоценового возраста.

В результате геофизических исследований изучен рельеф дна и строение осадочных отложений возвышенности Первенец, располагающейся в северо-западной части Японского моря (Рисунок). Возвышенность Первенец изобатой 2650 м замыкается в отдельное поднятие, состоящее из двух субмеридиональных хребтов – западного и восточного. Хребты разделены седловиной, расположенной на глубине около 2000 м. Длина возвышенности составляет 60 км, а ширина – 45 км. Возвышенность характеризуется крутыми склонами, отделяющими ее от абиссальной равнины Японской котловины и вершинной поверхностью.

Западный хребет состоит из двух, меньших по размерам и кулисообразно расположенных хребтов, соответствующих двум поднятиям фундамента мезозойского возраста [1]. Седловина между последними, и часть хребта к западу от нее выровнена в результате накопления чехла среднеиоцен-четвертичных осадков толщиной до 500 м [2] и располагаются на глубине около 1900 м. Вдоль оси вершины южной части хребта выделяется цепочка поднятий, состоящая из, примерно, 15 отдельных конусообразных гор. Они возвышаются над дном окружающих частей хребта на высоту 50–300 м, а их диаметр составляет 300–800 м. Минимальное значение глубины моря на западном хребте отмечено над вершиной одной из гор и составляет 1295 м. Цепь поднятий прослеживается в субмеридиональном направлении на расстояние около 22 км. К востоку от неё, на расстоянии 0.5–1.5 км располагается еще два отдельных поднятия, а западнее, на расстоянии около 2 км, еще одно. Все они имеют размеры, сходные с поднятиями в основной

цепочке. Морфологические особенности строения западного хребта указывают на то, он может являться частью крупной линейной вулканической постройки, обладавшей протяженным подводным каналом.

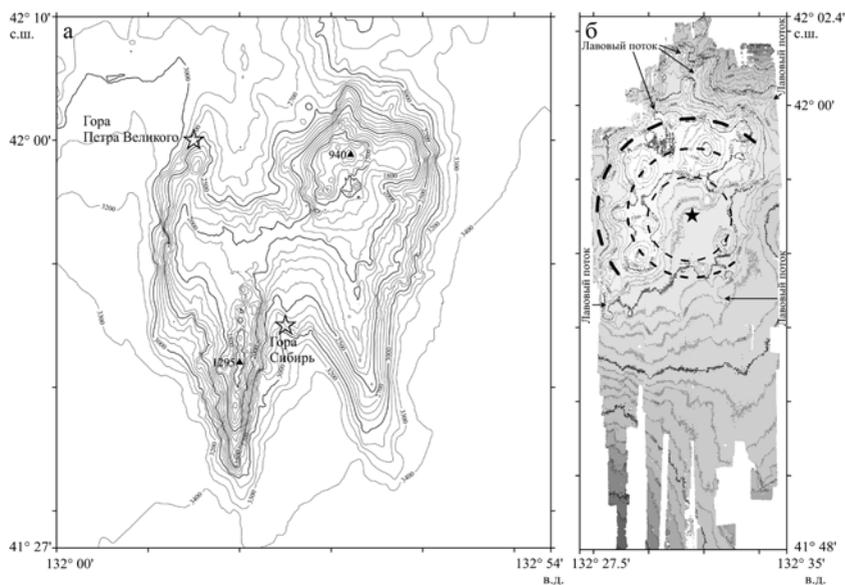


Рисунок. а) Карта рельефа морского дна возвышенности Первенец. Местоположение горы Петра Великого и горы Сибирь обозначено согласно сведениям, приведенным в [3].

б) Рельеф дна восточной части возвышенности Первенец, составленный по данным съемки с многолучевым эхолотом. Пунктирными линиями обозначено местоположение трех дугообразных систем вулканических построек. Звездочкой обозначено местоположение центра кальдеры.

Восточный хребет имеет в плане форму треугольника. Наиболее широкой и высокой является его северная часть. Ширина хребта здесь около 27 км. Отмеченные здесь значения глубины моря – 940 м, являются самыми минимальными в районе всей возвышенности. В южном направлении хребет сужается до 8–10 км. Хребет имеет относительно ровную поверхность, сглаженную в результате накопления здесь чехла неоген-четвертичных осадков толщиной до 600 м [2], и только на его северном и южном окончаниях выделяются многочисленные конусообразные поднятия. Наиболее хорошо изучено строение северной и центральной частей этого хребта, исследованных с использованием многолучевого эхолота SeaBeam 3050.

В пределах северной части хребта выявлено 16 конусообразных поднятий высотой от 100 до 300 метров, имеющих, как правило, округлую в плане

форму, и являющихся также вулканическими постройками. Мы полагаем, что данные поднятия могут быть упорядочены посредством их разделения на три отдельных системы поднятий, каждая из которых располагается на дугах окружности различного диаметра, с общим центром в чашеобразной депрессии. Первая – внешняя, система поднятий располагается на северо-западной части дуги окружности диаметром 9.6 км. Здесь поднятия имеют диаметр от 400 до 1000 м и высоту до 200 м. Отметки вершин поднятий находятся в диапазоне от 1070 м до 1270 м. Как правило, к поднятиям примыкают радиально ориентированные наружу, вниз по склону, протяженные и пологие хребты длиной до 4–5 км и шириной до 700 м. Высота хребтов достигает 100 м. Хребты, как правило, имеют изогнутую или извилистую форму. Их вершинная поверхность имеет бугристый рельеф. Амплитуда неровностей составляет первые десятки метров. Мы полагаем, что данные хребты соответствуют лавовым потокам, сформировавшимся при извержениях в пределах вулканических построек. На лавовых потоках отсутствуют современные осадки, что может указывать на относительно недавние излияния лав. Вторая – средняя, система поднятий располагается на западной половине дуги окружности диаметром 6.5 км. Здесь поднятия имеют диаметр от 1500 до 2000 м и высоту до 250 м. Отметки вершин поднятий находятся в диапазоне от 940 м до 1060 м. К югу от одной из вулканических построек примыкает лавовый поток протяженностью 2 км. Третья – внутренняя, система поднятий располагается на окружности диаметром 4.3 км. Здесь поднятия имеют диаметр от 500 до 1300 м и высоту до 220 м. Отметки вершин поднятий находятся в диапазоне от 1080 м до 1220 м. Лавовые потоки здесь не обнаружены.

В центральной части этих дугообразных систем поднятий располагается крупная, воронкообразная депрессия диаметром около 4 км. Дно депрессии слабо наклонено на юго-восток от 1300 м до 1500 м и постепенно соединяется с восточным склоном хребта. Депрессия заполнена хорошо стратифицированными осадками толщиной около 150 м. В северо-восточной части депрессии осадки имеют признаки внутренних деформаций, тогда как в ее юго-восточной части они, как правило, не деформированы. Можно предположить, что данная структура соответствует кальдере вулкана, в которой в настоящее время продолжают идти слабые поствулканические процессы. Центр кальдеры, по-видимому, располагается в районе общего географического центра систем вулканических поднятий.

С восточной стороны к кальдере примыкает небольшая корытообразная депрессия, глубиной до 300 м и ориентированная в восток-юго-восточном направлении, примерно перпендикулярно восточному склону хребта. Депрессия выделяется в интервале глубин 1800–2400 м, ее длина достигает 7 км, а ширина увеличивается в направлении вниз по склону от 2 км до 3 км.

К югу от данной структуры, на расстоянии 13 и 22 км располагаются еще две чашеобразных депрессии. Их диаметр составляет 2–3 км, а глубина 80–150 м. Осадки в депрессиях характеризуются наличием активных внутренних постседиментационных деформаций, обрушением и оползанием на их бортах. На основании этого можно предположить, что данные впадины соответствуют побочным кратерам, сформированным относительно недавно, предположительно в плиоцен-плейстоценовое время в результате нескольких эпизодов взрывной деятельности, и в которых сохранились слабые поствулканические процессы. В пределах южной части восточного хребта возвышенности Первенец на глубине около 2200 м выделены немногочисленные (3 единицы) конусообразные вулканические постройки высотой около 100 метров и диаметром около 1000 м.

Наличие кальдеры на вершине восточного хребта возвышенности Первенца и побочных кратеров на его склонах дает основание предположить, что данная вулканическая постройка может быть отнесена к аппарату центрального типа, на которой извержения имели взрывной характер. Отдельные вулканические постройки вокруг кальдеры, по-видимому, являются “сателлитными” на теле главного вулкана. По результатам предшествующих геологических исследований установлено, что наложенные вулканические постройки на западном хребте возвышенности Первенец были образованы в раннем и среднем миоцене [1,4]. Геологическое драгирование на вулканических постройках вершинной части восточного хребта не производилось. Принимая во внимание отсутствие осадочных отложений на вершинах сателлитных вулканов, их склонах и в седловинах между ними, в также отсутствие осадков на примыкающих к ним лавовых потоках можно предположить, что данные вулканические объекты были сформированы гораздо позже основного этапа вулканизма на возвышенности (ранний и средний миоцен). Для грубой оценки времени извержения вулканов на восточном хребте и времени образования его кальдеры можно воспользоваться вычислением возраста, используя наши знания о мощности осадочных отложений на возвышенности и времени начала отложения здесь осадков. Известно [2], что наиболее древние осадки возвышенности Первенец имеют возраст 14.9–13.1 млн/ лет, а средняя мощность осадков составляет около 600 м. Тогда примерная средняя скорость осадконакопления на возвышенности может составлять около 40–45 мм/1000 лет. Кальдера вулкана заполнена осадками мощностью около 150 м. В этом случае, вулканическая активность в кальдере ослабла, и она началась заполняться осадками примерно 3.5 млн лет назад, т.е. в середине плиоцена. Принимая во внимание наличие на возвышенности не скомпенсированных осадконакоплением побочных кратеров предполагается, что вулканическая активность продолжалась здесь до конца плиоцена, а возможно, и в плейстоцене. На склонах возвышенности Первенец широко распространены оползневые

тела, что может указывать на неустойчивость поверхности осадконакопления, возможно в результате извержений в плиоцен-плейстоценовое время или пострифтового погружения возвышенности, происходившего в период со среднего миоцена до раннего плиоцена [2].

Сопоставление местоположения горы Петра Великого и горы Сибирь [3] с картой рельефа дна возвышенности Первенец показывает, что они располагаются на периферии возвышенности, на склонах ее западного хребта на глубине около 2700 м, и здесь отсутствуют конкретные морфологические объекты, которым они могут однозначно соответствовать. Но, учитывая возможную ошибку в определении координат в 1950–1960 гг. можно предположить, что гора Петра Великого и гора Сибирь могут сопоставляться с отдельными горами северной и южной вершин западного хребта возвышенности Первенец. Т.е. наименования гора Петра Великого и гора Сибирь появились в процессе исследования на отдельных полигонах западной части возвышенности Первенец и в условиях отсутствия в то время представления о наличии здесь обширного единого подводного поднятия.

Работа выполнена по теме госзадания АААА-А17-117030110033-0 “Палеоокеанология окраинных морей Востока России и примыкающих районов Тихого океана, особенности и этапность кайнозойского осадконакопления, магматизма и рудогенеза” и гранта АААА-А18-118022090002-7 программы “Дальний Восток” ДВО 18-1-008 “Строение и развитие земной коры дна дальневосточных морей России и Восточного сектора Арктики, прогноз и оценка энергетических и минеральных ресурсов их шельфовых областей” в рамках темы ТОИ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология дна Японского моря / Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Ващенко Н.Г., Съедин В.Т., Терехов Е.П., Цой И.Б. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
2. Карнаух В.Н., Карп Б.Я., Цой И.Б. Сейсмостратиграфия осадочного чехла и процессы осадконакопления на возвышенности Первенца и ее окрестностях (Японское море) // Океанология. 2005. Т. 45. № 1. С. 118–129.
3. Словарь географических названий форм подводного рельефа / Агапова Г.В., Виноградова Н.В., Кашникова И.П. М.: ГИН РАН, 1993. 311 с.
4. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Съедин В.Т. и др. Новые данные по радиоизотопному датированию вулканитов Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 5. С. 118–122.

A map of the bottom relief of the Pervenets Rise was compiled. On the basis of complex using of bathymetric and single-channel seismoacoustic data, it was established that on the Rise there are numerous evidence of late Cenozoic tectonic-magmatic activation, presumably of the Pliocene-Pleistocene age.

**Кондратьева Д.М., Мазнев С.В., Новикова А.В.,
Селюженко В.В., Огородов С.А.**

(Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: dasha.inf@mail.ru)

Разработка электронного атласа абразионной и ледово-эскарационной опасности прибрежно-шельфовой зоны Российской Арктики

**Kondratyeva D.M., Maznev S.V., Novikova A.V.,
Selyuzhenok V.V., Ogorodov S.A.**

(Lomonosov Moscow State University)

Development of an electronic atlas of abrasion and ice-gouging hazards of the coastal and shelf area of the Russian Arctic

Ключевые слова: термоабразия, ледовая эскарация, ледяной покров, карта, опасные процессы

В настоящий момент ведется разработка электронного атласа абразионной и ледово-эскарационной опасности прибрежно-шельфовой зоны. Атлас состоит из вводно-методической и собственно картографической частей. На все моря Российской Арктики и ряд ключевых участков составляются карты типов берегов и степени интенсивности термоабразии и карты ледово-эскарационной опасности. Разработка атласа позволяет применить современные методические подходы, получить результаты, соответствующие современной обстановке на арктических морях.

Разработка электронного атласа абразионной и ледово-эскарационной опасности прибрежно-шельфовой зоны ведется коллективом научно-исследовательской лаборатории геоэкологии Севера географического факультета МГУ. Атлас состоит из двух частей: вводно-методической и собственно картографической.

Вводно-методическая часть будет включать общее описание структуры атласа и легенд для карт, описание и фотографии арктических берегов, общую схему и описание прибрежно-шельфовой зоны типичного замерзающего моря, видов ледяных образований и интенсивности их воздействия на берега и дно. В этом же разделе помещаются обзорные карты-схемы Российской Арктики: литолого-геоморфологического и геокриологического строения побережья, колебаний относительного уровня моря и вертикальных движений земной коры, сезонного нарастания (таяния) ледяного покрова, аномалий продолжительности динамически активного периода 2005–2018 гг., строения ледяного покрова в период его максимального распространения (осредненную для периода до (1979–1999 гг.) и во время глобального потепления (2005–2018 гг.) источников и ареалов распространения айсбергов.

Картографический раздел содержит обзорную карту абразионной и ледово-экскавационной опасности прибрежно-шельфовой зоны в масштабе всей Российской Арктики и региональные карты на отдельные моря, включая врезки наиболее исследованных районов в более крупных масштабах (Печорское море, Байдарацкая и Обская губы). На все моря Российской Арктики составляются карты типов берегов и степени интенсивности термоабразии и карты ледово-экскавационной опасности.

Типизация берегов Российской Арктики по абразионной опасности включает геоморфологическую (тип берега) и динамическую (скорость отступления/проградации береговой линии) составляющую. Карты позволяют определить, каким типом берега (абразионным, аккумулятивным, или другим) представлен данный отрезок береговой линии и с какой скоростью идет процесс отступления (проградации) береговой линии. Скорость абразии берегов определяется литолого-геоморфологическим строением береговых уступов и подводного склона, шириной пляжа, рельефом дна, гидрометеорологическими и другими факторами (изменением уровня моря, темпами и направлениями неотектонических движений). Абразия берегов опасна как для инженерных сооружений, пересекающих береговую черту, так и для объектов, расположенных в непосредственной близости от берегового уступа. Соответственно, чем выше скорость отступления берега, тем выше абразионная опасность и угроза для инженерных сооружений. Способ изображения степени опасности – внемасштабные линии с различным наполнением (морфологический тип берега), различного цвета в зависимости от скорости отступления береговой линии, характеризующей абразионную опасность (0 м/год – зеленый – для стабильной береговой линии, 0,1–0,5 м/год – желтый – для берегов с низкой абразионной опасностью; 0,5–2 м/год – оранжевый – для берегов с средней абразионной опасностью, 2–5 м/год – красный – для берегов с высокой абразионной опасностью, более 5 м/год – бордовый – для берегов с экстремально высокой абразионной опасностью).

На картах более крупного масштаба (Байдарацкая и Обская губы, Печорское море) также показан морфогенетический тип прилегающей суши; внемасштабными точечными знаками отображены различные агенты влияния на береговые процессы, например, участки техногенного освоения, районы массового развития оползневых процессов, районы массового распространения обвально-осыпных процессов, районы развития ледового комплекса, районы массового развития дефляции, прочие важные объекты. Для ключевых участков побережий Российской Арктики описаны четвертичные отложения и их криолитологические свойства, влияющие на динамику берегов.

Второй основной вид карт – карты интенсивности ледово-экскавационной опасности. Экскавация – процесс механического выдавливания донного грунта киллями ледяных образований, связанный с динамикой ледяного покрова,

торошением и стамухообразованием, дрейфом айсбергов и ледяных полей с вмержшимивнихторосами. Она определяется текущей глубиной моря, строением рельефа дна, физико-механическими свойствами грунтов, прочностью килей ледяных образований, течениями, приливами и метеорологическими факторами. Экзарация – процесс опасный для гидротехнических сооружений, в частности подводных трубопроводов и кабелей связи, соответственно, чем выше интенсивность ледово-экзарационного воздействия (число и глубина актов пропашки на единицу площади за единицу времени), тем выше опасность для инженерных сооружений.

Районирование прибрежно-шельфовой зоны по интенсивности воздействия ледяных образований на берега и дно и последующее картирование выполняется согласно методике, разработанной С.А. Огородовым [1]. Карты позволяют выявить участки дна замерзающих морей с различным механизмом ледово-экзарационных воздействий, различной интенсивностью экзарации или ее отсутствием. Основа для районирования по интенсивности ледовых воздействий – батиметрическая карта, способ изображения – изолинии темно-синего цвета. Отображение механизма и интенсивности (включая айсберговую опасность) воздействий ледяных образований на дно реализованы площадным наложением качественного фона в виде штриховки разного вида и цвета. Ледово-экзарационная опасность оценивается для периода максимального развития ледяного покрова. На детальных картах (Печорское море, Байдарацкая и Обская губы Карского моря) для характеристики определенных участков, например, районов образования навалов и надвигов льда также использованы точечные внесмасштабные значки.

Разработка атласа абразионной и ледово-экзарационной опасности прибрежно-шельфовой зоны позволяет применить современные методические подходы, получить результаты, соответствующие современной обстановке на арктических морях, и применить их в ходе планирования хозяйственной деятельности в прибрежно-шельфовой зоне Российской Арктики.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант № 16-17-00034-п.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны, М.: Изд-во Московского университета, 2011. 173 с.

Now we develop an electronic atlas of abrasion and ice-gouging hazards of the coastal and shelf area of the Russian Arctic. The atlas consists of methodological and cartographic sections. Maps of coasts types, thermal abrasion rates and ice-gouging hazard are created for all the seas of the Russian Arctic and a number of key areas. The development of the atlas makes it possible to apply modern methodological approaches and obtain results that correspond to the current state in the Arctic seas.

Косевич Н.И., Брянцева Г.В., Кирянина А.В.

(Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: nkosevich@gmail.com)

Применение ГИС-технологий при структурно-геоморфологическом исследовании прибрежной зоны Крыма

Kosevich N.I., Bryantseva G.V., Kiryanina A.V.

(Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow)

The use of GIS technology in the study of the coastal zone of Crimea

Ключевые слова: геоморфология, морфометрический ГИС-анализ, морфоструктурный ГИС-анализ, полуостров Крым, Черное море, морфоструктурное районирование, прибрежная зона.

На основе изучения геоморфологического строения прибрежной зоны вдоль Западного берега Крымского полуострова проведено морфоструктурное районирование данного региона и даны основные морфометрические и морфологические характеристики морфоструктур. Исходными данными послужили разномасштабные и разноплановые данные (навигационные карты, ИБСАО и т.д.). На базе морфометрического метода поиска тектонических структур и структурно-геоморфологического ГИС-анализа проанализированы цифровые модели дна Чёрного моря и прибрежной суши в программном комплексе ArcGIS ESRI.

Изучением юго-западной части Крымского полуострова занимаются уже более двухсот лет в связи с высоким интересом к его геологическому и тектоническому строению. Формирование рельефа данного региона и история его развития до сих пор остаются дискуссионными. Анализ вклада рельефа в функционирование геосистем широко используется в геоморфологии при проведении исследований в мировом научном сообществе, и в частности, в российском научном сообществе. В последнее время с развитием геоинформационных технологий морфометрический и структурно-геоморфологический анализ рельефа стал неотъемлемой частью при решении некоторых геоэкологических задач и при проведении изысканий для проектирования и строительства в различных областях [1].

Полуостров Крым располагается в Альпийской геосинклинальной (складчатой) области. С тектонической точки зрения побережье Крыма относится к двум регионам: Скифская плита (северо-западное, западное и восточное побережье) и Крымский мегаантиклинорий (южное побережье Крыма). Регион исследования – Западный берег Крыма, Гераклеийский полуостров и шельф Чёрного моря вдоль данных участков – располагается в пределах Скифской плиты.

Целью нашего исследования является комплексный морфометрический ГИС-анализ и структурно-геоморфологический ГИС-анализ Западного и Юго-Западного побережья Крымского полуострова на основе данных дистанционного зондирования (ALOS [2] и GEBCO [3]).

Цифровые модели рельефа побережья и дна Чёрного моря стали основой построения тематических картосхем важнейших морфометрических показателей [4]: гипсометрическая и батиметрическая картосхема, модели углов наклона дневной поверхности и шельфа Чёрного моря, а также глубины расчленения рельефа, густоты расчленения рельефа и общего показателя расчленения рельефа. Комплексный анализ данных характеристик рельефа позволил составить карту морфометрических комплексов региона исследования.

В ходе структурно-геоморфологического ГИС-анализа [5] региона исследования по серии геоинформационных моделей (порядков водотоков, базисных поверхностей разных порядков и разницы базисных поверхностей разного порядка) были выделены площадные и линейные морфоструктуры Западного и Юго-Западного побережья Крымского полуострова.

Применение геоинформационных технологий позволяет быстро и эффективно оценивать морфометрические и морфологические характеристики рельефа, в том числе для целей прогнозирования опасных геологических и геоморфологических процессов Западного и Юго-Западного побережья Крымского полуострова.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №18-45-920073 р_а «Геодинамические аспекты трещиноватости береговой зоны Севастопольского района юго-западного Крыма: комплексные исследования, мониторинг и техногенные риски».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глейзер И.В., Копанева И.М., Рублева Е.А. Некоторые аспекты использования ГИС-технологий при морфометрическом анализе рельефа // Вестник Удмуртского университета, 2006. № 11. С. 143–146.
2. ALOS Research and Application Project of EORC, JAXA. [Электронный ресурс]. URL: https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/aw3d30/1_map_en_v1804.htm (дата обращения: 01.10.2018).
3. GEBCO – The General Bathymetric Chart of the Oceans. [Электронный ресурс]. URL: <https://www.gebco.net> (дата обращения: 11.12.2018).
4. Основы морфометрического метода поиска неотектонических структур: Учебно-методическое пособие / И.И. Нугманов, Е.В. Нугманова, И.Ю. Чернова. Казань: Казанский университет, 2016. 53 с.

5. Корчуганова Н.И., Костенко Н.П. Межеловский Н.Н. Неотектонические методы поисков полезных ископаемых. М.:МПП РФ геокарт. МГГА, 2001. 212 с.

Based on the study of the geomorphological structure of the coastal zone along the West Coast of the Crimean Peninsula, morphostructural zoning of this region is carried out and the main morphometric and morphological characteristics of morphostructures are given. The initial data were multiscale and diverse data (navigation maps, IBCAO, etc.). Based on the morphometric method of searching for tectonic structures and structural-geomorphological GIS analysis, digital models of the Black Sea bottom and coastal land are analyzed in the ArcGIS ESRI software package.

Кохан А.В.¹, Дубинин Е.П.²

(¹ООО «Сварог», г. Москва, e-mail: kkkkk1987@mail.ru; ²МГУ им. М.В. Ломоносова, Музей Землеведения, г. Москва)

Влияние термических аномалий на строение и пространственно-временную эволюцию Юго-западного Индийского хребта

Kokhan A.V.¹, Dubinin E.P.²

(¹Svarog LLP, Moscow; ²Lomonosov Moscow State University, Museum of Earth Sciences, Moscow)

Influence of thermal anomalies on structure and spatial-temporal evolution of the South-western Indian ridge

Ключевые слова: спрединг, термические аномалии, рельеф дна, тектоника спрединговых хребтов

В строении рифтовой зоны Юго-Западного Индийского хребта выделяется три типа сегментации связанной с горячими точками (тип 1), участками с пониженной температурой мантии (тип 2) и участками, расположенными между ними (тип 3). Эволюция отдельных участков хребта определялась воздействием горячих точек, связана с перестройками границ плит и изменением сегментации осевой зоны и рельефа флангов хребта.

Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ) протягивается с юго-запада на северо-восток на 7700 км от тройного соединения (ТС) Буве (0°40' в.д.) до ТС Родригес (70° в.д.) (рисунок). Хребет классифицируется как ультрамедленный, скорость спрединга на хребте убывает с запада на восток и изменяется от 1.6 до 1.27 см/год [3]. Вдоль простирания хребта неоднократно меняется температура подстилающей мантии, что связано с наличием как аномально прогретых, так и аномально «холодных» участков, обусловленных термическими аномалиями. В результате вдоль простирания хребтов меняется и их глубинное строение, что выражается в механизмах аккреции и морфоструктуре рифтовой зоны и флангов хребтов.

С запада на восток вдоль простирания ЮЗИХ располагаются горячие точки Буве и Марион, «холодная» зона демаркационной разломной зоны Дю Тойт, плюм Дель Кано, зона аномально холодной мантии между трансформным разломом Марион и ТС Родригес. Таким образом, при относительно постоянной скорости спрединга, вдоль простирания хребта неоднократно изменяется температура мантии, что позволяет проследить эффект этих изменений на строение хребта и его эволюцию.

В строении Юго-Западного Индийского хребта прослеживаются три типа морфоструктурной сегментации флангов и осевой зоны, приуроченные к

участкам с пониженной, повышенной и переходной между ними степенью прогрева подстилающей мантии.

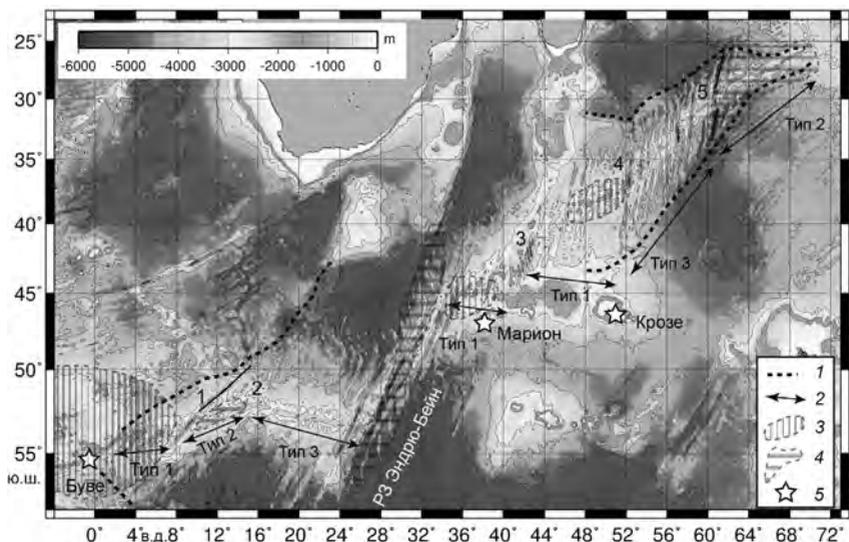


Рисунок. Рельеф дна Юго-западного Индийского хребта по данным GEBCO. 1 – шовные зоны, 2 – границы участков различных типов сегментации, 3 – термические аномалии с повышенной, 4 – пониженной температурой мантии, 5 – центры горячих точек.

Тип 1 характеризуется пониженной температурой мантии и следующими особенностями строения: максимальными осевыми глубинами до 5-5.5 км, отсутствием трансформных разломов, наличием протяженных косоориентированных по отношению к направлению спрединга участков с широким развитием серпентизированных перидотитов и минимальной магматической активностью. Рифтовые долины широкие, глубокие и с пологими стенками. Вулканизм концентрируется вблизи крупнейших магматических сегментов - осевых вулканических построек высотой до 2-3 км. На флангах хребта типичные асимметричные блоковые поднятия высотой до 0.8-1 км и расстоянием от сброса до сброса в первые километры проявляются только на участках магматических сегментов. На остальной площади фланговой литосферы они распространены ограниченно, а преобладают разломы детачменты в виде коровых комплексов или цельных протяженных блоков серпентизированных перидотитов длиной до 20-30 км, высотой до 1.5-2 км и шириной до 15-20 км. Для рифтовой зоны типа 1 характерны минимальные значения мощности коры, максимальные

мощности хрупкого слоя по данным микросейсмических исследований и минимальные значения МАБ, а также максимальные величины содержания Na8 в базальтах. Структуры типа 1 наблюдаются на участках хребтов от ТР Шака до НТС 16° в.д. и между ТР Мелвил и ТС Родригес. На последнем по данным сейсмической томографии прослеживается зона с аномально низкой температурой мантии [4].

Тип 2 характеризуется повышенной температурой мантии. Здесь относительные глубины дна рифтовой долины минимальны и могут достигать менее 1 км, трансформные разломы и нетрансформные смещения слабо выражены. В драгировках преобладают базальты, вулканизм широко развит в рифтовой долине. На флангах хребта прослеживаются асимметричные блоковые поднятия типичные для медленноспредингового Срединно-Атлантического хребта. Для рифтовой зоны характерны максимальные мощности коры, а под отдельными наиболее крупными вулканическими постройками предполагается наличие осевых магматических камер. Для структур типа 2 характерны максимальные величины МАБ и минимальные величины содержания Na8 в базальтах. Структуры типа 2 наблюдаются на участках, расположенных вблизи горячих точек Буве, Марион и Крозе. Для участка вблизи плато Крозе характерна зона с высокой скоростью сейсмических волн по данным сейсмической томографии [4].

Тип 3 имеет переходные характеристики. Для различных его участков с зависимости от их истории развития и кинематики спрединга характерно тяготение к структурам типа 1 с развитием амагматических сегментов, редуцированных трансформных разломов, валообразных поднятий и коровых комплексов, либо к структурам типа 2, с преобладанием трансформных разломов и нетрансформных смещений. Структуры этого типа представлены на участке от ТР Галлиени до ТР Мелвилл и от НТС 16° в.д. до ТР Дю Тойт.

На флангах хребта выделяется три типа сегментации коры: 1 – отсутствие трансформных разломов и нетрансформных смещений; 2 – сегментация нетрансформными смещениями, 3 – сегментация трансформными разломами и нетрансформными смещениями. Первый тип наблюдается на флангах рифтовой зоны типов 1 и 2. Второй и третий типы характерны для участков с переходным строением, закономерность прослеживается в затухании активности горячих точек и усилении сегментации разломами и нетрансформными смещениями. При этом отдельные небольшие нетрансформные смещения и трансформные разломы трансформировались в амагматические сегменты и нетрансформные смещения, соответственно.

Восточная часть хребта к востоку от ТР Индомед начала формироваться в период после 70–72 млн. лет назад с перескока оси спрединга в северном направлении, который мог быть обусловлен активностью горячей точки Марион [1]. В ходе развития участка хребта на него оказывали влияние

горячие точки Марион и Крозе. Их влияние на этапе после 40–48 млн. лет назад уменьшилось благодаря дамбовому эффекту крупных разломов, блокировавших вдольосевой поток расплава [5]. В период от 70–72 до 40–48 млн. лет назад хребет был слабо сегментирован трансформными разломами и на участке между ТР Индомед и ТР Галлиени существовало вулканическое плато с утолщенной литосферой, реликты которого сохранились вблизи современных шовных зон. В западной части хребта влияние горячих точек было велико на начальных стадиях раскола и выразилось в формировании магматических построек плато Агульяс, Южного Мозамбикского хребта, поднятия Мод в период более 100–120 млн. лет назад [2]. Активность горячей точки Буве (наряду с воздействием расположенной в то время к западу горячей точки Шона) могла вызвать региональную перестройку границ плит, перемещение ТС Буве в западном направлении и последующее продвижение спредингового хребта в западном направлении в период около 20–30 млн. лет назад.

Таким образом, наличие термических аномалий обусловило формирование трех типов сегментации рифтовой зоны хребта и различное строение его флангов на участках повышенной, пониженной и переходной степени прогрева мантии. Термические аномалии оказали эффект на эволюции восточной части хребта к востоку от ТР Индомед (горячие точки Марион и Крозе) и к западу от ТР Шака (горячая точка Буве). Этот эффект выразился в перескоке зоны спрединга и/или ее продвижении в направлении перемещения горячей точки. Вдольосевой поток расплава определял сегментацию рифтовой зоны и строение флангов хребта.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект №16-17-10139).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Cande S., Patriat P. The anticorrelated velocities of Africa and India in the Late Cretaceous and early Cenozoic // *Geophys. J. Int.* 2015. V. 200. P. 227–243.
2. Muller C., Jokat W. Geophysical evidence for the crustal variation and distribution of magmatism along the central coast of Mozambique // *Tectonophysics.* 2017. V. 712–713. P. 684–703.
3. Sauter D., Cannat M. The ultraslow spreading Southwest Indian ridge. In: *Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges // Geophysical Monograph Series.* 2010. V. 188. P. 153–173.
4. Sauter D., Cannat M., Meyzen C. et al. Propagation of a melting anomaly along the ultra-slow Southwest Indian Ridge between 46°E and 52°20'E: interaction with the Crozet hot-spot ? // *Geophysical Journal International.* 2009. V. 179. № 2. P. 687–699.

5. Zhang T., Lin J., Gao J. Interactions between hotspots and the Southwest Indian Ridge during the last 90 Ma: implications on the formation of oceanic plateaus and intra-plate seamounts // *Sci. China Earth. Sci.* 2011. V. 54. № 8. P. 177–1188.

Three types of rift zone segmentation are distinguished in structure of rift zone of the South-West Indian ridge. They are the following: confined to areas of influence of hotspots (type 1), areas with decreased mantle temperatures (type 2) and areas located between them (type 3). Evolution of segments of the ridge was defined by influence of hotspots and was connected with reconfiguration of plate borders and changes of segmentation and structure of ridge flanks.

Кубова В.В.¹, Клауке И.²

(¹ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, valyakubova@yandex.ru, ²Центр исследований Мирового океана в Объединении им. Гельмгольца, г. Киль (Германия))

Гравитационные подводные процессы в районе острова Риттер (Папуа-Новая Гвинея)

Kubova V.V.¹, Klaucke I.²

(¹VNIOkeangeologia, Saint-Petersburg, ²GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel (Germany))

Submarine mass-wasting processes in the area of Ritter Island (Papua New Guinea)

Ключевые слова: гравитационные процессы осадкопереноса, остров Риттер, крип, турбидный поток, подводный оползень.

В работе рассматриваются гравитационные процессы, формирующие подводный рельеф в районе острова Риттер. Оползневые блоки и потоки, каналы и седиментационные волны широко распространены в районе. Также, следы крипа были найдены на вулканических склонах. Оползни, крип и турбидные потоки играют ключевую роль в формировании современного подводного рельефа в районе исследований.

Гравитационные процессы широко распространены и встречаются как в условиях суши, так и в подводных условиях. Подводные гравитационные процессы представлены оползнями, крипами и турбидными потоками. Они приводят к формированию таких форм подводного рельефа, как оползневые блоки, обломочные потоки, каналы, седиментационные волны. Подводные оползни (в частности обрушения вулканических конусов) представляют опасность, так как могут наносить повреждения подводным промышленным инфраструктурам и образовывать цунами [1].

Район острова Риттер (Папуа – Новая Гвинея) в значительной степени подвержен гравитационным процессам, так как следы подводных оползней были выявлены на склонах множества вулканических островов архипелага Бисмарка [2; 3]. В том числе, остров Риттер испытал крупнейшее задокументированное обрушение вулкана, в результате которого осадки были транспортированы на расстояние до 70 км [3].

Существующие исследования в регионе делают основной акцент на подводных оползнях на склонах вулканических островов [2–4]. Однако батиметрические данные позволяют предположить, что подводный рельеф в регионе значительно разнообразнее и сложнее. В задачи данной работы входит: идентифицировать основные формы подводного рельефа, представленные в районе исследования, и определить формирующие их процессы; сравнить остров Риттер с окружающими вулканическими

островами (Саккар, Умбой, Толокива и Новая Британия); определить какие из гравитационных процессов оказывают наибольшее влияние на формирование рельефа в районе острова Риттер.

Работа основана на анализе данных многолучевого эхолотирования морского дна с различным пространственным разрешением (100 м, 25 м и 5 м), амплитуд отраженных сигналов многолучевого эхолота, гидролокатора бокового обзора и профилей осадков эхолота. Данные для анализа были предоставлены Центром исследований Мирового океана в Объединении им. Гельмгольца (GEOMAR) в г. Киль (Германия). Анализ был осуществлен с помощью программ QGIS и Kingdom.

В результате были выявлены такие формы рельефа как оползни (в форме оползневых блоков и обломочных потоков), крипы, мелкомасштабные каналы (gullies) и седиментационные волны. Оползневые блоки встречаются на склонах всех островов района исследования (Риттер, Саккар, Умбой, Толокива и Новая Британия), достигают диаметров 100–1400 м и высот 10–130 м. Они представлены полями блоков площадью от 3–14 до 130 км². К северо-западу от острова Саккар блоки встречаются как на поверхности, так и в толще осадков, что свидетельствует о схождении нескольких оползней, разделенных во времени. Обломочные потоки выявлены только в случае обрушения конуса острова Риттер. Следы крипа были выявлены на северном склоне острова Саккар: в то время как поверхностный рельеф принимает форму седиментационных волн, на глубине 2–8 м (3–10 мс) обнаруживаются следы крипа, указывающие на нестабильность склона в прошлом. Седиментационные волны широко распространены в районе исследования и встречаются на склонах вулканов, у их подножий, а также на поверхности лавовых потоков и внутри каналов. Параметры волн широко варьируются: от 1 до 70 м в высоту и от 150 до 2000 м в длину. Их образование может быть вызвано как донными течениями, так и турбидными потоками. Можно предположить, что седиментационные волны, встречающиеся на островных склонах и внутри каналов, формируются за счет турбидных потоков, так как они расположены параллельно склону и находятся вблизи потенциального образования турбидных потоков [5]. Мелкомасштабные каналы (gullies) хорошо развиты и представлены плотной сетью на склонах островов Умбой и Толокива, а также на топографическом подъеме к северо-западу от острова Саккар. Они достигают 10 км в длину и 5–30 в глубину. На склонах островов Риттер и Саккар каналы менее развиты. Широкое распространение данных форм рельефа свидетельствует о том, что район подвержен активному воздействию подводных гравитационных процессов.

Оползневые отложения покрывают значительные площади, однако, их воздействие на рельеф носит эпизодичный характер. Рельеф меняется во время образования и транспортировки оползня. Турбидные потоки

в меньшей степени изменяют рельеф, однако они более постоянны, повсеместны на подводных склонах вулканов и способны оказывать влияние на устойчивость, снижая нагрузку на склоны.

В случае острова Риттер, наибольшую роль в изменении рельефа сыграло обрушение вулканического конуса ввиду своей масштабности. Для остальных островов района исследования возможно сказать, что и оползни и турбидные потоки оказывают значительное влияние на подводный рельеф в зависимости от масштабов времени и территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Mountjoy J. Micallef A. Submarine Landslides // *Submarine Geomorphology* / Micallef A., Krastel. S., Savini A. (Eds.). Springer Geology, 2018. P. 235–250. doi: 10.1007/978-3-319-57852-1.
2. Silver E., Day S.J., Ward S.N. et al. Volcano collapse and tsunami generation in the Bismarck Volcanic Arc, Papua New Guinea // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2009. V. 186. P. 210–222.
3. Watt S., Karstens J., Micallef A. et al. From catastrophic collapse to multi-phase deposition: Flow transformation, seafloor interaction and triggered eruption following a volcanic-island landslide // *Earth and Planetary Scientific Letters*. 2019. V. 517. P. 135–147.
4. Day S., Llanes P., Silver E. et al. Submarine landslide deposits of the historical lateral collapse of Ritter Island, Papua New Guinea // *Marine Petroleum Geology*. 2015. V. 67. P. 419–438.
5. Symons W.O., Sumner E.J., Talling P.J. et al. Large-scale sediment waves and scours on the modern seafloor and their implications for the prevalence of supercritical flows // *Marine Geology*. 2016. V. 371. P. 130–148.

The work investigates the mass-wasting processes, affecting the sea-floor relief in the area of Ritter Island (Papua New Guinea). Landslide blocks, debris flows, gullies and sediment waves are widespread in the area. Additionally, signs of creep are found on volcanic flanks. Therefore, landslides, creep processes and turbidity currents play an important role in the shaping of the modern sea-floor in the area.

**Левченко Д.Г.¹, Аракелян Ф.О.², Башилов И.П.³,
Зубко Ю.Н.²**

(¹Институт океанологии им.П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: levch35@mail.ru; ²ООО «Атомсейсмоисследования», г. Москва; ³Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН г. Москва, Россия)

Сейсмическая защита атомных электростанций, проблемы и перспективы

Levchenko D.G.¹, Arakelyan F.O.², Bashilov I.P.³, Zubko Y.N.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Atomseismicresearch LTD, Moscow;

³Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow)

Seismic protection of nuclear power plants, problems and prospects

Ключевые слова: атомные электростанции, сейсмическая безопасность, системы защиты

Атомные электростанции в настоящее время производят существенную часть мировой электрической энергии и имеют ряд важных преимуществ. Вместе с тем АЭС несут значительную потенциальную опасность социальных катастроф. В связи с этим, вопросам защиты АЭС от землетрясений и сопутствующим им явлений уделяется исключительно большое внимание. Решающую роль в вопросах проектирования АЭС и обеспечения их безопасности играют геологические исследования. После катастрофы на АЭС Фокусима (Япония, 2011 г.) была принята новая концепция обеспечения сейсмической безопасности АЭС, в соответствии с которой разрабатываются специальные методы и технологии.

В развитых странах (США, Франция, Япония, Россия и др.) АЭС в настоящее время вносят существенный вклад в общий объем производимой и потребляемой электроэнергии. Важным преимуществом атомной энергетики является отсутствие выброса в атмосферу углекислого газа, что уменьшает проявление «парникового эффекта». К другим преимуществам относятся сравнительная дешевизна производимой энергии, экологическая чистота при соблюдении условий безопасности, отсутствие необходимости непрерывного пополнения ресурсов, высокая степень автоматизации и роботизации [1, 2].

Атомная энергетика России к началу 2018 г. состояла из 10 АЭС с 35 действующими энергоблоками общей мощностью около 28 ГВт, которые вырабатывали до 19% от всей производимой в стране электроэнергии. В проектах энергетической стратегии России на период до 2030 г. предусмотрено дальнейшее увеличение производства электроэнергии на атомных электростанциях до 4 раз. В настоящее время в России ведется

строительство 10 энергоблоков на действующих в стране АЭС и 11 атомных станций строится за рубежом в Китае, Индии, Турции, Иране и др. В России разработана уникальной плавучая АЭС для обслуживания северных и восточных районов. Следует отметить, что Россия обладает технологией полного цикла атомной энергетики: от добычи урановых руд до выработки электроэнергии и утилизации отходов [1, 2].

В связи с потенциальной опасностью социальных катастроф современные АЭС обеспечиваются многократной защитой от возможных внешних и внутренних воздействий. Существенную опасность для АЭС представляют сейсмические события: землетрясения, медленные подвижки вдоль тектонических разломов, местные геологические проявления – карстовые сдвиги, оползни. Поскольку АЭС обычно размещаются возле естественных или искусственных водоемов, представляют также опасность сопутствующие землетрясения явления – цунами и сейши.

Одним из основных требований при проектировании АЭС является выбор строительной площадки в соответствии с очень жесткими требованиями по сейсмичности. В расчет берется уровень сейсмичности максимального расчетного землетрясения (МРЗ), которое может произойти, например, с вероятностью 1 раз в 10 тысяч лет и не более 8 баллов по шкале сейсмической активности. Исходя из этого прогноза осуществляется выполнение соответствующих расчетов для строительных конструкций, проектирование всех трубопроводов и оборудования [3–5].

После определения сейсмических рисков на самом общем уровне следует микрорайонирование, которое позволяет выделить строительную площадку. Современные стандарты требуют ее размещения в пределах однородного, не нарушенного разломами блока земной коры: разломы опасны не только интенсивными колебаниями, но и медленными смещениями грунта под строениями и сооружениями станции. Однако в прошлые десятилетия этому принципу следовали далеко не всегда (из-за недооценки рисков либо недостаточных геологических знаний), отчего имеется целый ряд АЭС, расположенных в опасной близости от разломов, например, в Японии и США [4–6].

В рекомендациях МАГАТЭ и нормах целого ряда стран принято разделять сейсмичность по крайней мере на два уровня, определяемых всегда индивидуально для конкретной площадки и сейсмостойкости оборудования. Первый уровень (Seismic Level-1 в терминологии МАГАТЭ: SL-1) соответствует более вероятному, например, один раз в несколько сотен или тысяч лет, и менее сильному землетрясению, после которого станция может продолжить работу без дорогостоящих восстановительных работ. Второй уровень (SL-2) соответствует менее вероятному землетрясению, например, раз в 10 тыс. лет или реже, в ходе которого должны гарантированно

сохранять работоспособность и функционировать системы, обеспечивающие безопасность станции. Этот уровень часто называют «землетрясением безопасного останова», имея в виду, что при более сильном сейсмическом событии безопасность гарантирована не на 100% [6–9].

Большинство АЭС в настоящее время оснащено системами сейсмической защиты и практически все АЭС, построенные в зонах высокой сейсмичности, имеют также и системы сейсмического мониторинга прилегающих территорий. Значительное распространение получила система многоцелевого сейсмического мониторинга и защиты швейцарской фирмы GeoSig (около 70 станций в 20 странах мира, в том числе в США, Испании, Южной Корее и др.). Ядром системы является центральный процессор с многоканальной системой цифровой регистрации и соответствующими периферийными устройствами. Производится оценка двух уровней сейсмического воздействия: проектное землетрясение (ПЗ) и максимальное расчетное землетрясение (МРЗ). Уровни задаются как в виде пиковых значений ускорения или скорости, так и в виде спектров отклика [10–11].

В России все атомные электростанции европейской части расположены в пределах Северо-Евразийской литосферной плиты со слабым проявлением сейсмичности и современных тектонических подвижек. В связи с этим, в проектах построенных ранее АЭС, не предусматривались специальные меры сейсмического мониторинга и сейсмической защиты. Однако, после катастрофических событий на АЭС Фукусима-1 (2011 г., Япония), в результате проведенного анализа было принято решение об оснащении всех российских АЭС системами сейсмического мониторинга и сейсмической защиты.

В 2012–2018 гг. в ООО «Атомсейсмоизыскания» были разработаны, внедрены и пущены в опытную эксплуатацию системы сейсмического мониторинга и сейсмической защиты ССЗ-1М энергоблоков вначале Смоленской АЭС, а затем и Курской АЭС. Работы выполнялись в рамках Генерального договора, заключённого между АО «Концерн Росэнергоатом» и Институтом Физики Земли РАН. При проектировании был учтён опыт создания и эксплуатации отечественных и зарубежных подобных систем. При этом основное внимание было направлено на надёжность, отсутствие ложных срабатываний, стабильность параметров во времени, защиту от внешних несанкционированных воздействий, оперативную ремонтпригодность [10].

Работа системы сейсмической защиты ССЗ-1М основана на мажоритарном принципе совпадения сигналов существенных сейсмических событий, зарегистрированных в районе АЭС, в пространстве и во времени (рис.). Этот принцип реализуется путем разноса датчиков сейсмических сигналов на определенное расстояние вокруг охраняемого блока АЭС и применением схемы совпадений с определенным временным интервалом.

Такой принцип работы предохраняет систему от ложных срабатываний за счет местных помех (транспорт, грузоподъемные операции и др.) и сохраняет чувствительность к сигналам от удаленных сейсмических источников.

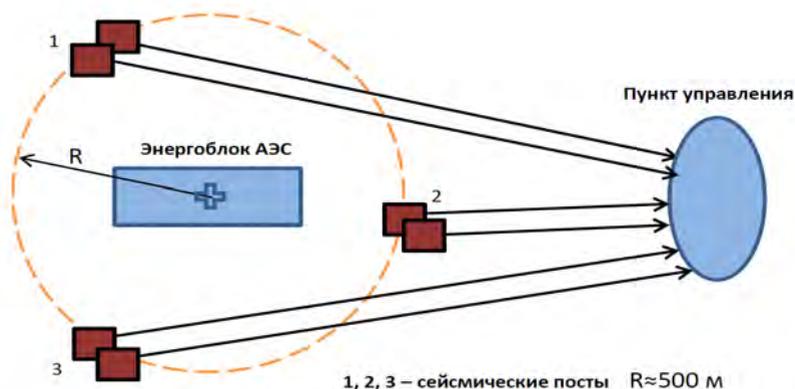


Рисунок. Принцип организации системы сейсмической защиты СС3-1М для АЭС в России.

Преимущество системы СС3-1М по сравнению с GeoSig состоит в наличии двух управляющих компьютеров, один из которых недоступен для действий обслуживающего персонала, что исключает возможность ошибок управления, опасных для функционирования АЭС. Другое преимущество состоит в применении мажоритарной системы выделения сигналов тревоги, что практически исключает возможность ложных срабатываний.

В соответствии с принятыми решениями регистрация акселерограмм на площадках АЭС проводится непрерывно с передачей данных по телеметрическим каналам в центр сбора и обработки информации. Для исключения несанкционированного воздействия на аппаратуру СС3-1М извне, внутренняя коммуникационная сеть системы не выходит в Интернет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баутин А.В. Безопасность атомных электростанций: от Чернобыля до Фукусимы-1 // Матер. 21 НТК Сист. Безопас. 2012. М.: Акад. ГПС МЧС России. С. 42–46.
2. Атомные электростанции в мире. Обзор. (август 2018). <https://ru.wikipedia.org/note-3>
3. Уломов В.И., Шумилина Л.С., Гусев А.А. и др. Вероятностная оценка сейсмической опасности и карты ОСР-97. ИФЗ РАН. 2011.

4. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л., Прохорова Т.В. Анализ геодинамики и сейсмичности в районах расположения главнейших электростанций европейской части России и ближайшего зарубежья // *Пространство и время*. 2011. В. 4. С. 196–204.
5. *Карты общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97*. Москва. 2000.
6. *Оценка сейсмического риска для атомных электростанций. Серия норм МАГАТЭ по безопасности. № NS-G-3.3*. Вена, 2008.
7. *Нормы проектирования сейсмостойких атомных станций: НП-031-01*. Госатомнадзор России. 2001.
8. Carlos M.-V., Tianjian Ji. Seismic protection technology for nuclear power plants: a systematic review // *Jour.Nucl. Sc.Techn.* 2015. V. 52. Is. 5. P. 607–632.
9. Katona T.J. Seismic Safety Analysis and Upgrading of Operating Nuclear Power Plants. 2012. <http://dx.doi.org/10.5772/51368>
10. Аракелян Ф.О., Зубко Ю.Н., Левченко Д.Г. Особенности создания и эксплуатации системы сейсмической защиты для АЭС // *Сейсмические приборы*. 2017. Т. 53. № 3. С.20–30. DOI: 10.21455/si2017.3-2.
11. Многоканальная система регистрации CR-6plus, GeoSig. www.vulcan-inc.ru

Nuclear power plants currently produce a substantial part of global electrical energy and have a number of important advantages. At the same time, nuclear power plants have significant potential danger of social disasters. In this regard, the protection of nuclear power plants from earthquakes and related phenomena is given an extremely large attention. Geological research plays a crucial role in the design of nuclear power plants and their safety. After the disaster at the Fokusima nuclear power plant (Japan, 2011), a new concept of seismic safety of nuclear power plants was adopted, in accordance with which special methods and technologies are being developed.

Левченко Д.Г., Лобковский Л.И.

(Институт океанологии им.П.П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail: levch35@mail.ru)

Особенности создания океанической сейсмологической сети

Levchenko D.G., Lobkovsky L.I.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Features of creation of oceanic seismological network

Ключевые слова: атомные электростанции, сейсмическая безопасность, системы защиты

Условия регистрации сейсмических сигналов на дне акваторий существенно отличается от наземных. Основные отличия состоят в наличии водной среды и придонного давления, влиянии обводненного слоя осадков на распространение сейсмических сигналов, взаимодействия корпуса сейсмографа с мягким дном, а также, возбуждении помех придонными течениями. Имеются серьезные технические трудности, связанные с обеспечением длительного питания автономной аппаратуры и оперативной передачей сейсмологической информации на берег. В связи с необходимостью создания морской сейсмологической сети сейсмологами ряда стран предлагаются различные пути преодоления указанных проблем. В докладе приводятся результаты разработок в этой области Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

В настоящее время сейсмологическая сеть расположена в основном на континентах и некоторых островах, в то время как большинство землетрясений (до 80% по некоторым оценкам) происходит под дном морей и океанов. Это обстоятельство не позволяет рассматривать тектонические процессы в недрах Земли в их единстве и многообразии. Имеются также региональные задачи по обеспечению сейсмической безопасности прибрежных сооружений, морских добывающих комплексов и других важных объектов. Однако развитие морской сейсмологической сети по ряду причин происходит чрезвычайно медленно.

Основные проблемы состоят в следующем. Наличии водной среды и высокого придонного давления требуют применения прочных корпусов, обеспечения надежного дистанционного управления и оперативной передачи данных. Обводненный слой осадков приводит к резонансным явлениям при распространении сейсмических сигналов. Взаимодействие корпуса сейсмографа с мягким дном вызывает специфические импульсные помехи. Серьезные проблемы связаны с влиянием придонных течений [1–3].

Сейсмологи США и ряда других стран при разработке долговременных донных сейсмостанций в основном идут по пути адаптации наземных широкополосных сейсмографов к условиям работы на океаническом дне.

Этот путь на наш взгляд связан с очень большими сложностями, поскольку условия эксплуатации сейсмографов на суше и на морском дне существенно различаются.

В качестве примера можно привести установку в 2002 г. в заливе Монтерей близ Калифорнии (США) широкополосной донной сейсмостанции МОВВ. Станция состоит из блока сейсмоприемников, который был заглублен в дно с помощью подводного робота, и сменных блоков питания и памяти, размещенных в специальной стойке на дне и обслуживаемых также подводным роботом. В качестве сейсмоприемников использовались устройства аналогичные применяемым в наземных сейсмостанциях, но снабженные автоматической настройкой для юстировки по вертикали и установки по азимуту. В месте установки станции (каньон Монтерей) наблюдаются существенные придонные течения, вызванные как прибрежным Калифорнийским течением, так и приливами [4–6].

За время работы станции МОВВ был выявлен большой уровень помех, вызванных придонными течениями, возникли, также, сложности с периодической юстировкой широкополосного маятникового сейсмографа [5]. Следует отметить, что в этой станции стойка со сменными блоками расположена всего на расстоянии 11 м от блока сейсмоприемников. Во время эксплуатации станции производились измерения придонных течений, что позволило установить основную причину наблюдаемых помех.

Во многих случаях зарубежной морской сейсмологической практики в случае заглубления блока сейсмоприемников в дно или в донную скважину измерение придонных течений не производится, так как считается, что подобных помех быть не должно. При этом игнорируется явление возбуждения звука непосредственно нестационарными придонными течениями. Практикой установлено, что, начиная со скоростей 5 см/с, придонные течения могут возбуждать акустические помехи, соответствующие частотному диапазону широкополосных донных сейсмографов [2, 7]. Течения с такими скоростями возникают по многим причинам и существуют практически всегда. Поскольку акустические помехи хорошо распространяются в воде и в донном массиве, они могут воздействовать на сейсмические датчики, расположенные как на дне, так и под дном. Несмотря на большое влияние придонных течений на результаты регистрации сейсмических сигналов на дне, их исследованию до настоящего времени не уделялось должного внимания.

Рассмотрим различные механизмы воздействия придонных течений на донные сейсмостанции [1, 8–12]. За счет прямого раскачивания блока сейсмоприемников из-за не стационарности потока или при образовании за блоком вихрей и их отрыва. За счет возбуждения акустической помехи непосредственно в водной среде при отрыве вихрей от обтекаемого тела или при пульсации турбулентной области за телом. Целесообразно выделить следующие виды течений: ламинарное стационарное, ламинарное

нестационарное, вихревое стационарное, вихревое нестационарное и турбулентное. Имеется в виду, что турбулентное течение не стационарно. Виды течений зависят от средней скорости, формы и размера обтекаемых тел и характеризуются разными соответствующими числами Рейнольдса.

В таблице приведены некоторые характеристики наблюдаемых явлений возбуждения акустических полей водными потоками при различных числах Рейнольдса.

Таблица. Обобщенные результаты возбуждения акустических полей водными потоками.

| Re > | 0 | 20 | 200 | 2000 |
|--------------------|------------|--------------|----------------|--------------|
| Течение за телом: | Ламинарное | Вихревое | | Турбулентное |
| Пульсации: | нет | Стационарные | Нестационарные | |
| Акустическое поле: | нет | нет | Гармоническое | Хаотическое |

Важно отметить, что возбуждение акустических помех придонными течениями происходит в компактной области непосредственно за обтекаемым телом. Размеры этой области много меньше длин возбуждаемых волн, поэтому происходит быстрое затухание помех с расстоянием. Отсюда следуют основные методы борьбы с такими помехами – уменьшение возможности возникновения вихрей и турбулентности в районе постановки донной станции и вынос блока сейсмоприемников на значительное расстояние от источников помех.

В России широкополосные донные сейсмографы разрабатываются и используются в морских экспедициях в Институте океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук начиная с 1985 г. При их разработке принимались во внимание существенные особенности условий работы на дне. Особенности учитывались как в конструкции и оснащении донных сейсмографов, так и в способах их постановки на дно.

В сейсмографах ИО РАН в течение более 30 лет применяются электрохимические сейсмоприемники типа ЭХП-17 и др. разработки Института электрохимии РАН, затем – центра молекулярной электроники МИФИ. Основные преимущества электрохимических сейсмоприемников - малая чувствительность к ударам (до 30 g), возможность работы при большом наклоне, малые габариты и вес, экономичное питание. Известные их недостатки — некоторая зависимость параметров от температуры, не существенны для донных сейсмографов и в настоящее время успешно преодолеваются конструктивным путем [13].

В результате специальных исследований в ИО РАН остановились на конструкции автономных всплывающих сейсмографов из двух разнесенных сферических контейнеров (рис.).

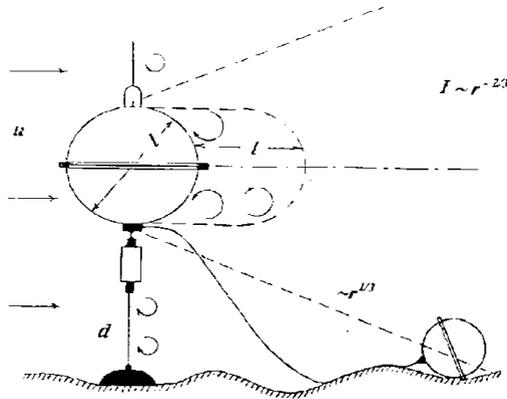


Рисунок. Широкополосный автономный донный сейсмограф ИО РАН.

Определенные трудности были связаны с оценкой требуемого разнеса блока сейсμοприемников и станции. Известные теоретические выражения не позволяют получить прямой количественный результат. Однако они позволяют оценить степень затухания акустических помех с расстоянием [9]. Известны экспериментальные результаты по измерению среднего уровня помех за счет течений в сейсмографах с совмещенными сейсμοприемниками [3–5] в среднем около 1000 нм/с. Положим, что необходимо снизить уровень акустических помех до уровня фоновых микросейсм (около 1 нм/с), т.е. в 1000 раз. Из [9] следует, что в худшем случае затухание помех с расстоянием пропорционально $(L/r)^2$. Приняв максимальный характерный размер турбулентности равный размеру обтекаемого тела ($L = 1$ м), получаем $r > \sim 30$ м. Подобным образом оценивается и затухание помех от вихрей Кармана. В широкополосных донных сейсмографах ИО РАН длина соединительного кабеля между блоком сейсμοприемников и приборным контейнером составляет 50 м, что позволяет обеспечить их необходимый разнос.

С помощью широкополосных автономных донных сейсмографов ИО РАН был получен ряд уникальных записей сигналов местных и удаленных землетрясений, микросейсм, сейшевых колебаний, сотрясений от подводных оползней и др [14].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Левченко Д.Г. Регистрация широкополосных сейсмических сигналов и возможных предвестников сильных морских землетрясений на морском дне. М.: Научный мир. 2005. С. 73–80, 112–118.
2. Жданов М.А., Левченко Д.Г., Соловьев С.Л. Об измерении донных сейсмических шумов в диапазоне 0,01-10 Гц (Северо-Эгейский трог) //

- Океанология. 1993. № 2. С. 299–303.
3. Контарь Е.А., Левченко Д.Г., Соловьев С.Л. Влияние придонных течений в сочетании с рельефом дна на шумовые условия в точке наблюдений // Вулк. Сейсмол. 1991. № 4. С. 97–103.
 4. Duenneber F.K., Blackinton G., Sutton G.N. Current generated noise recorded on ocean bottom seismometers // *Mar. Geophys. Res.* 1981. V. 5. № 1. P. 109–115.
 5. Romanowicz B., Stakes D., Dolenc D. et al. The Monterey Bay broadband ocean bottom seismic observatory // *Annals Geoph.* 2006. V. 49. № 2/3. P. 607–623.
 6. Shinohara M., Araki E. Installation of borehole geophysical observatories in the Western Pacific by Ocean Hemisphere Project // *Proc. ION Joint Symp. Japan*, 2001. P. 16–20.
 7. Kasahara J., Koresava S., Nagumo S. Experimental results of vortex generation around ocean - bottom seismograph due to bottom current // *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo.* 1980. V. 55. P. 169–182.
 8. Вовк И.В. Физический взгляд на природу эоловых тонов // *Акустический вестник.* 2007. Т. 10. № 2. С. 22–32.
 9. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. Гидродинамика. М.: Наука, 1988. С. 137–193, 350–410.
 10. Лойцянский Л. Г. Механика жидкости и газа. М.-Л.: ГИТТЛ, 1950. 676 с.
 11. Федяевский К. К., Блюмина Л. Х. Гидроаэродинамика отрывного обтекания.– М.: Машиностроение, 1977.– 120 с.
 12. Lighthill M.I. On sound generated aerodynamically. 1. General theory // *Proc. Roy. Soc. London.* 1970. A211. 1107 p.
 13. Левченко Д.Г. Особенности конструирования широкополосных донных сейсмографов// *Океанология.* 2001. Т. 41. № 4. С. 613–626.
 14. Левченко Д.Г. Результаты регистрации широкополосных (0,003–10 Гц) сейсмических сигналов на морском дне // *Океанология.* 2002. Т.42. № 4. С. 620–631.

The conditions for recording seismic signals at the bottom of water areas are significantly different from ground ones. The main differences are the presence of the aquatic environment and bottom pressure, the influence of the flooded sediment layer on the propagation of seismic signals, the interaction of the seismograph body with a soft bottom, as well as the excitation of interference by bottom currents. There are serious technical difficulties associated with the long-term supply of autonomous equipment and the rapid transmission of seismological information to the shore. In connection with the need to create a marine seismological network, seismologists of a number of countries suggest various ways to overcome these problems. The report presents the results of developments in this area of the Institute of Oceanology. P.P. Shirshov RAS.

Леонова Т. Д., Белоус О.В.

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

Морфодинамическое районирование рельефа дна залива Академии (Охотское море)

Leonova T.D., Belous O.V.

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

Morphodynamic zoning of the bottom relief of Akademii Bay (Okhotsk Sea)

Ключевые слова: рельеф дна, течения, осушка, рельефообразующие процессы.

Влияние холодного Охотского моря, длительность ледостава, сильные приливно-отливные течения, ослабленный волновой режим — основные факторы современного рельефообразования дна залива. Выделено и описано 4 зоны. Выявлены закономерности.

Обобщение имеющегося материала об особенностях формирования и развития рельефа шельфа залива Академии, а установление сложных взаимосвязей между природными процессами и рельефом остается насущной проблемой для районов расположенных в динамичной зоне контакта суши и океана.

В основу работы были положены материалы, полученные на научно-исследовательских судах (НИС) «Первенец» (1976 г.) «Бриг» (1989 и 2003 гг.), «Бухаро» (2013 г.), фондовые материалы Тихоокеанской экспедиции Всероссийского научно-исследовательского института морской геологии и геофизики (1972–1982 гг.).

По характеру расчленения береговой линии берега западной части Охотского моря близки к рiasовым и представлены системой полуостровов и заливов, которые четко обозначают их разломно-глыбовое строение [1, 2]. В вершинах рiasов сформированы аллювиальные низменности, ограниченные с моря комплексом береговых аккумулятивных форм.

Рельеф рассматриваемой части представляет собой сложное сочетание сводово-глыбовых и горстовых поднятий, разделенных обширными депрессиями. Хребты Укурунру, Магу, Тьльский, Альский представляют собой сложную сеть горных гряд, в пределах которых развиты денудационно-тектонический, эрозионный и аккумулятивный типы рельефа. Межгорные впадины (Ульбанская, Сыранская и др.) заполнены позднекайнозойскими осадками.

Основное количество терригенного материала поступает с речным стоком при абразии берегов Западного Приохотья. Особую роль в балансе осадочного

материала Западного Приохотья играют р. Усалгин, Сыран и Ульбан. Протяженные участки берега с параллельными им горными сооружениями отличаются минимальными значениями объема поступающего материала.

Первый лед появляется во второй половине октября, конце октября – начале ноября наблюдается устойчивое ледообразование в заливе Академии. Очищение района начинается только во второй декаде мая [3].

В течение короткого безледного периода, продолжительность которого редко превышает 4–5 месяцев, на побережье залива четко выделяется два сезона волновой активности: летний и осенний. Летом море бывает наиболее спокойным. Повторяемость волнений до III баллов составляет 60–70%. Волнение VI баллов наблюдается редко. Чаще всего в этот период отмечаются волны высотой до 1 м. Осенний период характеризуется резким увеличением интенсивности волнения.

Входящая в залив Академии ветвь холодного Северо-Охотского течения выходит из нее опресненным потоком в Охотское море. Приливы в этом районе неправильные полусуточные. Скорости приливного течения в мористых местах составляют 75–94 см/с, а в суженных увеличиваются [4].

Таким образом, в обстановке риасового побережья приливно-отливные течения, перемещения льдов, циклонические циркуляции и волнение создают сложные гидродинамические условия.

Глубина, углы наклона и генезис поверхности дна являются основными морфогенетическими признаками, по которым были выделены 4 зоны на шельфе залива Академии: осушка, абразионно-эрозионная, эрозионно-аккумулятивная и аккумулятивно-денудационная [5] (рис.).

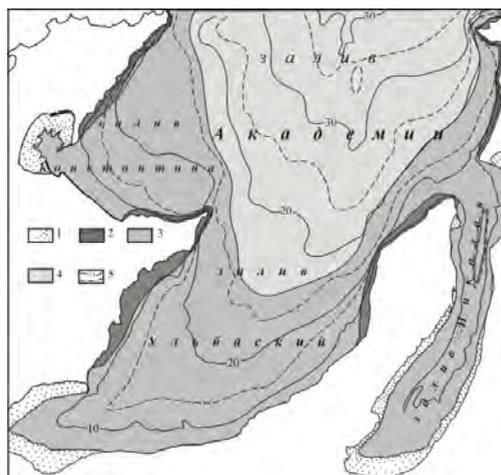


Рисунок. Схема морфодинамических зон залива Академии
1) зона осушки; 2) абразионно-эрозионная зона; 3) эрозионно-аккумулятивная зона; 4) аккумулятивно-денудационная зона; 5) изобаты

Зона осушки распространена в основном в вершинных частях заливов и бухт, приуроченных к устьевым частям рек. Ее ширина в среднем составляет 2,5–3 км, местами достигая 5–7 км. Верхней границей этой зоны является уровень сизигийного прилива, а нижней – уровень сизигийного отлива, включая пляж. Осушка представляет собой пологую (углы наклона редко превышают 1'), практически лишенную растительности, осушаемую поверхность из скоплений песчаного, илистого и гравийно-галечного материала, расчлененную каналами стока приливных вод, осложненную валами, промоинами, экзарационными бороздами.

Особый интерес представляет вершина залива Константина. В сизигийный отлив осушается практически вся поверхность дна вершины залива (до 5 км), что обусловлено протягивающимися от входных мысов крупными косами. Пологая, практически лишенная растительности осушаемая поверхность представляет собой область скопления алевритового и песчаного материала, расчлененного руслами рек и каналами стока отливных вод. При этом рельеф осушки и мелководья неустойчив: небольшие каналы стока часто смещаются, а отмели то исчезают, то появляются. Более крупные русловые формы – желоба, образованные за счет эрозии приливного течения в местах резкого возрастания его скорости четко прослеживаются на космических снимках.

Абразионно-эрозионная зона протягивается прерывистой полосой вдоль побережий заливов Константина, Ульбанского и Академии, примыкая к абразионным берегам. Ширина ее небольшая (от сотен метров до 2–3 км), длина отдельных фрагментов от десятков до сотен километров. Верхней границей зоны, как правило, служат абразионные уступы, а положение нижней зависит от гидродинамических условий и общей глубины заливов. В основном она находится на глубине 10–20 м. В пределах данной зоны воздействие приливных течений, волновой абразии и экзарации максимально, что осложняет морфологический облик ее поверхности, отличающейся углами наклона до 1°.

Здесь отмечается бенч, практически лишенный наносов, но с многочисленными обломками и глыбами скальных пород, нередко встречаются расселины, трещины, ложбины, выработанные приливо-отливными течениями.

Эрозионно-аккумулятивная зона, являясь продолжением осушки в вершинных частях залива и бухт, распространяется на центральную часть заливов до глубин 30 м. Углы наклона ее поверхности составляют 1–3'. Поверхность зоны осложнена эрозионными мелкими ложбинами, подводными береговыми валами, встречаются конусы выноса рек и др. По геофизическим данным это перемертая зона, так как здесь практически отсутствуют древние береговые формы рельефа [6].

Аккумулятивно-денудационная зона представляет собой наклонную поверхность в интервале от 20 до 50 м. Мы ее назвали «аккумулятивно-денудационной», так как, помимо абразии, в ее формировании значительную роль играют другие виды денудации: плоскостной размыв, подводное разрушение и, особенно, эрозия под действием приливо-отливных течений. Углы наклона поверхности дна в этой зоне невелики (до 1–2°). Сама поверхность слабоволнистая. В этой зоне сложная гидродинамическая обстановка. К эрозионным формам можно отнести эрозионные ложбины, как небольшие, так и довольно протяженные (20–30 км); впадины с относительными глубинами 1–3 м, возникшие в результате водоворотов. К аккумулятивным формам относятся валобразные шлейфы, имеющие вытянутую форму. Большая часть поступающего сюда с суши обломочного материала выносится за пределы шельфа. На дне накапливаются преимущественно гравийно-галечные осадки с небольшой примесью песка, алевроита и заметным количеством битой ракушки [7, 8]. Во многих случаях происходит интенсивный размыв морского дна приливо-отливными течениями.

Приливо-отливные воздействия и циклоническая циркуляция вод являются мощными факторами в создании современного облика рельефа залива.

Вдоль побережий заливов Академии, Константина, Ульбанского высокая подвижность вод способствует выносу осадочного материала. Здесь практически отсутствуют аккумулятивные формы рельефа. В вершинах происходит частичная аккумуляция осадков с формированием широкой осушки и очень пологого подводного склона. Материал, возникший в результате выноса рек и разрушения берегов, частично отлагается в виде кос, пляжей и других аккумулятивных форм. В центральных частях заливов происходит вымывание с формированием эрозионных форм рельефа и выносом осадочного материала за пределы шельфа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арчиков Е. И. Проблемы теоретической и прикладной геоморфологии берегов дальневосточных морей. Владивосток: Изд-во Дальневосточного университета, 1986. 122 с.
2. Каплин П.А. Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М.: Мысль, 1991. 479 с.
3. Якунин Л.П., Плотников В.В., Петров А.Г. Ледовые условия и методы их прогнозирования // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия: Проект «Моря». Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1998. С. 291–340.
4. Супранович Т.И. Приливные явления // Гидрометеорология и гидрохимия

- морей. Том IX. Охотское море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия: Проект «Моря». Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1998. С. 176–233.
5. Леонова Т.Д. Геоморфология шельфа Западного Приохотья // Геоморфология. 2010 № 1. С. 51–58.
 6. Радкевич Р.О. Результаты сейсмоакустического исследования шельфа западной части Охотского моря // Морская геология и геологическое строение областей питания: сб. науч. тр. Владивосток ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 122–132 .
 7. Гершанович Д.Е. Фации современных осадков северо-западной части Охотского моря // Докл. Академии наук СССР. 1958. Т. 118. № 2. С. 355–358.
 8. Астахов А.С. Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 140 с.

The influence of the cold Sea of Okhotsk, the duration of freeze-up, the attenuated wave regime, and strong tidal currents are the main factors for the present-day morphogenesis of the bay bottom. Four bottom areas of Akademii Bay were allocated and a relevant description were provided. The study revealed new regularities.

Мазнев С.В.¹, Мазнева Е.А.², Огородов С.А.¹

(¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: maznev@geogr.msu.ru; ²Институт географии РАН, г. Москва)

Донные отложения Аральского моря как фактор формирования ледово-экзарационного рельефа

Maznev S.V.¹, Mazneva E.A.², Ogorodov S.A.¹

(¹Lomonosov Moscow State University, Moscow; ²Institute of Geography RAS, Moscow)

Bottom sediments of the Aral Sea as a factor of ice scours formation

Ключевые слова: экзарационные борозды, микрорельеф дна, льды, уровень моря, ледовые воздействия, донные осадки, грунты

Рассмотрено влияние фактора донных отложений на формирование и сохранность форм микрорельефа дна, созданных в результате ледовых воздействий на бывшее дно Аральского моря ледяных торосистых образований. Показаны локальные и региональные особенности влияния геологического фактора на распространение ледово-экзарационных форм.

Ледово-экзарационный микрорельеф формируется на дне мелководных замерзающих морей и озер в результате взаимодействия льдов с подстилающей поверхностью [1]. Основными факторами, влияющими на интенсивность экзарации дна ледяными образованиями, являются: 1) группа гидрометеорологических факторов (ледовые условия, скорость и направление ветра и др.), 2) длина разгона волн (акватории), 3) рельеф дна, 4) положение участка дна в береговой зоне, 5) физико-механические свойства грунтов дна.

Ледовые условия включают ширину припая, защищающего ближайший к берегу сегмент от ледовых воздействий, толщину льда, в том числе – наслоенного, и ледяных образований, прочностные характеристики килей торосов. При рассмотрении различий внутри замерзающего водоема (участка водоема) гидрометеорологические факторы остаются за скобками как постоянно действующие и условно неизменные (внутри одного сезона). Рельеф береговой зоны является одним из важнейших факторов, влияющих на локализацию процессов экзарации дна: на приглубом берегу зона, в которой ледяные образования могут достигать дна, сужается, тогда как на отмеле она может достигать нескольких километров. Наиболее интенсивна экзарация на кромке припая при нажимных ветрах и в зоне дрейфующих вдоль неё ледяных полей с вмёрзшими в них ледяными образованиями.

На дне Аральского моря, в силу особых условий уровненного режима во второй половине 20 века, зона наиболее интенсивных воздействий

смещалась вслед за падением уровня моря (в акватории Восточного Арала – генерально на запад), пересекая зоны распространения различных донных осадков. Максимальная глубина пропашки дна составляет 0,5 м [2], поэтому в рассмотрение берется самый верхний слой донных отложений. По мере снижения уровня в зону ледовых воздействий, находившуюся на глубинах 2–5 м [3], вовлекались новые участки дна. С течением времени фактор уровня моря влиял на локализацию и продолжительность экзарации дна в различных частях акватории в зависимости от скорости снижения уровня. Влияние геологического фактора выражалось в изменении податливости грунтов различных физико-механических свойств к экзарационным воздействиям.

Различия в литологическом составе грунтов отражены на ряде литолого-фациальных карт донных отложений [4–8]. Эти карты в целом отражают общую картину изменений в механическом составе донных осадков на осушенном дне схожим образом, несмотря на некоторые различия. Донные осадки сложены практически всеми размерностями дисперсных грунтов – от песков до глин. Центральные части Восточного и Западного Арала с поверхности сложены известково-глинистыми [6], глинистыми [4] илами или карбонатными глинами [8]. Здесь на обширной площади выпадали наиболее тонкие компоненты, приносимые Амударьей и Сырдарьей. В результате сформировались совершенно однородные глинистые известковые илы с содержанием карбонатов более 40 % без остатков ракуши [4].

На наиболее глубоких участках Малого моря и северных заливов развиты карбонатные и карбонатистые глины. Зоны развития глин ближе к бывшим береговым зонам опоясаны алевритами от мелких до крупных размерностей. Прибрежные на момент максимального уровня моря зоны всюду опоясаны песками, особенно широко распространенными вдоль восточного побережья, где ширина песчаной полосы достигает 80 км (на юго-востоке). Вокруг островных поднятий Лазарева – Возрождения развиты известковые оолитовые пески [8].

Область наибольшего проективного покрытия следами ледово-экзарационных воздействий находится, в основном, в центральной части Восточного Арала и южной части Западного Арала [2]. Район распространения глинистых илов, податливых к экзарационным воздействиям, приурочен к отмелым берегам Восточного Арала и приглубым – Западного. В результате, ледово-экзарационные борозды в большей степени распространены в котловине Восточного моря, что говорит о подчиненности фактора донных осадков.

В то же время, распространение ледово-экзарационных форм по всей территории Аральского моря выходит за рамки ареала глинистых илов, и попадает в зону распространения алевритовых илов, и реже – песков. К периферии Восточного Арала (южная часть, к северу от бывшего острова

Барсакельмес) плотность следов воздействия льда уменьшается, а состав грунтов сдвигается в сторону большего содержания песков. Лишь в редких случаях ледово-экзарационные борозды встречаются в районах распространения прибрежно-морских песков, в т.ч. оолитовых.

Собственные исследования гранулометрического состава осадков, отобранных на ключевых участках дна Аральского моря, показали, что наилучшая выраженность ледово-экзарационных форм присуща территориям с распространением песчано-глинистых алевритов. На участках распространения сильно глинистых алевритов выраженность форм снижается. Положение участков на одном гипсометрическом уровне (одновременное воздействие при снижении уровня) и в одном секторе моря позволяет оценить фактор донных осадков при прочих равных условиях. В результате, можно говорить о том, что наличие песчаных частиц в грунте, по-видимому, способствует большему проникновению кия тороса в грунт и формированию более глубоких форм при равной с более глинистыми грунтами последующей сохранности ледово-экзарационного рельефа на дне. Для лучшей его выраженности важно соотношение глинистой и песчаной составляющих вещественного состава: плотные, прочные глинистые грунты неподатливы к экзарации, а слабые песчаные быстрее теряют выраженность.

Таким образом, можно констатировать, что фактор донных осадков имел подчиненное значение при формировании ледово-экзарационного рельефа на дне Аральского моря. На локальном уровне физико-механические свойства грунтов влияют на сохранность экзарационных борозд, но не являются решающими при их формировании.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90100.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны, М.: Изд-во Московского университета, 2011. 173 с.
2. Maznev S.V., Ogorodov S.A, Baranskaya A.V. et al. Ice-Gouging Topography of the Exposed Aral Sea Bed // Remote Sensing. 2019. V. 11 (113). P. 1–25. DOI: 10.3390/rs11020113
3. Огородов С.А., Мазнев С.В., Бухарицин П.И. Ледово-экзарационный рельеф на дне Каспийского и Аральского морей // Известия РГО. 2019. Т. 151. Вып. 2. С. 35–50.
4. Зенкович В.П. Донные отложения Аральского моря // Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геологический. 1947. Т. 22. Вып. 4. С. 39–60.
5. Бродская Н.Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море // Труды института геологических наук, 1952. Вып. 11, геологическая серия (57). 106 с.

6. Бродская Н.Г. Осадкообразование в озерах засушливой зоны СССР. Аральское озеро-море // Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 237–282.
7. Лымарев В.И. Берега Аральского моря – внутреннего водоема аридной зоны. Л.: Наука, 1967. 252 с.
8. Геология Аральского моря / Рубанов И.В., Ишниязов Д.П., Баскакова М.А., Чистяков П. А. Ташкент: Изд-во ФАН, 1987. 236 с.

Ice hummocks effected the bottom topography and created microrelief landforms at the Aral Sea bed during its level drop. The influence of the factor of bottom sediments on the formation and preservation of these landforms is considered. Geological factor influences the distribution of ice-gouging forms. Local and regional specificity of this feature is shown.

**Миرونюк С.Г.¹, Колюбакин А.А.², Голенок О.А.²,
Росляков А.Г.³, Терехина Я.Е.³, Токарев М.Ю.³**

(¹Центр анализа сейсмических данных им. М. В. Ломоносова, г. Москва, e-mail: mironyuksg@gmail.com; ²ООО «РН-Эксплорейшн», г. Москва; ³Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова)

Грязевулканические структуры (вулканоиды) Карского моря: морфологические особенности и строение

**Mironyuk S.G.¹, Kolyubakin A.A.², Golenok O.A.²,
Roslyakov A.G.³, Terekhina Y.E.³, Tokarev M.Yu.³**

(¹Moscow State University Seismic Data Analysis Center LLC, Moscow, e-mail: mironyuksg@gmail.com; ²RN-Exploration LLC, Moscow; ³M.V. Lomonosov Moscow State University (MGU))

**The mud volcanic structure (vulcanoides) Kara Sea:
morphological features and structure**

Ключевые слова: приповерхностные грязевые вулканы, флюиды, газопроявления, бугры газового вспучивания, многолетнемерзлые породы, Карское море

На площади структуры «Университетская» (Карское море) в ходе инженерно-геологических изысканий были обнаружены многочисленные куполообразные структуры различных размеров. Рассматриваются гипотезы их образования. Анализ данных о морфологии структур и их строении дал основание отнести наиболее крупные из них к грязевулканическим структурам (вулканоидам).

На сегодня в арктических морях в пределах пассивной окраины Евразии обнаружен (1995 г.) лишь один грязевой вулкан – Хаакон Мосби. Вулкан расположен в Норвежском море на глубине 1250 м. Он представляет собой кольцевую структуру диаметром до 1,5 км и высотой от 7 до 15 м. Четко прослеживаются концентрическая зональность вулкана и грязевые потоки. В керне, отобранном из его кратера, содержатся газогидраты [1–3].

Помимо упомянутого выше грязевого вулкана, в Печорском, Карском морях, морях Лаптевых, Бофорта встречаются положительные куполообразные формы рельефа меньших размеров [4–8]. Эти микроформы получили различные названия, отражающие представления специалистов о их генезисе: пингоподобные, диапироподобные, газолитокластические структуры, подводные бугры пучения, грязевые вулканы и др. [6, 9, 10]. Морфологически они представляют собой бугры (холмы, «сопки») высотой обычно от 3–5 м до 20–25 м и диаметром в десятки (реже-сотни) метров. В Карском море описываемые формы распространены до глубины 150 м, а в Печорском море – до 50–70 м. В ряде случаев бугры сложены высоко льдистыми глинистыми мерзлыми грунтами (ледогрунтами) [6], в других – немерзлыми илистыми грунтами и глиной [7].

Механизм образования рассматриваемых форм рельефа остается до конца не изученным. Существуют около десяти гипотез их происхождения, которые можно разделить на две группы: 1. Бугры – субазральные реликтовые образования; 2. Бугры – субаквальные формы. Нам представляется более обоснованной вторая группа гипотез относительно природы бугров.

Высказаны предположения, что они возникают: при субаквальном промерзании донных отложений, содержащих линзы пресных вод, в результате формирования криогенных напоров [9]; длительной миграции подземных (артезианских) напорных вод к фронту промерзания, приводящей к формированию гидроакколитов в условиях отрицательных придонных температур [9]; в ходе деструкции глубинных газогидратов и вспучивания газосодержащих отложений за счет АВПД [11]; в результате охлаждения водонасыщенных осадков при струйной дегазации углеводородов по зонам повышенной трещиноватости (дрессельный эффект) [12].

Особую версию касательно генезиса бугров выдвинул Р.Б. Крапивнер [10]. Им предпринята попытка обосновать связь подводных «сопок» и газопроявлений на востоке Печорского моря [6] с «современным грязевым вулканизмом, обусловленным тектонической активизацией Пайхойско-Новоземельского складчатого пояса в обстановке латерального сжатия».

В данной работе рассматривается вопрос происхождения кольцеобразных структур, обнаруженных в западной части Карского моря в ходе многолучевого эхолотирования морского дна на площади структуры «Университетская» (рис. 1). Первоначально в процессе инженерно-геологических изысканий описываемые структуры были отнесены к буграм инъекционного пучения.

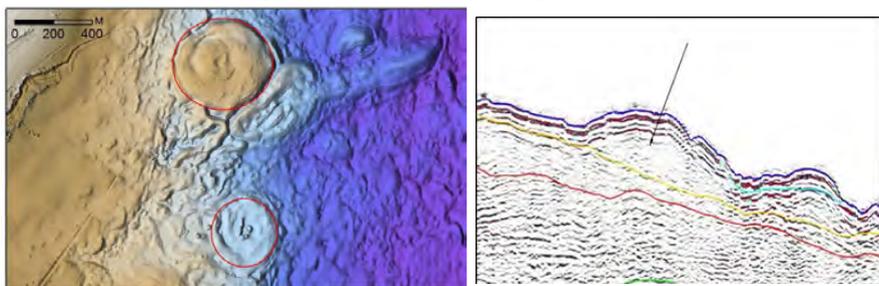


Рисунок 1. Структуры кольцеобразной формы в пределах площади «Университетская». Слева – фрагмент карты рельефа, справа – сейсмоакустический разрез структуры в верхней части рисунка (черная стрелка).

Характеристика аналогичных форм рельефа и газопроявлений внутри границ рассматриваемого района ранее была приведена в работе [13]. Авторы публикации описали кольцевидные микроформы рельефа высотой 2–4 м с

газовыми факелами, расположенными по периферии куполообразной, по их мнению, «пингоподобной» возвышенности высотой 30–40 м.

Район, где были обнаружены описываемые нами формы рельефа, находится в северной части Южно-Карского свода у восточного склона Восточно-Новоземельского желоба. Глубина моря в границах района изменяется от 40 м до 103 м. В центральной части площади располагается днище палеорусл с отметками глубин 60–100 м. Верхняя часть осадочного разреза района сложена терригенными и терригенно-кремнистыми образованиями палеогена и миоцена, а также новейшими (плиоцен–четвертичными) отложениями. В локальных палеодепрессиях их мощность достигает 70–100 м и более. Доплиоценовые коренные породы представлены образованиями палеоцена–эоцена ($P_{1,2}$) и олигоцен–миоцена (P_3-N_1). Они имеют преимущественно глинисто-суглинистый состав. В осадках верхней части разреза содержится свободный газ. Газогидраты не обнаружены (район находится за пределами области их стабильности).

Бурением на отдельных участках в интервале глубин 5,5–10,0 м выявлены реликтовые льдистые мерзлые грунты. Их распространение носит островной характер. Для олигоцен–миоценовой толщи характерно наличие посткриогенной текстуры. Важно подчеркнуть, что участки субаквальной криолитозоны находятся в настоящее время в стадии деградации, что сопровождается газопроявлениями. В рельефе морского дна района выделяется ряд крупных поднятий кольцеобразной формы (рис. 1) с хаотической низкоамплитудной (до прозрачной) записью, в подошве которых прослеживается четкая высокоамплитудная граница, предположительно прежнее, до момента излияния сопочной массы, дно моря. Диаметр сопки достигает 400 м, высота 30 м. Кроме того, в нижней части склонов и в северной части днища палеорусл с помощью батиметрической съемки обнаружены многочисленные мелкие куполообразные поднятия высотой до 5–7 м и диаметром до 100 м (рис.2).

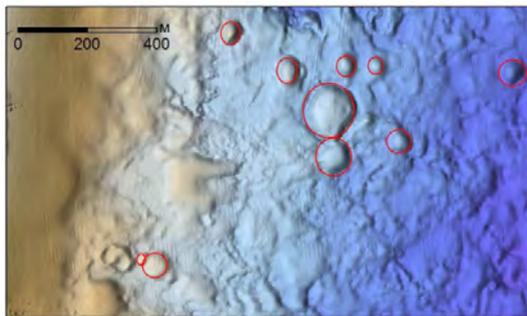


Рисунок 2. Куполообразные поднятия в западной части площади «Университетская» (фрагмент карты рельефа).

К флюидогенным формам рельефа в районе исследований следует отнести также покмарки – округлые воронки в рельефе дна шириной до 25–30 м и глубиной до 1,5–4,0 м. Они образуют скопления на участках, сложенных газонасыщенными осадками.

Обращают на себя внимание существенные морфологические отличия мелких и крупных рассматриваемых положительных форм рельефа. Как видно на рис. 2 первые морфологически сходны с буграми газового вспучивания (domes) [14]. Ведущий рельефообразующий процесс, вызывающий их образование – подъем поверхности морского дна под действием давления флюида. Не исключено, что на месте домов со временем, по мере роста давления в структуре, могут возникнуть в зависимости от состава флюида небольшие грязевые сопки или покмарки. Крупные же формы, следует относить, видимо, к грязевулканическим структурам (вулканоидам). На рис. 1 отчетливо видно, что в центре одной из структур прослеживается жерло диаметром около 30 м, излившиеся потоки «грязи» на её южной стороне, а на плоской вершине вокруг жерла хорошо различимы валики выброшенной сопочной массы. Аналогичные «грязевые вулканчики» в последние годы были обнаружены с использованием дистанционных методов на дне и берегам ряда озер РФ [15–16].

Сходные структуры, получившие название «приповерхностные грязевые вулканы», в дельте р. Миссисипи, Адриатическом море, Персидском заливе и в Норвежском море описаны в работе А. Юдда и М. Ховланда [14]. Указанные авторы отмечают, что в отличие от типичных грязевых вулканов с глубокими корнями, у изученных ими вулканоидов (как и в нашем случае) на временных разрезах не прослеживаются подводные газовые трубы (каналы).

Итак, материалы инженерно-геологических изысканий, анализ литературных источников позволяют с большой долей вероятности заключить, что обнаруженные на площади «Университетская» в Карском море крупные кольцеобразные структуры имеющие жерла и четко выраженные потоки сопочной массы являются грязевулканическими по своей природе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Крупская В.В., Андреева И.А., Сергеева Э.И. и др. Грязевой вулкан Хаакон Мосби (Норвежское море): особенности строения и состава отложений // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный Мир, 2001. С. 492–502.
2. Andersen C., Boetius A. et al. Biodiversity of cold seep ecosystems along the European margins // *Oceanogr.* 2009. V. 22. P. 119–135.
3. Helge N. et al. Novel microbial communities of the Haakon Mosby mud volcano and their role as a methane sink // *Nature.* 2006. V. 443. P. 854–858.
4. Shearer J.M. Submarine pingoes in the Beaufort Sea // *Science.* 1971. V. 174. P. 816–818.

5. Romanovskii N.N., Gavrilov A.V. et al. Map of predicted offshore permafrost distribution on the Laptev Sea shelf // Proc. of the 7th International Conf. Permafrost. Yellowknife (Canada). 1998. № 55. P. 967–972.
6. Бондарев В.Н., Рокос С.И., Костин Д.А. и др. Подмерзлотные скопления газа в верхней части осадочного чехла Печорского моря // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 7. С. 587–598.
7. Serov, Portnov A., Mienert J. et al. Methane release from pingo-like features across the South Kara Sea shelf, an area of thawing offshore permafrost // J. Geophys. Res. Earth Surf. 2015. V. 120. P. 1515–1529, doi:10.1002/2015JF003467.
8. Росляков А.Г., Терехина Я.Е., Иванова А.А. и др. Выявление геологических опасностей в Карском море по сейсмическим данным // Тр. междунар. геолого-геофизической конф. Геоевразия–2018. Москва, 5–8 февраля 2018 г. Современные методы изучения и освоения недр. М.: Изд-во ООО «Полипресс», 2018. С. 760–765.
9. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск: Наука, 1995. 195 с.
10. Крапивнер Р.Б. Признаки неотектонической активности Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. 2007. № 2. С. 73–89.
11. Paull Ch.K. et al. Origin of pingo-like features on the Beaufort Sea shelf and their possible relationship to decomposing methane gas hydrates // Geophysical research letters. 2007. V. 34. P. 1–5.
12. Мельников В.П., Федоров К.М., Вольф А.А., Спесивцев В.И. Анализ возможного сценария образования придонных ледяных бугров на шельфе Печорского моря // Криосфера Земли. 1998. №2 (4). С. 51–57.
13. Фирсов Ю.Г., Кожухов И.В. Новые методы пространственной визуализации результатов инженерной батиметрической съемки // Вестник ГУМРФ имени адмирала С. О. Макарова. 2014. Вып. 2 (24). С. 17–23.
14. Judd A., Hovland M. Seabed Fluid Flow. The Impact on Geology, Biology, and the Marine Environment. Cambridge University Press, 2007. 475 p.
15. Шестопалов В.М., Бублясь В.Н. О формировании западинно-канальных структур миграции // Геол. журн. 2016. № 3 (356). С. 73–88.
16. Елифанов В. А. Взрывные воронки-колодцы и актуальность изучения роли дегазации недр в климатических событиях и ландшафтных преобразованиях четвертичного периода // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2018. № 76. С. 5–40.

Numerous dome-shaped structures of various sizes were discovered during geotechnical surveys in the area of the Universitetskaya structure (Kara Sea). The hypotheses of their formation are considered. Analysis of data on the morphology of structures and their structure gave reason to attribute the largest of them to mud volcanic structures (volcanoides).

**Мороз Е.А., Зарайская Ю.А., Соколов С.Ю., Сухих Е.А.,
Разумовский А.А.**

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

**Комплексы флювиального рельефа на дне Баренцева и
Карского морей**

**Moroz E.A., Zarayskaya Y.A., Sokolov S.Y., Sukhikh E.A.,
Razumovskiy A.A.**

(Geological institute RAS, Moscow)

Fluvial relief complexes of the Barents and Kara Seas

Ключевые слова: флювиальный рельеф, шельф, палеодолины

Флювиальные формы рельефа широко распространены на территории Западно-Арктического шельфа. Формирование флювиального рельефа в исследуемом регионе ассоциируется как с классическим развитием речных долин, так и с эрозионной деятельностью ледниковых вод. Хорошая сохранность и выраженность в рельефе форм флювиального генезиса на дне Баренцева и Карского моря, указывает на молодой возраст их образования и приуроченность к новейшим дизъюнктивным нарушениям не шельфе.

Определяющий вклад в формирование морфоструктурного плана Баренцево-Карского шельфа внесли процессы рифтогенеза, определившие положение крупных водосборных бассейнов. Южная часть территории длительное время находилась в режиме морского осадконакопления и интенсивной эрозии подверглась лишь в неоген-четвертичное время, в результате чего была сформирована сеть речных палеодолин.

Согласно работам [1, 2] на территории Баренцевоморского шельфа в неоген-четвертичное время существовала разветвленная система палеорек различного масштаба. Основные речные долины наследовали положение отрицательных морфоструктур шельфа, представленных, в основном, рифтогенными прогибами и грабенами. В результате активной эрозии к позднеплейстоценовому ледниковому периоду Баренцевоморский шельф представлял собой эрозионно-денудационную равнину, сформированную на цокольном основании мезозойских пород.

Дискуссионным является вопрос о первичном генезисе вышеупомянутых эрозионных форм, так как существуют предположения, что они могли быть сформированы не только классическими флювиальными процессами, но и в результате эрозионной деятельности подледных ледниковых каналов в эпоху валдайского оледенения [3], охватывавшего шельфовые площади. Подледные каналы интерпретируются по данным многолучевой батиметрии и акустического профилирования в норвежском секторе Баренцева

морья в Нордкапском прогибе и верховьях Медвежинского трога [4]. По морфологическому облику, большинство данных форм имеют классическую флювиальную морфологию с наличием излучин, меандров, притоков и других элементов речной долины.

Примером флювиальной морфоскульптуры Баренцево-Карского шельфа является закартированный в ходе морских работ 41 рейса НИС «Академик Николай Страхов» в северной части Байдарацкой губы фрагмент речной долины с характерной морфологией (рис. 1). Данный комплекс рельефа флювиального генезиса выражен на глубинах от 200 м до 259 м. Таким образом, относительный перепад высот составляет более 50 м, что позволяет говорить о существенном вертикальном расчленении территории эрозионными процессами. Поперечный профиль русла от корытообразного до V-образного. Ширина русла варьирует от 80 до 670 м, при глубине до 21 м. Долина палеореки характеризуется наличием притоков, четко выраженных в рельефе. Отмечается, что на обследованном участке долина принимает правые притоки. Ширина притоков по бровкам в устьевой части варьирует от 100 до 200 м. Относительная глубина вреза составляет порядка 7–10 м.

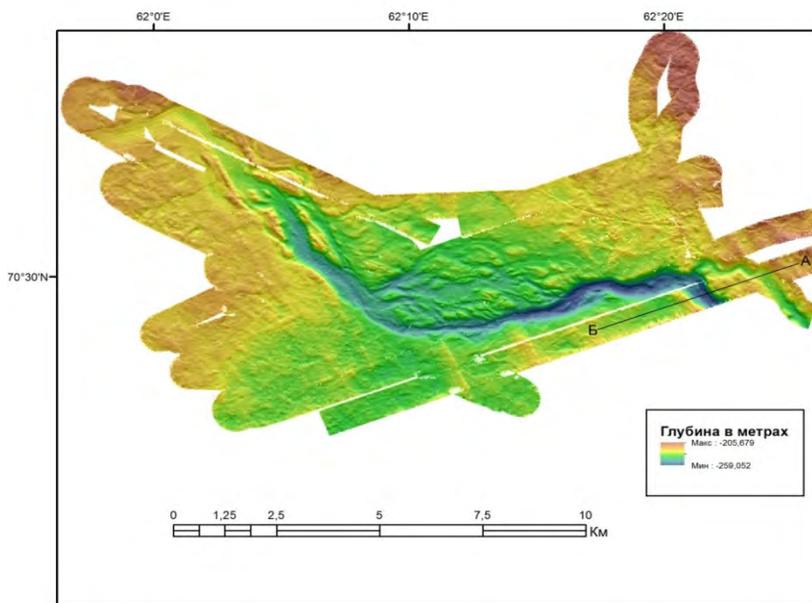


Рисунок 1. Палеодолина в северной части Байдарацкой губы (по данным 41 рейса НИС «Академик Николай Страхов»).

Поразрезам высокочастотного сейсмоакустического профилирования (рис. 2) на бортах и в днище долины фиксируется акустически хорошо проницаемая пачка стратифицированных осадков мощностью до 8 м. Данная толща представлена голоценовыми морскими отложениями, перекрывающими, по-видимому, диамиктоновый горизонт позднеплейстоцен-голоценового возраста.

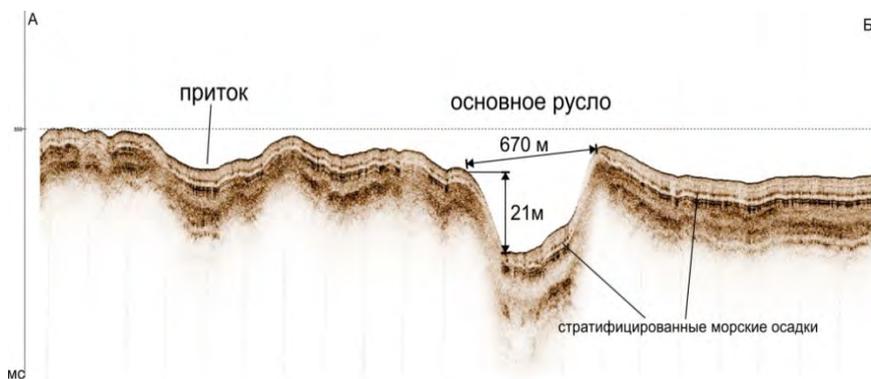


Рисунок 2. Характер распределения осадочного чехла в пределах палеодолины. Положение профиля на рис. 1. (по данным 41 рейса НИС «Академик Николай Страхов»).

Подобные формы рельефа были выявлены нами по данным многолучевой батиметрии в Центральной впадине Баренцева моря и к северу от о-ва Колгуев. Предполагается, что на шельфе Баренцева и Карского морей к позднему плейстоцену существовала система флювиальных комплексов рельефа, которая была затоплена морем в ходе последней морской трансгрессии. Хорошая сохранность форм флювиального рельефа внутри предполагаемых границ последнего оледенения, а также отсутствие гляциальных комплексов рельефа позволяет сделать предположение, что распространение ледниковых масс в валдайскую ледниковую эпоху имело фрагментарный характер и не затрагивало отдельные участки шельфа Баренцева моря. Учитывая значительную тектоническую обусловленность макрорельефа Баренцева и Карского морей, можно предполагать, что часть флювиальных комплексов была заложена по системе дизъюнктивных нарушений. Таким образом, закартированные формы флювиального рельефа, в ряде случаев, могут маркировать положение разломов (в том числе неотектонических) различного порядка.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проектам № 18-35-20060 и № 18-05-70040 в рамках темы Программ фундаментальных

исследований Президиума РАН №3, темы ГИН РАН «Опасные геологические процессы в Мировом океане: связь с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии и новейшими движениями в океане» (государственная регистрация № 0135-2016-0013).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ласточкин А.Н. Подводные долины северного шельфа Евразии // Известия Всесоюзного географического общества. 1977. Т. 109. № 5. С. 412–417.
2. Мусатов Е.Е. Палеодолины Баренцево-Карского шельфа // Геоморфология. 1998. № 2. С. 28–33.
3. Newton A.M.W., Huuse M. Glacial geomorphology of the central Barents Sea: Implications for the dynamic deglaciation of the Barents Sea Ice Sheet // Marine Geology. 2017. V. 387. P. 114–131.
4. Esteves M, Bjarnadottir L.R., Winsborrow M.C.M. et al. Retreat patterns and dynamics of the Sentralbankrenna glacial system, central Barents Sea // Quaternary Science Reviews. 2017. V. 169. P. 131–147.

Fluvial landforms are widespread on the territory of the West Arctic shelf. The formation of fluvial relief in the region under study is associated both with the classical development of river valleys and with the erosive activity of glacial waters. The good preservation and severity in the relief of the forms of fluvial genesis at the bottom of the Barents and Kara Sea indicates a young age of their formation.

Ованесян Г.И.¹, Пискарев А.Л.^{1,2}, Савин В.А.²

(¹Санкт-Петербургский государственный университет, Россия, e-mail goshovan@yandex.ru; ²ФГБУ "ВНИИОкеангеология", Санкт-Петербург, Россия)

Строение земной коры в районе желоба Св. Анны, по данным 3D геофизического моделирования.

Ovanesyanyan G.I.¹, Piskarev A.L.^{1,2}, Savin V.A.²

(¹Saint-Petersburg State University, Russia; ²All-Russian Research Institute of World Ocean Geology and Mineral Resources, St. Petersburg, Russia)

Crustal structure in the area of St. Anna trough based on the data of 3D geophysical modeling

Ключевые слова: геофизическое моделирование, гравиразведка, магниторазведка, сейсморазведка, Арктика, Баренцево море, желоб Св. Анны

С целью изучения строения земной коры в районе желоба Св. Анны построена 3D плотностная модель с использованием программ Oasis Montaj и Grav3D. Выполнено разбиение на блоки верхней части консолидированной коры и определение их плотности, а также уточнение поверхности Мохоровичича и внутрикоровой границы.

На сегодняшний день строение земной коры в районе желоба Св. Анны, расположенного в пограничной зоне между бассейнами Баренцева и Карского морей (рис. 1), не вполне определено. Существующие модели не учитывают новые сейсмические данные и не включают данную акваторию целиком. [1, 2]

Настоящая работа выполняется на основе материалов сейсморазведки последних лет, проведенной МАГЭ и СМНГ в районе прогибов Св. Анны и Воронина, Ушаковско-Новоземельской площади и восточного борта Северо-Баренцевской впадины. А также актуализированных данных гравии магниторазведки [3] и данных Международной батиметрической карты Северного Ледовитого океана ИВСаО 3.0.

В ходе объединения данных сейсмических съёмок на разных площадях и построения композитных профилей установлено, что отражающие горизонты коррелируются при сопоставлении данных различных съёмок, однако имеют разную стратиграфическую привязку. Таким образом, в частности, триасовые толщи Баренцевоморского бассейна сопоставляются с пермскими в бассейне Карского моря (рис. 2).

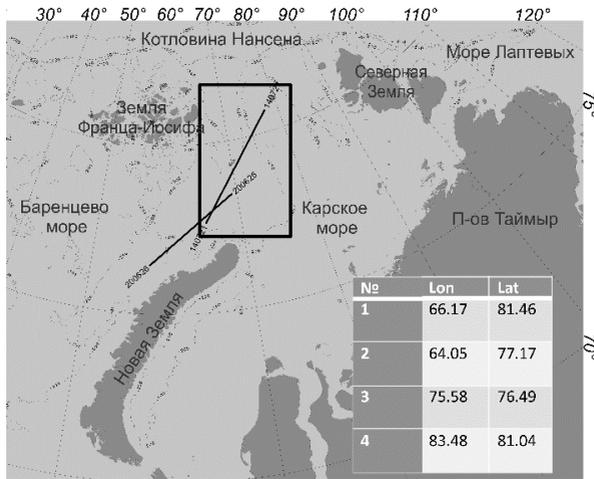


Рисунок 1. Положение исследуемого участка на карте и координаты его углов

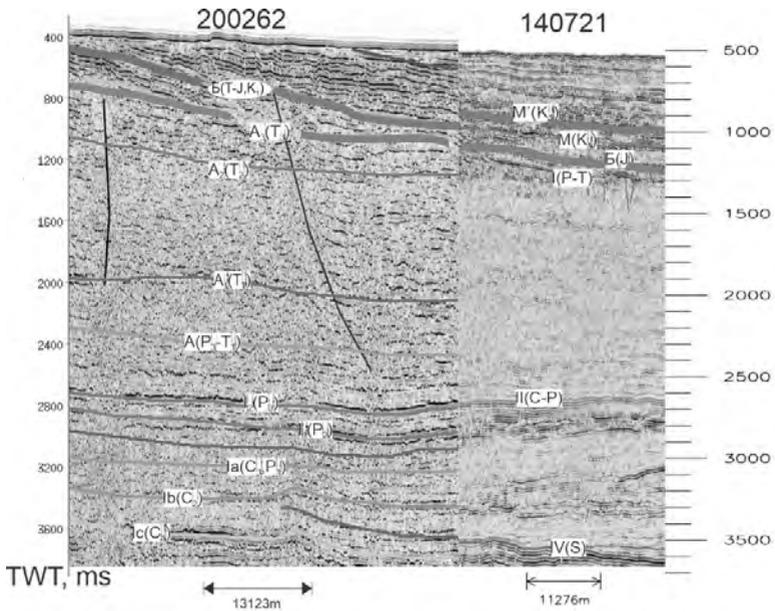


Рисунок 2. Сопоставление временных сейсмических разрезов МОВ ОГТ (200262 и 140721), иллюстрирующее корреляцию отражающих горизонтов на отрезке восточный борт Северо-Баренцевской впадины – Ушаковско-Новоземельская площадь

Этапность работы по моделированию заключается в задании геологических границ по сейсмическим данным, присвоении получившимся толщам начальных значений плотности и последующем итерационном процессе уточнения плотностной модели. Основные положения методики описывается в работе [4].

В верхней части консолидированной земной коры выделены блоки на основе карты магнитных аномалий, источники которых лежат на глубинах ниже поверхности фундамента. Карта магнитных аномалий построена в программе Oasis Montaj путём фильтрации исходного магнитного поля с пропуском в диапазоне 100–250 км. Десять блоков соответствуют положительным и отрицательным магнитным аномалиям различной интенсивности (рис. 3). Начальная плотность блоков земной коры задана с учетом интенсивности магнитных аномалий вне зависимости от их знака [5].

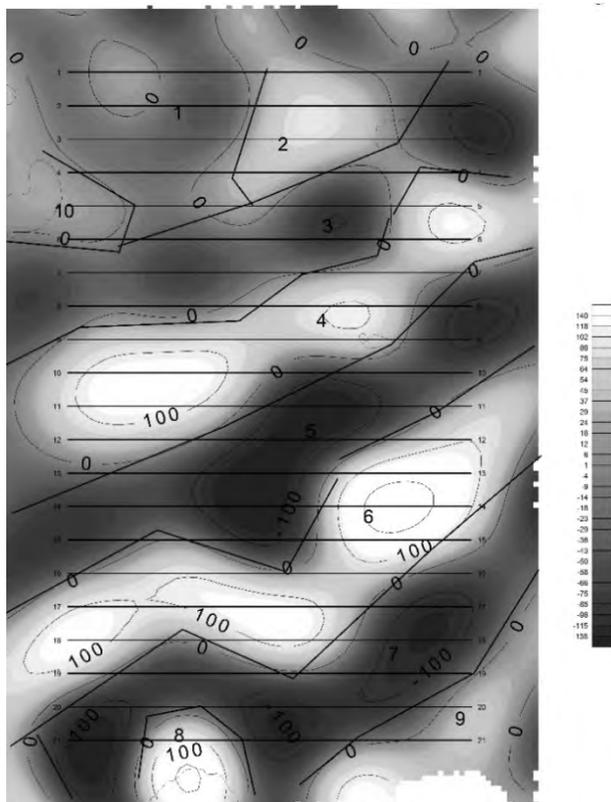


Рисунок 3. Карта магнитных аномалий с выделенными блоками земной коры

С использованием программы Grav3D создана модель, состоящая из 21 профиля, расположенных в субширотном направлении; размеры элементарной ячейки 5×25 км. с длинной стороной в субмеридиональном направлении.

Модель включает в себя: 3 осадочные толщи с плотностями 2,32; 2,44; 2,56 г/см³ от верхней к нижней; верхнюю часть консолидированной коры, состоящую из блоков разной плотности; нижнюю часть консолидированной коры плотностью 2,9 г/см³; верхнюю мантию плотностью 3.3 г/см³.

В результате итерационного подбора определены плотности блоков верхней части консолидированной коры: блок № 1 – 2,65; 2 – 2,63; 3 – 2,66; 4 – 2,65; 5 – 2,69; 6 – 2,71; 7 – 2,73; 8 – 2,71; 9 – 2,72; 10 – 2,65 (г/см³). Также уточнено положение внутрикоровой границы и границы Мохоровичича. Пример субширотного профиля из средней части модели представлен ниже (рис. 4). Он отражает увеличение мощности гранито-гнейсового слоя с запада на восток и увеличение глубины границы Мохоровичича в том же направлении. Аналогичное увеличение мощности и глубины наблюдается в направлении с севера на юг.

В дальнейшем, планируется уточнить положение границ между блоками гранито-гнейсового слоя земной коры, дать оптимальный вариант стратиграфической привязки границ в осадочном чехле, построить детализированную модель средствами пакета программ Oasis Montaj.

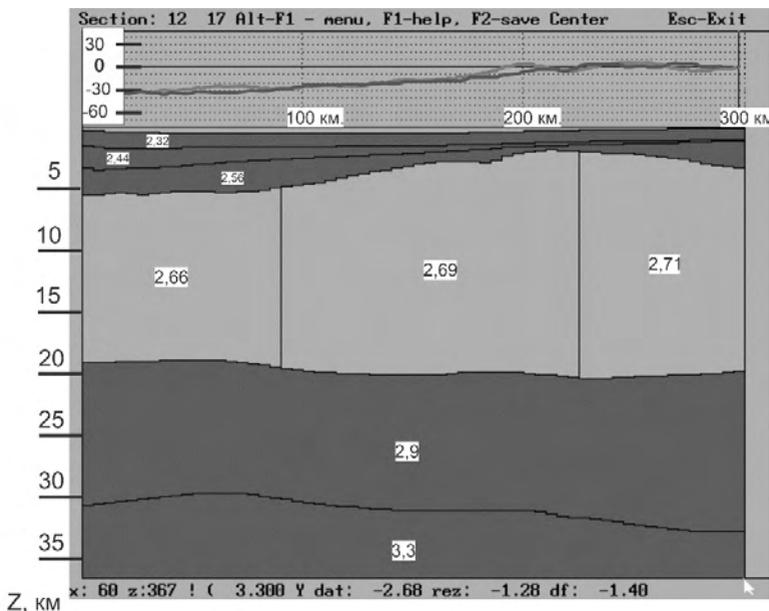


Рисунок 4. Профиль №12 модели

Таким образом, первый этап построения модели земной коры в районе желоба Св. Анны позволил установить общие черты глубинного строения земной коры в регионе и наметить границы блоков в верхней коре, что позволит на следующем этапе работы перейти к геотектоническим построениям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Piskarev A.L., Kireev A.A., Savin V.A., Smirnov O.E. Crust structure of the northeastern Barents Sea basin area // *Russian Geology and Geophysics*. 2018. V. 59. Is. 7. P. 803–812.
2. Marelló L., J. Ebbing J., Gernigon L. Basement inhomogeneities and crustal setting in the Barents Sea from a combined 3D gravity and magnetic model // *Geophysical Journal International*, May 2013.
3. Глебовский В.Ю., Черных А.А. Основные итоги и планы дальнейших магнитометрических и гравиметрических исследований в Северном Ледовитом океане // 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. ВНИИОкеангеология, 2018. С. 196–208.
4. Пискарев А.Л., Савин В.А. Геофизическое моделирование при прогнозе петрофизических свойств земной коры в арктических морях // *Горный журнал*. 2013. №11. С. 80–84.
5. Петрофизика: Справочник. В трех книгах. Книга первая. Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н.Б.Дортман. М.: Недра, 1992. 391 с.

A 3D density model was constructed using Oasis Montaj and Grav3D software in order to study the structure of the Earth's crust within the St. Anna Trough. The upper crust was divided into several blocks; their densities were estimated, as well as the intracrustal and Moho surfaces revised somewhat.

Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Алексеев Д.А.

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

Латеральные неоднородности глубинного строения Курильской островной дуги по геомагнитным данным

Palshin N.A., Ivanenko A.N., Alekseev D.A.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

Lateral heterogeneities of the deep structure of the Kuril Island Arc according to geomagnetic data

Ключевые слова: аномальное магнитное поле, магнитоактивный слой, Курилы, зона субдукции, серпентиниты, флюидный режим, сейсмичность, глубинное строение

С помощью оригинальной технологии инверсии геомагнитного поля были построены три модели магнитоактивного слоя в южной, центральной и северной части Курильской островной дуги. Выполнен совместный анализ полученных моделей с распределением современной сейсмичности и показана существенная латеральная неоднородность глубинного строения Курильской островной дуги.

Особенности пространственного распределения сейсмичности Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг изучаются уже давно [см. напр. 1–3]. Имеются убедительные свидетельства сложного геологического строения Курильской островной дуги, в центральной части которой существуют условия растяжения в направлении параллельном ее простиранию [4, 5].

Геомагнитные исследования являются одним из наиболее эффективных «классических» методов исследований геологического строения и тектоники морского дна. Аномальное магнитное поле акваторий является одним из основных геофизических источников информации об их геологическом строении и тектонической эволюции земной коры. Исследования аномального магнитного поля в океанах показали наличие глубинных источников, происхождение которых нельзя объяснить без привлечения более глубоких слоёв океанской коры. Первичные ультрабазиты, слагающие нижние слои океанской коры слабомагнитны: образование магнетита и приобретение намагнитченности в них связано с процессами серпентинизации. Серпентиниты обладают достаточно высокими значениями естественной остаточной намагнитченности, чтобы вносить вклад в аномальное магнитное поле. Интенсивные вытянутые магнитные аномалии, выявленные во фронтальных зонах некоторых зон субдукции, вызываются серпентинитовыми телами, образующимися в результате гидратации перидотитов верхней мантии океанской водой, проникающей по системе трещин в поддвигаемой плите на её изломе на критической глубине в процессе поддвига. Изучение этих аномалий позволяет получать информацию о процессах гидратации пород океанской коры в зонах субдукции [7, 8].

Нами было рассмотрено распределение сейсмичности и магнитных аномалий в районе Курильской островной дуги (рис. 1). В первом приближении можно выделить три области: южную, центральную и северную, в которых наблюдаются характерные особенности, как в распределении сейсмичности, так и в аномальном магнитном поле.

Южная и северная части фронтальной зоны характеризуется обширными сложно построенными, в основном положительными аномалиями магнитного поля, тогда как в центральной части, где предполагается растяжение, положительная аномалии магнитного выражена не так ярко.

Для понимания особенностей строения магнитоактивного слоя нами были построены три обобщенных профиля, пересекающих три эти области. Значения аномального магнитного поля и батиметрии вдоль этих профилей были вычислены с помощью пространственного усреднения с радиусом 50 км. Очевидно, что процедура пространственного усреднения по сути является пространственным фильтром низкой частоты, который позволил отфильтровать локальные интенсивные аномалии магнитного поля, вызываемые вулканическими постройками и серпентиновыми диапирами и подчеркнуть региональные глубинные аномалии.

Для трех профилей с помощью модифицированной для целей настоящего исследования ранее разработанной оригинальной методики А.Н. Иваненко [11] были построены модели магнитоактивного слоя. Обращает на себя внимание существенное различие полученных моделей.

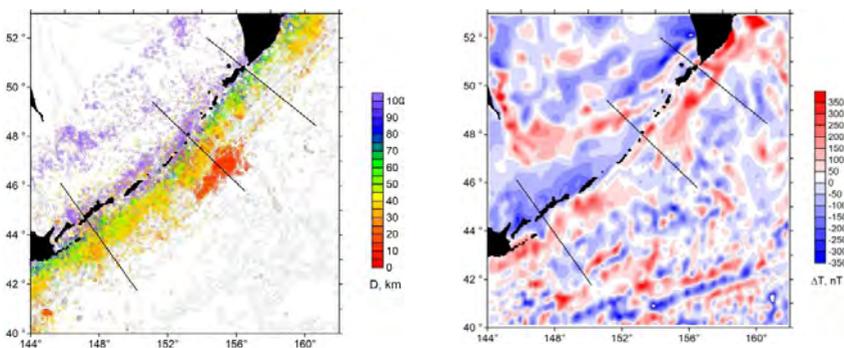


Рисунок 1. Сейсмичность (а) и аномальное магнитное поле (б) Курильской островной дуги. Показано расположение эпицентров землетрясений с $M > 3$ за интервал времени с 1964 по 2019 г. [9, 10] Цветом показана глубина до гипоцентров D (а) и аномальное магнитное поле ΔT (б). Положение расчетных профилей показано черными линиями.

Модель магнитоактивного слоя для первого (южного) профиля (см. рис. 2) характеризуется наличием ярко выраженной положительно намагниченной

области во фронтальной части дуги. Аномальная зона погружается в направлении на северо-запад от глубины соответствующей верхней кромке в районе желоба (10 км) до 40 км в зоне субдукции. Важно отметить, что граница океанской плиты пересекает зону аномальной намагниченности, при этом большинство гипоцентров землетрясений расположено на ее границе зоны повышенной намагниченности или глубже ее.

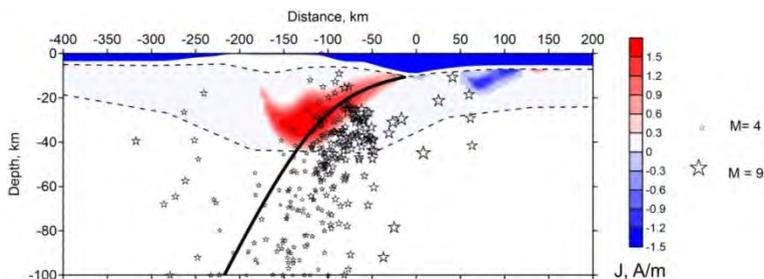


Рисунок 2. Модель магнитоактивного слоя для профиля 1. Цветом показаны значения намагниченности. Пунктирные линии соответствуют верхней и нижней кромкам магнитоактивного слоя. Толстой линией показано положения кровли Тихоокеанской плиты [12]. Гипоцентры землетрясений (смещены на профиль из полосы шириной в 50 км) показаны звездочками, размер которых характеризует магнитуде [10].

Большая часть многочисленных гипоцентров землетрясений концентрируется в океанской плите во фронтальной области островной дуги.

На модели магнитоактивного слоя для второго (центрального) профиля (см. рис. 3) в отличие от первого нет ярко выраженной аномальной области с положительной намагниченностью. Вместо нее выделяются две небольшие области, одна во фронтальной области в интервале глубин от 10 до 20 км, и вторая, вытянутая в вертикальном направлении под островной грядой в интервале глубин от 10 до 30 км. Граница океанской плиты рассекает первую область, тогда как вторая полностью лежит на континентальной окраине. На профиле имеются три зоны с отрицательной намагниченностью: одна обширная на юго-восточной краю модели с глубиной залегания от 15 до 30 км и шириной в сто километров, а также две относительно небольших по размеру областей в задуговой части профиля. Практически все гипоцентры землетрясений концентрируется в океанской плите во фронтальной области островной дуги глубже области с положительной намагниченностью. Обращает на себя внимание наличие большого числа гипоцентров, в том числе и сильных землетрясений, в области передового вала. Эта особенность сейсмичности этой части Курильской дуги также хорошо видна на рисунке. 1а, где представлено пространственное распределение эпицентров землетрясений.

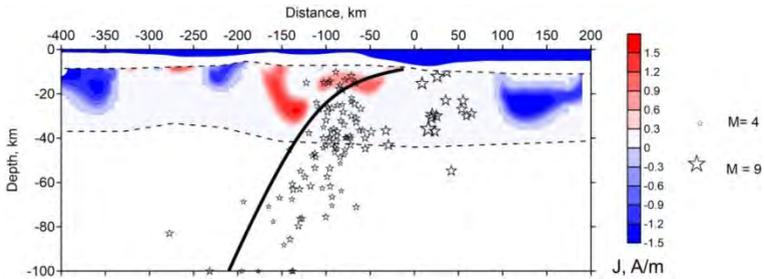


Рисунок 3. Модель магнитоактивного слоя для профиля 2. Обозначения см. на рис. 2.

Модель магнитоактивного слоя для третьего (северного) профиля также как и для южного профиля характеризуется интенсивной положительной аномалией намагниченности во фронтальной зоне, однако основная ее часть располагается в океанской плите (см. рис. 4). Также как и на центральном профиле в осевой части дуги имеется субвертикальная положительная аномалия. На профиле, также как и на центральном, имеются три зоны с отрицательной намагниченностью: одна обширная на в задуговом бассейне с глубиной залегания от 15 до 30 км, а также две относительно небольших по размеру областей в океанской части. Сейсмичность на третьем профиле существенно ниже, чем на первых двух (см. также рис. 1а). Глубина залегания нижней кромки магнитоактивного слоя достигает 50 км в зоне субдукции.

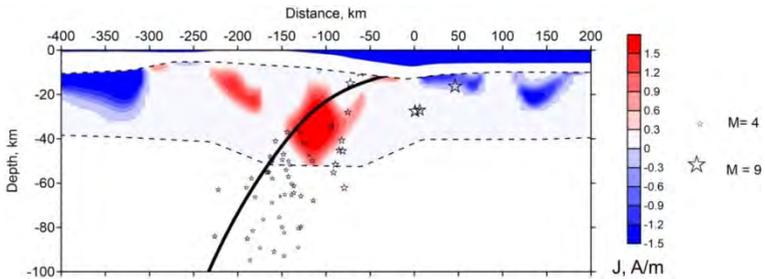


Рисунок 4. Модель магнитоактивного слоя для профиля 3. Обозначения см. на рис. 2.

Выделенные на северном и южном профилях аномальные зоны во фронтальной области соответствуют известному по Японской и Алеутской островным дугам серпентинитовому валу. Важной особенностью Курильской островной дуги является отсутствие серпентинитового вала в ее центральной части.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Федотов С.А. О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Тр. ИФЗ АН СССР. 1965. № 36. С. 66–93.
2. Sykes, L. Aftershock zones of great earthquakes, seismicity gaps and earthquake prediction for Alaska and the Aleutians // Journal of Geophys. Res. 1971. V. 76(10). P. 8021–8041.
3. Baranov B.V., Ivashchenko A.I., Dozorova K.A. The great 2006 and 2007 Kuril earthquakes, forearc segmentation and seismic activity of the Central Kuril
4. Taira, A. Tectonic evolution of the Japanese Island arc system // Annual Review of Earth Planetary Science, 2001. V. 29. P. 109–34.
5. Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Дозорова К.А. Растяжение во фронтальной части Центральных Курил и миграция желоба // Доклады Академии наук. 2016. Т. 469. № 3. С. 347–350.
6. Maekawa H., Yamamoto, K., Teruaki I. et al. Serpentinite Sea mounts and Hydrated Mantle Wedge in the Izu-Bonin and Mariana Forearc Regions // Bull. Earthq. 2001. V. 76. P. 355–366.
7. Blakely, R., Brocher T., Wells R. Subduction-zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle // Geology. 2005. V. 33(6). P. 445–448.
8. Purucker M., Clark, D. Mapping and interpretation of lithospheric magnetic field, Geomagnetic Observations and Models // IAGA Special Sopron Book Series. V. 5. 2011. P. 311–337.
9. Meyer B., Saltus R., Chulliat A. EMAG2: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution) Version 3 // National Centers for Environmental Information, NOAA. 2017. Model. <http://doi:10.7289/V5H70CVX>.
10. International Seismological Centre, On-line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk>, Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2017. <http://doi.org/10.31905/D808B830>
11. Gorodnitskiy A.M., Brusilovskiy Yu.V., Ivanenko A.N. et al. New methods for processing and interpretation of marine magnetic anomalies and their application to structural research and oil and gas exploration in the Kuril forearc, the Barents sea and the Caspian sea, Russia // Journal of Earth Science Frontiers. 2013. V. 4. P. 73–85.
12. Hayes G. Slab2 - A Comprehensive Subduction Zone Geometry Model: U.S. Geological Survey data release. 2018. <https://doi.org/10.5066/F7PV6JNV>.

Three magnetic layer models were constructed in the southern, central and northern parts of the Kuril island arc using the original geomagnetic field inversion technology. A joint analysis of the obtained models with the distribution of modern seismicity is carried out and a significant lateral heterogeneity of the deep structure of the Kuril island arc is shown.

Пилипенко О.В.¹, Рашидов В.А.^{2,3}, Петрова В.В.⁴

(¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, e-mail: pilipenko.ifz.ru; ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский; ³Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток; Геологический институт РАН, г. Москва)

Петромагнитные исследования пород Броутонской подводной вулканической зоны (Центральные Курилы)

Pilipenko O.V.¹, Rashidov V.A.^{2,3}, Petrova V.V.⁴

(¹Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow; ²Institute of Volcanology and Seismology, FEB, RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky; ³Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok; ⁴Geological Institute, RAS, Moscow)

Petromagnetic Investigation of Rocks from Brouton Submarine Volcanoes (Central Kurile)

Ключевые слова: петромагнитные исследования, Броутонская подводная вулканическая зона, Центральные Курилы.

Комплексные исследования минерального состава и петромагнитных свойств образцов горных пород, слагающих постройки подводной вулканической зоны Броутона в Центральных Курилах показали, что они относятся к средним и умеренно щелочным порфировым и крупнопорфировым базальтам и андезибазальтам. Горные породы сильно дифференцированы по величинам естественной остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости и фактора Кенигсбергера.

Броутонская подводная вулканическая зона расположена в проливе Буссоль в центральной части Курильской островной дуги (КОД). В пределах этой зоны выделено 17 вулканических массивов и изолированных подводных вулканов [1, 2]. В период 1981–1991 гг. в 11 экспедициях НИС «Вулканолог» в пределах зоны было выполнено драгирование вулканических построек и собрана кондиционная коллекция горных пород [2].

По отработанной методике [3] авторами выполнены петромагнитные и электронно-зондовые исследования горных пород, слагающих постройки подводных вулканов Броутонской зоны [1, 4, 5]. Эти породы относятся к средним и умеренно щелочным порфировым и крупнопорфировым базальтам и андезибазальтам. Среди вкрапленников встречается плагиоклаз, оливин, пироксен, роговая обманка. Отмечены крупные выделения титаномагнетита, реже, магнетита, измененные иногда до гематита и лимонита.

В результате проведенных комплексных исследований установлено, что в породах вулкана Обручева (рис. 1а), вулканических массивов Архангельского (рис. 2б) и Черных Братьев присутствуют эпидот, хлорит, альбит – минералы, свидетельствующие о локальных гидротермальных процессах.

Петромагнитные исследования показали, что горные породы, опробованные на подводном вулкане Обручева, обладают магнитной анизотропией, достигающей ~10% ($P'=1.04-1.098$). Фактор Кёнигсбергера Q_n изменяется в диапазоне 1.2-13.2, что подтверждает мнение о базальтах как основном носителе аномального магнитного поля.

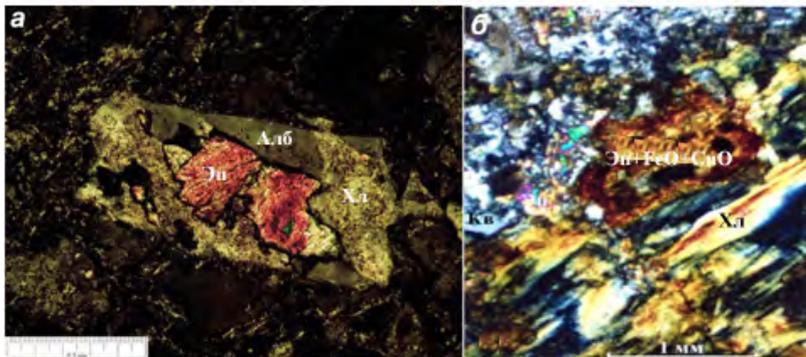


Рисунок 1. Измененные породы: *а* – подводного вулкана Обручева (вторичные эпидот, хлорит и альбит замещают вкрапленник первичного основного плагиоклаза); *б* – подводного вулканического массива Архангельского (ассоциация хлорита, халцедона, гидроксидов железа и меди полностью заместившая исходную породу). Свет – поляризованный.

Магнитная восприимчивость образцов, опробованных на подводном вулкане 6.3, изменяется в диапазоне $(13-83) \times 10^{-3}$ СИ. Все образцы обладают низкой степенью магнитной анизотропии ($P'=1.009-1.033$). Фактор Кёнигсбергера у ряда образцов значительно превышает единицу ($Q_n=2.44-44.37$), что говорит о базальтах как основном носителе аномального магнитного поля. Четыре из пяти измеренных образцов, драгированных на вулканическом массиве Вавилова, магнитоизотропны ($P'=1.012-1.022$). Естественная остаточная намагниченность J_n горных пород, слагающих постройку подводного вулканического массива 6.13 достигает 12.41 А/м для базальтов и 8.50 А/м – для андезитов [2], а для подводного вулкана 6.14 – 8.50 А/м. Максимальные значения J_n , для пород, слагающих постройку подводных вулканов Миронова, Обручева и 6.3 составляют, соответственно: 5.8, 4.2 и 22.87 А/м. J_n образцов, драгированных с подводных склонов о. Броутона достигает 6 А/м, со склонов подводного вулкана 6.10 – 33 А/м, а со склонов вулканического массива Черных Братьев – 64.53 А/м, что является в настоящее время максимальным показателем для горных пород, опробованных на подводных вулканах КОД. J_n горных пород, слагающих массивы Архангельского и Вавилова достигает, соответственно, 11.2 А/м и 14.8 А/м. Такие высокие значения J_n обусловлены высоким содержанием

однодоменных и псевдооднодоменных зерен титаномагнетита и магнетита.

Терромагнитный анализ (ТМА) по зависимости остаточной намагниченности насыщения J_{rs} от температуры T для образцов, драгированных на подводном вулкане Миронова показал, что кривые терромагнитного анализа имеют температуру блокирования в районе ~ 490 – 550°C (рис. 2а). В этих образцах основным носителем намагниченности является титаномагнетит $\text{Fe}_{(3-X)}\text{Ti}_X\text{O}_4$ с низким содержанием титана $\text{Ti } X \sim 0.03$ – 0.11 . Также образец B24-25/4 демонстрирует наличие еще одной температуры блокирования в районе 350°C , скорее всего соответствующей титаномагнетиту с содержанием титана $\text{Ti } X \sim 0.31$.

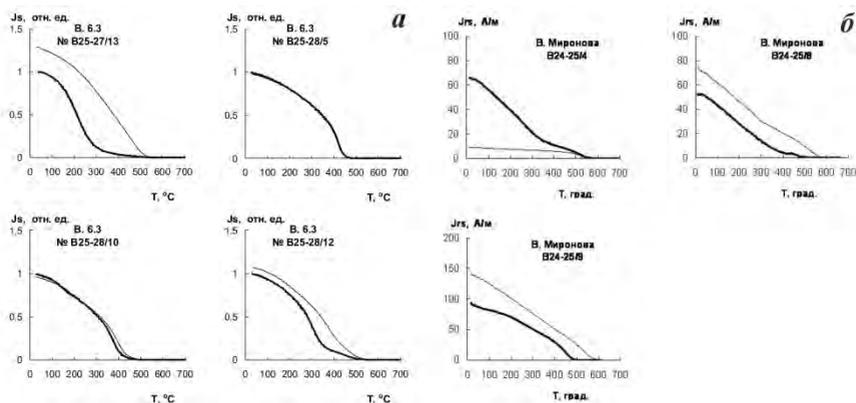


Рисунок 2. Кривые температурной зависимости намагниченности насыщения от температуры от температуры для образцов подводного вулкана 6.3 (а) и температурной зависимости остаточной намагниченности насыщения для образцов подводного вулкана Миронова (б).

ТМА образцов B25-27/13, B25-28/12, драгированных на подводном вулкане 6.3, по зависимости намагниченности насыщения J_s от температуры T показал, что кривые нагрева имеют единственную точку Кюри ~ 280 – 340° , отвечающую содержанию титана $\text{Ti}: X = 0.32$ – 0.41 (рис. 2б). Кривые второго нагрева проходят всегда выше и имеют высокие точки Кюри $\sim 520^\circ\text{C}$. В этих образцах основным носителем намагниченности являются псевдооднодоменные зерна титаномагнетита $\text{Fe}_{(3-X)}\text{Ti}_X\text{O}_4$ с содержанием титана $\text{Ti}: X = 0.32$ – 0.41 . Рост намагниченности после прогрева до 700°C и последующего охлаждения связан с протеканием гетерофазного распада титаномагнетита на титаномагнетит с низким содержанием титана и гемоильменит. ТМА образцов B25-28/5, B25-28/10 выявил, что на кривой нагрева присутствует единственная точка Кюри в районе ~ 410 – 440°C . Кривая второго нагрева практически обратима, и имеет ту же самую точку Кюри

или чуть смещенную в высокотемпературную область ($T_c \sim 450^\circ\text{C}$). В этих образцах носителями намагниченности являются зерна титаномагнетита $\text{Fe}_{(3-X)}\text{Ti}_X\text{O}_4$ с содержанием титана $X=0.19-0.22$ высокой объемной концентрации. Не исключено, что в естественных условиях в этих образцах уже произошло однофазное окисление первичного титаномагнетита.

В результате проведенных исследований установлено, что породы, слагающие подводные вулканы и вулканические массивы Броутонской зоны, сильно дифференцированы по величинам естественной остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости и фактора Кенигсбергера. Такая дифференциация связана с присутствием нескольких ферримагнетиков, образовавшихся как в процессе кристаллизации породы, так и после ее изменений в результате вторичных процессов. Высокие величины естественной остаточной намагниченности в изученных образцах горных пород, обусловлены псевдооднородной структурой зерен титаномагнетита, а высокие значения магнитной восприимчивости – большой концентрацией ферримагнитных зерен. Структурные и петрографо-минералогические особенности драгированных образцов свидетельствуют о том, что они относятся к породам из разных стадий извержений.

Получены оригинальные данные о составе зерен-носителей естественной остаточной намагниченности, петрографическом и минеральном составе пород, слагающих подводные вулканы, и установлено время и место их кристаллизации. Обнаружены вторичные минеральные ассоциации, являющиеся индикаторами проявления высокотемпературных гидротермальных систем.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-00410).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникин Л.П., Блох Ю.И., Бондаренко В.И. и др. Комплексные исследования подводных и наземных вулканов Курильской островной дуги в 2018-2019 гг.) // Материалы XXI Всероссийской научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 29 – 30 марта 2018 г. // Материалы XXII региональной научной конференции «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвященной Дню вулканолога, 28 – 29 марта 2019 г. / Главный редактор: д.г.-м.н. А.Ю. Озеров. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2019. С. 136–139.
2. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Подводные вулканы Броутонской вулканической зоны (центральная часть Курильской островной дуги) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Сб. научных трудов. Вып. 1 (46). Пермь: ГИ УрО РАН, ПГНИУ, 2019. С. 47–51.

3. Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Применение современных компьютерных технологий для исследования подводного вулканического центра вблизи юго-западной оконечности о. Симушир (Курильская островная дуга) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 27–40.
4. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.
5. Рашидов В.А., Пилипенко О.В., Петрова В.В. Петромагнитные и петрографо-минералогические исследования горных пород, драгированных на подводных вулканах Охотоморского склона северной части Курильской островной дуги // Физика Земли. 2016. № 4. С. 84–106.

Integrated investigation of mineral composition and petromagnetic parameters in rock samples that build up edifices of the submarine Brouton volcanic zone in the Central Kuriles showed that they belong to intermediate and moderately alkaline porphyritic and magnophyric basalts and andesite-basalts. The rocks are highly differentiated in natural remanent magnetization, magnetic susceptibility, and Koenigsberger ratio.

Поротов А.В., Мысливец В.И., Коротаев В.Н.

(Географический ф-т Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, myslivets@yandex.ru; alexey-porotov@ya.ru; vlaskor@mail.ru)

Корреляция морских и континентальных отложений восточного Крыма на основе геолого-геофизических данных Myslivets V., Porotov A., Korotaev V.

(Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
myslivets@yandex.ru; alexey-porotov@ya.ru; vlaskor@mail.ru)

Sedimentary structure and late Holocene evolution of coastal embayment on the south-eastern coastline of Kerch strait (Black Sea)

Ключевые слова: Керченский пролив, сейсмоакустическое профилирование, литологическое строение, геохронология, палеогеография

Проведенная реконструкция морфо-седиментационного развития прибрежной зоны основывается на интеграции разрезов прибрежных отложений приморской полосы суши и материалов высококоррезирующего сейсмоакустического профилирования в прибрежно-шельфовой зоне. Полученные материалы характеризуют особенности строения толщ прибрежных отложений в пределах ряда различных по геолого-геоморфологическим условиям участков побережья Керченского пролива

Введение. Изучение строения и формирования позднеплейстоцен-голоценовых отложений, рельефа дна и берегов Керченского пролива представляет интерес для рассмотрения широкого круга вопросов, связанных с оценкой влияния послеледниковой трансгрессии Черного моря на эволюцию рельефа дна и побережья пролива. Основными задачами проводимых исследований являлись изучение строения прибрежных отложений восточного побережья Керченского полуострова и прилегающего шельфа, корреляция геологических разрезов с геофизическими профилями и хронологическая привязка палеогеографических рубежей в истории развития побережья в голоцене.

Материалы и методы исследований. В течение ряда лет на побережье пролива проводилось бурение с последующей аналитической обработкой керна. Всего пробурено 20 скважин глубиной до 10–15 м. На основе результатов литологического, биостратиграфического и геохронологического изучения материалов бурения проведено литолого-фациальное подразделение разрезов голоценовых отложений и выделены основные этапы развития побережья за последние 7,0 тыс. лет. Палеогеографические исследования были дополнены сейсмоакустическим профилированием участка прибрежной акватории

между косой Тузла и оз. Тобечик [1]. Сейсмические исследования проводились с помощью высокочастотного варианта сейсмоакустического комплекса, включавшего электродинамический источник бумер, буксируемый на катамаране. При визуализации данных сеймопрофилирования был выбран частотный диапазон 1000–2000 Гц и развертка 65 мс. В ходе работ выполнено тридцать сейсмоакустических профилей общей протяженностью до 30 км. Полученные сейсмоакустические разрезы имеют глубинность 15–35 м от дна и вертикальное разрешение до 0,3–0,5 м, что позволило выделить ряд сейсмофаций в строении верхней части осадочной толщи. Для геологической интерпретации сейсмоакустических разрезов использованы полученные в ходе предыдущих исследований материалы о строении прибрежных отложений.

Обзор современного состояния проблемы реконструкции изменения уровня Черного моря в позднем голоцене показал, что существующие данные не дают однозначной картины о количестве, возрастных границ и амплитудах трансгрессивно-регрессивных фаз в изменениях уровня моря за последние 5.0 тыс. лет. Существующие различия в предложенных моделях изменения уровня определяются как влиянием локальных неотектонических движений, так и рядом сложностей, обусловленных в первую очередь плохой сохранностью древних береговых линий, использованием для реконструкций различных косвенных, преимущественно литологических, индикаторов положения уровня моря (фации береговых валов, лагунных торфов и т. п.), допускающих значительные погрешности при реконструкциях положения уровня моря. Использованный массив геохронологических данных основан на радиоуглеродных определениях возраста, выполненных по разным типам органического материала (раковины, древесина, торф) и в различных лабораториях на протяжении последних двух-трех десятилетий, что определяет дополнительную проблему соотношения их между собой.

Обобщение результатов литолого-стратиграфического и геохронологического изучения толщ прибрежных отложений Черноморского побережья показывает, что за последние 6.0 тыс. лет, выявляются следы трех трансгрессивных фаз: 5.1–5.5, 4,2–3,5, 1,5–1,1 тыс. лет назад и последней, охватывающей последние 300 лет. В ходе трансгрессивной фазы около 4,2–3,5 тыс. л. н. уровень моря на тектонически активных участках побережья приближался к его современному положению или незначительно его превышал. Понижения относительного уровня моря в ходе отдельных регрессивных фаз, несмотря на сравнительно небольшие амплитуды, оказывали влияние как на осадкона копление в прибрежно-морской зоне и лиманах, так и на морфодинамику береговой зоны.

Развитие рельефа побережья Керченского пролива в условиях изменений уровня моря.

Исследования прибрежных отложений на побережье Черного моря показали, что в их строении отчетливо прослеживаются черты неравномерного хода голоценовой трансгрессии [2]. В трансгрессивных прибрежно-шельфовых отложениях раннего голоцена они представлены в виде серии древнебереговых образований, а в низовьях речных долин - в ритмичном чередовании аллювиальных, озерных, лиманно-морских и субаэральных фаций, связанных с неоднократными колебаниями уровня моря. Значительно более детально следы неравномерности развития голоценовой трансгрессии на побережье Черного моря устанавливаются в строении рельефа и прибрежных отложений позднего голоцена. В литолого-геоморфологическом строении аккумулятивных террас и аллювиально-морских равнин выделяется несколько генераций береговых валов, формирование которых относится к трем основным трансгрессивным циклам позднего голоцена, охватывающим возрастные интервалы в 5,5–4,8 и 4,0–2,8, 1,5–1,1 тыс. лет н. и последние 300 лет. В ходе отдельных трансгрессивно-регрессивных фаз амплитуда изменения относительного уровня моря не превышала 2–3 м, что, тем не менее, находило свое отражение в изменении условий осадконакопления.

В ходе проведенных исследований на побережье Керченского пролива были получены материалы как по сейсмоакустическому профилированию прибрежного шельфа, так и по литолого-геоморфологическому строению прибрежных отложений на ряде участков, на которых в позднем голоцене сформировались различные морфогенетические типы береговых аккумулятивных форм (пересыпи в вершинах бухт, пересыпи-косы, примкнувшие террасы и др.).

Сейсмоакустические данные и обзор материалов геологических исследований на акватории пролива позволили выделить в строении верхней части осадочной толщи следы по крайней мере трех древних береговых линий, которые маркируют положение уровня моря в отдельные стадии голоценовой трансгрессии Черного моря. Первые две выделяются по отчетливо выраженным границам, разделяющих осадочные толщи с резко отличающейся слоистостью. Они расположены в интервалах глубины 16–18 м (20–23 млс) и 10–12 м (12–15 млс) и могут быть соотнесены с береговыми линиями, возраст которых, соответственно, относится к интервалом 7,0–7,5 и 6,6–6,5 тыс. л. н., выявленных в прилежащих районах черноморского шельфа.

Наиболее четко по материалам сейсмоакустического профилирования выделяются следы более молодой береговой линии, залегающей на глубинах

6–9 м. Следы древнебереговых валов выражены в виде линз песчаных отложений с характерной наклонной слоистостью, а также валообразных форм. Они прослеживаются от подводной окраины косы Тузла до широты оз. Тобечик. Реликты древнебереговых образований на этих глубинах широко развиты в полосе прибрежного мелководья в Керченском проливе.

Возраст этой береговой линии отнесется к каламитской – началу джемтинской фазы трансгрессии по данным радиоуглеродной датировки, полученной по раковинному материалу, залегающему в толще погребенных илов, вскрытых бурением в строении Камыш-Бурунской косы на глубинах –8–10 м.

В ходе дальнейшего подъема уровня произошло формирование наиболее ранних генераций аккумулятивных террас, залегающих в вогнутости коренного берега на высотных отметках, близких к современным. Следует отметить, что высокая тектоническая дифференцированность побережья, разбитого на серию блоков, испытывающих различные по знаку и интенсивности вертикальные движения [3], определяют значительную изменчивость высотного положения береговых образований вдоль побережья Керченского пролива и, как следствие, значительные вариации в изменениях относительного уровня моря в позднем голоцене.

Выводы. Результаты проведенных исследований рельефа и строения прибрежных отложений показали, что в строении толщи прибрежных отложений Керченского пролива по геолого-геофизическим данным прослеживаются следы ритмичности, отражающей неравномерный ход голоценовой трансгрессии Черного моря.

В ходе развития трансгрессии сформировался ряд локальных абразионно-аккумулятивных образований, как правило, отчленяющих небольшие заливы и бухты, приуроченные к понижениям коренного рельефа. Наблюдаемые отличия в литолого-фациальном строении прибрежных отложений отражают роль локальных тектонических движений, характеризующихся интенсивностью современных опусканий отдельных блоков территории. Наряду с этим, в условиях практически отсутствующего влияния речного стока на осадконакопление в прибрежной зоне, существенную роль в динамике фациальных условий играет морфодинамика береговой зоны и изменения относительного уровня моря. Кратковременные периоды ускоренного подъема уровня моря сопровождаются активизацией абразионно-аккумулятивной переработки контура береговой линии.

Работа выполнена по программе «Палеоклиматы, развитие природной среды и долгосрочный прогноз ее развития» и при поддержке грантов РФО-РФФИ № 17-05-41041 и РФФИ 18-05-00296.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Поротов А.В., Мысливец В.И., Зинько В.Н. и др. Развитие побережья Керченского пролива в районе мыса Камыш-Бурун в позднем голоцене (по данным геoarхеологических и сейсмоакустических исследований) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. № 2. 2014. С. 41–48.
2. Невеский Е.Н. К вопросу о новейшей Черноморской трансгрессии // Тр. Инст. Океанологии АН СССР, 1958. т. XXVIII. С. 23–29.
3. Керченский пролив. Киев: Наукова Думка, 1984. 278 с.

The results of geophysical and geological studies in the coastal zone of Kerch peninsula with the aim of the reconstruction of coastal evolution under Holocene transgression of the Black sea are reconsidered. The obtained reconstruction of coastal evolution is based on the integration of the lithology-facial study of coastal sedimentary sequence and high-resolution of acoustic profiles in the nearshore zone. The conducted study characterize the peculiarity of the sedimentary structure of the coastal deposits in response to geological and geomorphological feature of coastal stretches of the Kerch strait (attached barrier of the lake Tobechnik, accretional Holocene terrace in the Kamissh-Burun bay, barrier-spit Tuzla) and demonstrated the impact of recent tectonic on the coastal evolution.

Прошкина З.Н., Валитов М.Г.

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

Структурно-плотностная модель Южно-Татарского бассейна

Proshkina Z.N., Valitov M.G.

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

Structural-density model of the South Tatar basin

Ключевые слова: структурно-плотностная модель, Южно-Татарский бассейн

На основе геолого-геофизической информации, полученной по результатам комплексных экспедиций ТОИ ДВО РАН в 2017-2018 гг на НИС «Академик Опарин» (рейс №№54,55) был построен структурно-плотностной разрез земной коры по профилю 1, пересекающему Южно-Татарский бассейн.

Южно-Татарский бассейн является частью структуры Татарского пролива. Его осадочный чехол изучен довольно подробно, как геофизическими, так и геологическими методами [1] в отличие от акустического фундамента, который здесь изучен недостаточно. Большинство предыдущих работ проводилось в основном с целью изучения осадочных бассейнов в пределах всего Татарского трога, истории их формирования и выявления перспективных нефте-газоносных участков [1]. В 2017 г. в рамках программ фундаментальных научных исследований Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) им. В.И. Ильичева ДВО РАН при поддержке ФАНО РФ (Минобрнауки РФ) организовал в район Татарского пролива первую комплексную экспедицию на НИС «Академик Опарин» (рейс № 54) [2]. Работы выполнялись в южной части Татарского пролива вплоть до сочленения Южно-Татарского бассейна с северным замыканием Центральной котловины Японского моря. Здесь было выполнено 112 геофизических профилей. В 2018 г. полигон исследований был наращен в юго-западном направлении в результате проведения еще одной экспедиции на НИС «Академик Опарин» (рейс №55). На основе полученных данных были построены карты гравитационного, магнитного полей и рельефа дна, которые использовались для геологической интерпретации выявленных структурных особенностей исследуемой области. Поскольку обширные площади исследуемой территории скрыты под мощной толщей осадочного чехла, то применение комплекса геофизических методов является наиболее оправданным с точки зрения выявления структуры древнего фундамента, подстилающего осадочные породные комплексы Южно-Татарского бассейна.

Для изучения глубинной структуры Южно-Татарского бассейна было проведено структурно-плотностное моделирование по профилю 1 (рис.

1). Для закрепления структурных границ был использован профиль ГСЗ (профиль Б-Б на рис. 1), пересекающий 200 километровую отметку модельного профиля, а также граница осадочного слоя, снятая с карты осадочного чехла [1]. Для непокрытых морской гравиметрической съемкой участков акватории, аномальное гравитационное поле было получено из глобальной базы спутниковой альтиметрии [3], после приведения ее к уровню морской съемки. Для проведения структурно-плотностного моделирования на континенте использовались данные государственной геологической карты листа М-54 [4].

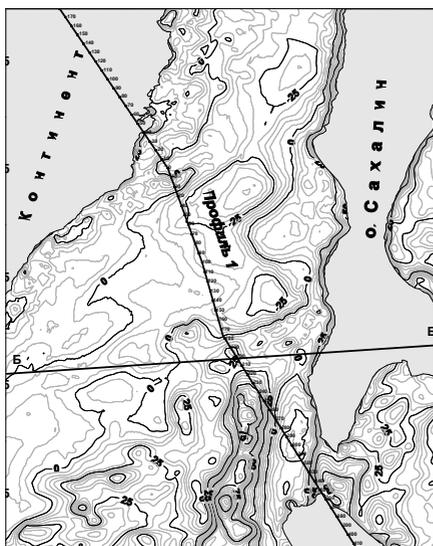


Рисунок 1. Обзорная карта положения модельного профиля 1. Б-Б – профиль ГСЗ [1].

до 26 км в центре на отметке 120 км. На отметках 150–200 км происходит относительно резкое погружение границы Мохо с 26 км до 32 км. Распространяясь далее, граница остается практически постоянной на уровне 32–33 км. Минимальных значений она достигает в районе центральной части разреза, где зафиксирована максимальная мощность осадочного слоя 9 км, подстилаемого, по данным моделирования, слоем высокоплотных основных и ультраосновных пород с плотностью 2,70–2,85 г/см³. На отметках 60 км и 160 км высокоплотный слой ограничен глубинными разломами субширотного простиранья, выявленными по геофизическим данным и подтвержденными результатами моделирования. Кроме того, такой же разлом выявлен на отметке 100 км, что также согласуется с геофизическими данными.

Модельный профиль пересекает район исследования с северо-запада на юго-восток. Протягиваясь от континента, он захватывает береговые структуры суши, продолжается до южной оконечности острова Сахалин и оканчивается на широте пролива Лаперуза. Направление профиля меняется по мере пересечения основных подводных структур, попадающих в разрез: Совгаванское поднятие, глубоководная часть Южно-Татарского бассейна, Пионерское и Монеронское поднятия.

На рис. 2 представлен разрез по профилю 1. При движении от континентальной части профиля граница Мохо плавно сокращается от 40 км в континентальной части разреза

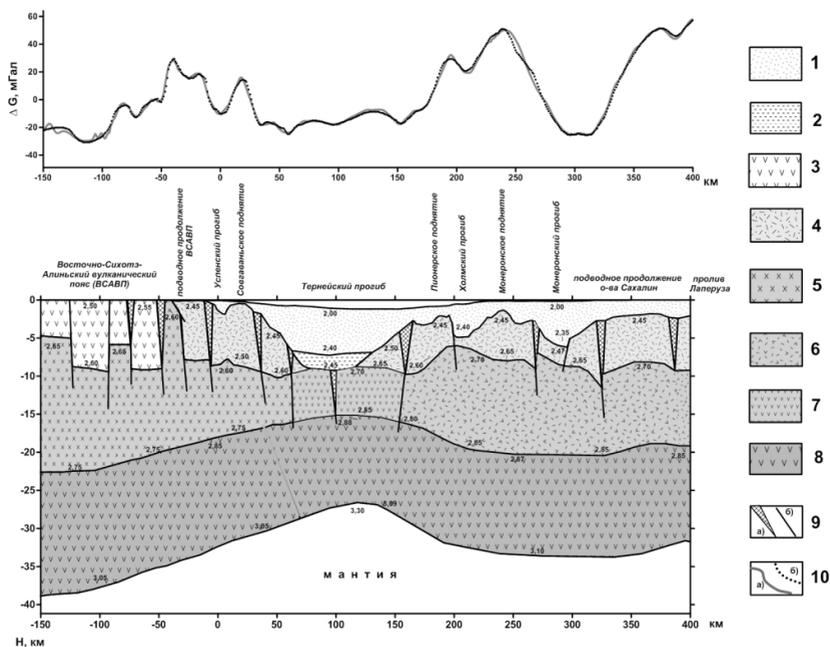


Рисунок 2. Разрез по профилю 1. 1 – осадочный слой; 2 – уплотненные осадки; 3 – вулканический базальтовый комплекс на континенте; 4 – вулканогенно-осадочный слой; 5 – гранодиоритовый слой; 6 – слой основных и ультраосновных пород, слагающих присахалинский западный склон; 7 – слой основных и ультраосновных пород под глубоководной частью Татарского пролива; 8 – базальтовый слой; 9 – разломы: а) по результатам моделирования; б) приуроченные к границам блоков; 10 – гравитационные аномалии в свободном воздухе: а) наблюдаемые; б) модельные.

При движении в сторону континента высокоплотный слой выполаживается, плотности уменьшаются, переходя в слой с более низкими плотностями 2,60–2,75 г/см³, отождествляемый как гранодиоритовый, при этом мощность его плавно возрастает и достигает максимальных значений 13–15 км в приконтинентальной части профиля. На отметке 40–45 км гранодиоритовый слой в виде интрузивного купола выходит на дневную поверхность, что подтверждается геологическими данными [4]. На отметке –50 км на контакте суша-море по данным моделирования выявлен глубинный разлом, ограничивающий гранодиоритовую интрузию от вулканического базальтового комплекса, слагающего основные структуры суши [4]. В верхней части гранодиоритового слоя при подходе к береговой

черте происходит плавное увеличение плотности до $2,63 \text{ г/см}^3$, достигающей максимального значения $2,65 \text{ г/см}^3$ под континентальной частью профиля.

В средней части разреза при движении от центра к юго-восточной оконечности профиля наблюдается следующая картина: в районе субширотного разлома на отметке 160 км на фоне относительно резкого перегиба границы Мохо, есть некоторое понижение плотности до $2,60\text{--}2,80 \text{ г/см}^3$ в смежных с разломом блоках. При движении далее плотность возрастает до $2,70\text{--}2,85 \text{ г/см}^3$ и остается постоянной на всей юго-восточной оконечности разреза. Под блоком Пионерского поднятия мощность слоя резко возрастает до 12 км и, простираясь далее на юго-восток, остается практически постоянной. И лишь на отметке 320 км, где по данным моделирования выявлен глубинный разлом, отождествляемый с Западно-Сахалинским швом, наблюдается незначительное уменьшение плотности и мощности данного слоя.

Верхняя часть разреза является наиболее контрастной и неоднородной. Она разделяется на северо-западную и юго-восточную части, прерываясь в центральной глубоководной части профиля. Северо-западная оконечность представляет собой блоки фундамента континентальных структур. Протягиваясь с суши, он погружается под осадки в подводной части профиля и выполаживается в центре. Плотность, по данным моделирования, распределена неравномерно и составляет $2,50\text{--}2,60 \text{ г/см}^3$ (в отдельных блоках $2,55\text{--}2,60 \text{ г/см}^3$) в континентальной части, в то время как подводная часть профиля и блок фундамента Совгаваньского поднятия, расположенный между отметками 0–35 км, отличаются меньшими значениями плотности $2,45\text{--}2,57 \text{ г/см}^3$ и $2,40\text{--}2,50 \text{ г/см}^3$ соответственно. Геологическими данными установлено, что большая часть структур суши представлена вулканическими базальтовыми комплексами, слагающими ВСАВП [4] и выходящими на дневную поверхность, что согласуется с результатами моделирования. Подводная часть, отделенная от структур суши глубинным разломом, по данным моделирования, имеет несколько пониженную плотность $2,45\text{--}2,57 \text{ г/см}^3$, что сопоставимо с плотностью вулканогенно-осадочных комплексов, по всей видимости, слагающих эту часть разреза. Блок Совгаваньского поднятия, представляющего в плане ответвление от основной структуры ВСАВП, по всей видимости, имеет тектоническую природу, а понижение плотности свидетельствует о наличии вулканогенно-осадочного материала в основании данного поднятия. Кроме того на отметках 0 км и 35 км моделированием установлены разломы, трассирующие структуру Совгаваньского поднятия, что еще раз подтверждает существование данных разломов, выявленных по геофизическим данным.

Верхняя часть фундамента юго-восточной оконечности профиля является наиболее изрезанной и невыдержанной по глубине, к тому же он перекрыт

мощным осадочным чехлом, достигающим местами 4–5 км. Максимальная мощность фундамента, по данным моделирования, зафиксирована под поднятиями 4–5 км (Пионерское, Монеронское), минимальная 1–2 км – под впадинами (Холмская, Монеронская). Что касается плотности, то результатами моделирования установлены пределы 2,45–2,65 г/см³ в большинстве блоков фундамента юго-восточной оконечности профиля, что свидетельствует о его вулканогенно-осадочной природе.

Осадочный чехол зафиксирован на большей протяженности разреза. Максимальной мощности 9 км он достигает в центральной части профиля на отрезке 70-115 км, сокращаясь в приконтинентальной части до 2 км, он практически исчезает при подходе к береговой черте. Осадочный чехол юго-восточной оконечности профиля мощнее, чем в приконтинентальной части. Как уже отмечалось выше, здесь он достигает максимальных значений 4–5 км в прогибах и впадинах. Пределы плотности по данным моделирования составляют 2,00–2,40 г/см³, увеличиваясь в наиболее глубокой части до 2,45 г/см³.

Таким образом, проведенное структурно-плотностное моделирование выявило в центральной глубоководной части профиля участок внедрения основных высокоплотных пород под осадочный чехол, что вероятно, свидетельствует о спрединговом процессе, сопровождавшем формирование Южно-Татарского бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жаров А.Э., Кириллова Г.Л., Маргулис Л.С. и др. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива/ отв. ред. Кириллова Г.Л. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 220 с.
2. Валитов М.Г., Шакиров Р.Б., Яцук А.В. и др. Комплексная геолого-геофизическая экспедиция на научно-исследовательском судне «Академик Опарин» в Татарском проливе Японского моря (рейс № 54, 2017 г.) // Океанология. 2019. Т. 59. № 2. С. 311–314. DOI: 10.31857/S0030-1574592311-314
3. Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F. et al. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. V. 346. № 6205. P. 65–67. doi: 10.1126/science.1258213.
4. Электронный ресурс: https://vsegei.ru/ru/info/pub_ggk1000-3/Dalnevostochnaya/m-54.php

On the basis of geological and geophysical information obtained from the results of the integrated expeditions of the POI FEB RAS in 2017–2018, the R/V Akademik Oparin (Cruise No. 54,55) was used to construct a structural-density model of the earth's crust along profile 1 crossing the South Tatar basin.

**Ращупкина А.О.¹, Дубинин Е.П.¹, Грохольский А.Л.²,
Агранов Г.Д.¹**

(¹Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, e-mail: anastasiaforo@gmail.com; ²Научно-учебный музей земледования МГУ имени М.В. Ломоносова)

Особенности структурообразования на ранних стадиях формирования сопряженных континентальных окраин Иберии и Ньюфаундленда (физическое моделирование)

**Rashchupkina A.O.¹, Dubinin E.P.¹, Grokholsky A.L.²,
Agranov G.D.¹**

(¹M.V. Lomonosov Moscow State University, Department of Geology; ²The Earth Science Museum at Moscow State University)

Physical modeling of structural deformation on the early stages of Iberia and Newfoundland conjugate passive margins formation

Ключевые слова: физическое моделирование, пассивные окраины, гиперрастяжение, ультрамедленный спрединг, погруженное плато

На основе анализа геолого-геофизических данных и физического моделирования рассмотрены особенности структурообразования на сопряженных окраинах Иберии и Ньюфаундленда. Данные окраины представляют собой эталон пассивных гиперрастянутых окраин.

Сопряженные окраины Иберии и Ньюфаундленда сформировались при гиперрастяжении континентальной коры с ее характерным асимметричным расколом по крупному разлому-детачменту и с обедненным магмоснабжением [1]. К тому же, эти невулканические окраины почти полностью лишены синрифтовых магматических образований, и характеризуются развитием экзгумации серпентинитов вдоль границы с океаном, а в пределах самой окраины утонением континентальной коры и значительной тектонической расчлененностью [2]. Для гиперрастянутых окраин характерно развитие в условиях длительного рифтогенного растяжения континентальной коры, переходящего в ультрамедленный и затем медленный спрединг. Эти процессы отражаются в разной степени расчлененности рельефа фундамента и строения коры.

Выделяют четыре основных стадии развития окраин этого типа и формирования соответствующих областей [3]. Стадия растяжения континентальной коры с образованием проксимальной области, характеризующейся системой горстов и грабенных и небольших разломов-детачментов. На второй стадии происходит утонение континентальной коры, подъемом границы Мохо и формирование крупных разломов-детачментов,

закладывающих асимметричное развитие сопряженных окраин. Третья стадия ассоциируется с дистальной областью, характеризующейся сильным утонением континентальной коры и выведением на поверхность эксгумированной мантии, сложенной серпентинизированными перидотитами. И, наконец, четвертая стадия, связанная с внешней областью континентальной окраины, характеризуется аккрецией новой океанической коры при ультрамедленном спрединге с сильно расчлененным рельефом. В дальнейшем скорость спрединга может увеличиваться до медленных и средних величин, при этом будет меняться морфоструктурный план новообразованной океанической коры и изрезанность рельефа.

Особенностью строения континентальных окраин Иберии и Ньюфаундленда является наличие погруженных краевых плато банки Галиции и Флэмиш Кэп, соответственно. Банка Галиции расположена вблизи северной окраины Иберии и отделена от нее Внутренним бассейном Галиции, представляющим собой, по всей видимости, рифтогенную депрессию. К югу, окраина Иберии имеет все признаки, характерные для окраин с гиперрастяжением, описанные выше. Банка Флэмиш Кэп со стороны сопряженной окраины также отделена рифтогенным бассейном Пас Флэмиш от Большой банки Ньюфаундленда. Эти погруженные краевые банки осложняют строение континентальных окраин. Условия их образования вызывают немало вопросов.

Исследования ранних стадий развития сопряженных континентальных окраин Иберии и Ньюфаундленда проводились с помощью физического моделирования.

Экспериментальные исследования осуществлялись в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея Землеведения МГУ. Эксперименты проводились в соответствии с условиями подобия и методиками, описанными в работах [4–6]. Модельное вещество представляет собой сложную коллоидную систему, основой которой являются жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно-активными добавками.

Первая и вторая стадии растяжения и амагматического утонения в экспериментах создавалась искусственным утонением модельной континентальной литосферы. Третья стадия развития окраины, сопровождаемая эксгумацией серпентинизированной мантии, в эксперименте воссоздавалась процессом очень медленного растяжения и ультрамедленного спрединга, при котором формировался сильно расчлененный рельеф в виде крупных деформированных валов по одной или обеим сторонам окраин. На этом этапе нередко отмечалась геометрическая нестабильность рифтовой оси, сопровождаемая ее неоднократными перескоками, приводящими как к симметричной, так и асимметричной аккреции, что отражалось, соответственно, в симметричном или асимметричном строении окраины.

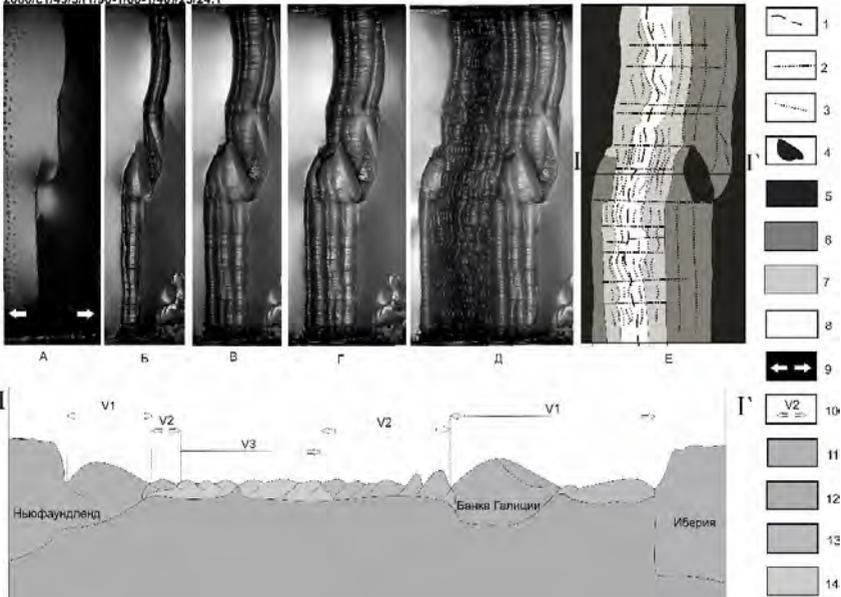


Рисунок. Эксперимент № 2080. Модель образования банки Галиции на сопряженных окраинах Иберии и Ньюфаундленда. Вверху: стадии эволюции – фото (вид сверху); Условные обозначения: 1 – действующая ось спрединга; 2 – зоны поперечных смещений; 3 – границы между аккреционными валами; 4 – граница континентального плато 5 – зона континентальной литосферы; 6 – зона эксгумации мантии; 7 – зона наращивания океанической коры при V2; 8 – зона наращивания океанической коры при V3; 9 – направление растяжения. Внизу: схематичный рельеф и разрез модельной литосферы по линии I – I'.

10 – обозначения скоростей; 11 - твердый слой модели, имитирующий литосферу; 12 - жидкий расплав, имитирующий астеносферу; 13 – серпентинизированная мантия; 14 – океаническая кора. $V_1 V_1 V_1 = 1,67 \times 10^{-5} 10^{-5} 10^{-5} 10^{-5}$ м/с; $V_2 V_2 V_1 V_1 = 2,5 \times 10^{-5} 10^{-5} 10^{-5} 10^{-5}$ м/с; $V_3 V_3 V_1 V_1 = 3,75 \times 10^{-5} 10^{-5} 10^{-5} 10^{-5}$ м/с.

Четвертая стадия (формирование коры в условиях перехода от режима ультрамедленного спрединга к медленному) в эксперименте соответствовал увеличению скорости растяжения. Образованная кора характеризовалась расчлененной поверхностью, с менее контрастным рельефом. При этом асимметричная аккреция могла сохраняться. Эксперименты также показали, что формирование погруженных плато, в пределах континентальных окраин таких как банки Галиция и Флэмиш Кэп возможно при продвижении

двух рифтовых трещин навстречу друг другу, которые ограничивают микроконтинентальный блок с обеих сторон (рисунок).

Таким образом, физическое моделирование формирования разных типов рельефа при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу при изменяющихся скоростях растяжения позволило выявить разный характер структурообразования на каждом этапе развития сопряженных переходных зон Иберии и Ньюфаундленда. Сравнение результатов моделирования с рельефом фундамента, полученным по сейсмическим данным, и фазами развития сопряженных переходных зон Иберии и Ньюфаундленда дают хорошее соответствие.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00378).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Haupert I., Manatschal G., Decarlis A., Unternehr P. Upper-plate magma-poor rifted margins: stratigraphic architecture and structural evolution // *Marine and petroleum geology*. 2015. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2015.10.020.
2. Меланхолина Е.Н., Суцевская Н.М. Особенности развития магматизма при формировании пассивных окраин северной Атлантики // *Геотектоника*. 2013. № 2. С. 12–31.
3. Perron-Penvidic G., Manatschal G., Osmundsen P. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts // *Marine and petroleum geology*. 2013. doi: 10.1016/j.marpetgeo.2013.02.002
4. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // *Геотектоника*. 2006. Т. 1. С. 76–94.
5. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // *Геология и геофизика*. 1983. Т. 10. С. 10–19.
6. Shemenda A.I., Grocholsky A.L. Physical modeling of slow seafloor spreading // *Journal Geophysical Research*. 1994. V. 99. P. 9137–9153.

In this study, we are considering features of structural formation of Iberia and Newfoundland conjugate passive margins based on geological, geomorphological analysis and physical modelling. These margins represent an etalon of passive margins that were formed in conditions of hyperextension of continental crust with essential asymmetric break up and big detachment fault.

Римский-Корсаков Н.А.¹, Мысливец В.И.², Пронин А.А.¹, Коротаев В.Н.², Поротов А.В.²

(¹Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, E-mail: nrk@ocean.ru, proan@ocean.ru; ² Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, E-mail: myslivets@yandex.ru, vlaskor@mail.ru, alexey-porotov@yandex.ru)

Строение верхней части разреза внутреннего шельфа Западного Крыма

Rimsky-Korsakov N.A.¹, Myslivets V.I.², Pronin A.A.¹, Korotaev V.N.², Porotov A.V.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, ²Geographical Faculty M.V. Lomonosov's MSU)

Structure of upper part of sedimentary section of the Western Crimea inner shelf

Ключевые слова: Западный Крым, шельф, морфоструктуры, клиноформа, акустическое профилирование, затопленная береговая линия, осадочная толща, палеогеоморфология.

Приводятся результаты геофизических и геоморфологических работ на Западном шельфе полуострова Крым (Евпатория-Балаклава). Выявлены основные морфоструктуры шельфа и дана их краткая характеристика. Выделен абразионно-аккумулятивный комплекс, образование которого связано с береговой линией позднеплейстоценовой регрессии Черного моря до глубин около 90 м, прослеживаемой от Евпатории до Ялты. Исследованы фрагменты затопленной речной сети и береговые аккумулятивные формы типа баров.

ВВЕДЕНИЕ.

Шельф Западного Крыма является частью северо-западной мелководной области Черного моря. Несмотря на батиметрическую общность, он отличается от северо-западного шельфа по морфологии, глубинному строению, особенностям новейшей истории развития, формированию рельефа и осадочного покрова. Как установлено предыдущими исследованиями, доплиоценовые отложения шельфа Западного Крыма погружаются на глубину и западнее Николаевского разлома замещаются молодыми, плиоцен-четвертичными осадками, выносимыми Дунаем, Днепром, Днестром, Южным Бугом и их притоками; эти осадки слагают континентальную террасу на всю высоту континентального склона, образуя так называемую Краевую ступень. Таким образом, шельф Западного Крыма – трансгрессивный и отличается от аккумулятивного шельфа Краевой ступени.

Глубоководный характер и малоперспективный с точки зрения поисков углеводородов разрез шельфа Каламитского залива определили слабую, по

сравнению с остальной частью северо-западного мелководья, геологическую изученность этого региона. Расположенные севернее участки шельфа изучены геофизическими методами и бурением. Подобные работы на шельфе Западного Крыма либо не проводились, либо недостаточны по объему.

В 2018 г. Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова и Лаборатория гидролокации дна Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН на судне ЮО ГОИН «Пеленг» провели комплекс геофизических, геоморфологических и геологических инженерных изысканий на Евпаторийском и Севастопольском полигонах. Цель работ заключалась в том, чтобы получить представление о соотношении крупных черт рельефа с тектоническими структурами, выявить особенности строения верхней части осадочного покрова шельфа, реконструировать главные события новейшей истории региона.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ. В процессе работы был использован комплекс оригинальной гидролокационной аппаратуры, разработанный в Лаборатории гидролокации дна Института океанологии РАН. Сбор первичных данных производился с помощью штатной программы DATA SONICS, а предварительная обработка с помощью программы KRAVCH-1, разработанной в ИО РАН. Акустическое профилирование, гидролокационная съёмка дна и эхолотирование выполнялись одновременно, при движении судна по запланированным галсам со скоростью до 4 узлов.

Фундамент Восточно-Европейской и Скифской платформ, образующих основу северо-западного шельфа, разбит на отдельные крупные блоки древними, дорифейского заложения, субмеридиональными глубинными разломами. С запада на восток это Фрунзенско-Арцизский, Одесский, Николаевский и Евпаторийско-Скадовский разломы. С юга древнюю платформу обрамляет молодая эпигерцинская Скифская платформа. К востоку от Одесского разлома ее наиболее северной структурой является Каркинитская впадина; южнее структуры платформы образуют Тарханкутский вал, Евпаторийско-Новоселовское поднятие и Альминская впадина, продолжающиеся на шельфе.

Крупные неоднородности рельефа шельфа позволяют выделить в его пределах прямые и обращенные морфоструктуры. Наиболее относительно приподнята Черноморско-Тарханкутская морфоструктура; Каламитская, Ломоносовская и Форосская наиболее опущены, и значительная часть их поверхности погружена ниже 100 м. Евпаторийская и Батилиманская занимают промежуточное положение. Каркинитская морфоструктура соответствует глубокой (6 – 7 км) тектонической впадине, но прогибание здесь компенсируется осадконакоплением, поэтому глубины Каркинитского залива не превышают 50 м. Батилиманская и Форосская морфоструктуры – обращенные; они образовались на структурах Юго-Западного синклиория и Южнобережного антиклиория. Остальные морфоструктуры – прямые.

Вдоль всей изученной части шельфа прослеживается клиноформа, сопряженная в Каламитском заливе с абразионной поверхностью. У побережья Гераклейского полуострова клиноформа занимает почти весь шельф и примыкает к основанию абразионно-тектонических уступов. В Каламитском заливе граница выклинивания слоев приурочена к глубине 80 м; южнее, в пределах Ломоносовской и Батилиманской морфоструктур, глубина выклинивания составляет 85–95 м.

В вершине Каламитского залива обнаружены фрагменты затопленной гидросети. Одна из долин лежит на продолжении лимана Кизыл-Яр; ширина ее около 3 км, видимая мощность заполняющего аллювия до 10 м. Ширина второй долины около 8 км, видимая мощность аллювия 10–12 м. Вероятно, это продолжение реки Западный Булганак. Бровки долин лежат на глубинах 25–27 м.

На широте мыса Лукулл зафиксированы, вероятнее всего, крупные береговые аккумулятивные формы типа баров, осложненные береговыми валами. Ширина их от 500 м до 1000 м, высота до 10; основание лежит на глубинах 25–35 м и 40–45 м. Относительная высота валов, осложняющих бары, составляет 2 – 4 м. Выше по склону наиболее крупного бара с основанием на 35 м видно понижение, заполненное слоистой толщей; оно напоминает затопленную лагуну.

Осадочный покров шельфа, представляющий собой наиболее молодую толщу, имеет разный характер на севере и на юге. На севере, в пределах Каламитского залива, на профилях он образует линзу, мощность которой в середине профиля, на глубинах 40–80 м, составляет 15–20 м; в сторону берега и к краю шельфа мощность уменьшается до одного – трех метров. Нижняя часть толщи часто выклинивается на глубинах 30–35 м; верхний слой, мощностью до 3–5 м, перекрывает всю изученную часть поверхности шельфа. К югу от грабена Севастопольской бухты отмеченные различия исчезают, и осадочная толща перекрывает почти всю поверхность шельфа, кроме наиболее крутых уступов, практически не меняясь в структуре и мощности, составляющей 5–10 м.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ. Происхождение шельфа. Проведенные исследования показали ведущую роль тектонического фактора в образовании шельфа Западного Крыма. Растущая Западно-Черноморская впадина вовлекала в погружения разнородные тектонические структуры. Альминская впадина на новейшем этапе испытывала прогибания, расширялась и продолжалась на шельфе в виде обширной погруженной ступени. Для Евпаторийской, Ломоносовской, Батилиманской и Форосской морфоструктур были характерны опускания по системе разрывных нарушений; шельф, прилегающий к Горному Крыму, приглубый. Об активной геодинамике региона говорит повышенная сейсмичность.

Береговая линия на внешнем шельфе. На шельфе Южного берега Крыма ранее получены две датировки: слой ракушечника, подстилающий песчано-галечные прибрежные отложения, имеет возраст $17\ 780 \pm 200$ лет, а слой, перекрывающий их – $13\ 500 \pm 1500$ лет [1].

Признаки береговой линии на краю шельфа юго-западнее Тарханкута, на шельфах Румынии, Болгарии и Турции, описаны в работе [2]; на внешнем шельфе в районе Дунайского каньона абразионная терраса на глубине 90 м выявлена на расстоянии около 100 км [3]. Эта береговая линия датируется временем последнего ледникового максимума (22,7–17,7 тыс. лет назад, [2]). Около 10 тыс. лет назад, в пребореале, уровень мог опуститься до -120 м, о чем свидетельствует регионально развитая абразионная поверхность [2].

Нет сомнений, что установленная нашими исследованиями клиноформа и сопряженная с ней абразионная поверхность – это продолжение береговой линии, описанной в работах [2, 3, а также 4]. Соответствует изложенным представлениям и факт абразионного срезания клиноформы на глубинах более 90 м. Таким образом, представленные в литературе [4] результаты изучения Форосского выступа и других районов шельфа не только дополняют наши данные, но и позволяют распространить выводы о строении осадочной толщи шельфа Западного Крыма на шельф Южного берега Крыма до меридиана Ялты. Можно считать установленным, что внутренний шельф Западного и Юго-Западного Крыма имеет преимущественно денудационный характер, а его абразионная поверхность сопряжена с клиноформой центральной и внешней частей шельфа. Шельф, следовательно, представлен абразионно-аккумулятивной равниной.

Затопленная гидросеть на шельфе. Некоторые факты указывают на вероятность значительных перестроек гидрографической сети в четвертичное время. В частности, река Салгир, крупнейшая в Крыму, могла впадать не в Азовское море, как сейчас, а на запад, в Черное море. Верхнее течение Салгира направлено на северо-запад, и лишь севернее Симферополя река резко поворачивает на восток. Известна бифуркация русла Салгира в районе поселка Гвардейское к северу от Симферополя; часть его стока направлялась к небольшой реке Чатырлык, впадающей в кутовую часть Каркинитского залива. Ширина современной долины Салгира близ устья превышает 10 км.

Долины рек шельфа Каламитского залива переуглублены. В литературе приводится величина переуглубления – 75 м и более, установленная по данным ЗГЛ (и нуждающаяся в проверке), при ширине долин до 2 – 3 км; наиболее крупная долина прослеживается напротив озера Кизыл-Яр [5]. Возможно, это и есть долина пра-Салгира, образовавшаяся на одном из этапов истории реки. На южной границе Каламитской морфоструктуры, у входных молов Севастопольской бухты, бурением изучено осадочное заполнение долины р. Черной, затопленными низовьями которой бухта является. При глубине воды около 20 м величина переуглубления достигает 40 м [6].

Работа выполнена при финансовой поддержке РГО-РФФИ (проект 17-05-41041), РФФИ (проект № 18-05-00296), по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря / Отв. ред. П.А. Каплин. М.: Наука, 1978. 212 с.
2. Yanchilina A.G., Ryan W.B.F., McManus J.F. et al. Compilation of geophysical, geochronological, and geochemical evidence indicates a rapid Mediterranean-derived submergence of the Black Sea's shelf and subsequent substantial salinification in the early Holocene // *Marine Geol.* 2017. V. 383. P. 14–34.
3. Popescu I., Lericolais G., Panin N. et al. The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes // *Marine Geol.* 2004. V. 206(1-4). P. 249–265.
4. Лохин М.Ю., Маев Е.Г. Морфология дна и структура верхних горизонтов осадков западной части Крымского шельфа // *Геология континентальной террасы окраинных и внутренних морей.* М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 75–83.
5. Мельник В.И., Кириченко О.В., Попов В.Ф. Подводные каньоны Черного моря и их роль в формировании полезных ископаемых шельфовой зоны // *Основные проблемы геологии, разведки и добычи полезных ископаемых шельфовой зоны Мирового океана.* Киев: Наукова думка, 1982. С. 102–118.
6. Мысливец В.И., Коротаяев В.Н., Зверев А.С. и др. К геоморфологии дна Севастопольской бухты // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* Севастополь: МГИ НАНУ, 2011. Вып. 25. Т. 1. С. 104–110.

The results of geophysical and geomorphological work on the Western shelf of the Crimean peninsula (Yevpatoriya-Balaklava) are presented. The main shelf morphostructures are revealed and their brief characteristic is given. An abrasion-accumulative complex was identified, the formation of which is associated with the coastline of the Late Pleistocene regression of the Black Sea to a depth of about 90 m, traced from Yevpatoriya to Yalta. Fragments of a flooded river network and coastal accumulative forms such as bars are investigated.

Рыбалко А.Е.^{1,2,3}, Щербаков В.А.¹, Иванова В.В.¹, Сличенков В.И.¹, Беляев П.Ю.^{1, 4}, Алексеев А.Ю.¹, Карташев А.О.¹, Токарев М.Ю.⁵, Маев П.А.⁶, Белов М.О.⁶

(¹ФБГУ «ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, E-mail: alek-rybalko@yandex.ru, ²Институт наук о Земле СПбГУ, г. Санкт-Петербург, ³Центр анализа сейсмических данных МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, ⁴ФГБУ «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, ⁵МГУ, Москва, ⁶ООО«Сплит», Москва)

Новые данные об особенностях строения четвертичного покрова в заливе Петра Великого по сейсмоакустическим данным

Rybalko A.^{1,2,3}, Shcherbakov V.¹, Ivanova V.¹, Slitchenkov V.¹, Belyaev P.^{1,4}, Alekseev A.¹, Kartaschov A.¹, Tokarev M.⁵, Maev P.⁶, Belov M.⁶

(¹FSBI „VNIIOkeangeologia“, St.Petersburg, e-mail: alek-rybalko@yandex.ru, ²Institute of earth sciences of St. Petersburg University, St.Petersburg, ³Centre of Seismic Dates, Moscow State University named after M.V. Lomonosov, Moscow, ⁴FSBI “VSEGEI”, ⁵ Moscow State University named after M.V. Lomonosov, Moscow, ⁶ State Company “Split”)

New data on the structure features of the Quaternary cover in the Great Peter Bay according to the results of the seismic – acoustic profiling

Ключевые слова: Японское море, сейсмоакустическое профилирование, четвертичные отложения, литодинамика

В докладе обсуждаются результаты Государственного мониторинга геологической среды залива Петра Великого (Японское море), полученные в 2017–2019 гг. Использование сейсмоакустической аппаратуры с электроискровым источником акустических сигналов позволило существенно расширить представления о строении четвертичного чехла указанного района. Заверку получили ранее выделяемые по данным геолокации зоны скопления газов как в Амурском и Уссурийском заливах, так и в открытой части залива. В открытой части залива был получен полный разрез четвертичных отложений, вплоть до палеогеновых образований. Были выявлены особенности литодинамического режима в Уссурийском заливе, напротив пролив Босфор Восточный, где в результате деятельности течений были намыты крупные подводные косы.

Залив Петра Великого является в геологическом отношении одним из самых изученных районов Японского моря. Это связано и с расположением во Владивостоке ведущих геологических организаций, и с тем обстоятельством, что именно в заливе Петра Великого начинались в 70-х годах морские геологосъемочные работы. Однако, использование новой аппаратуры позволяет получить новые данные и в достаточно изученных районах.

В 2018 г. ФГБУ «ВНИИОкеангеология» и ООО «Сплит» впервые выполнили в заливе Петра Великого многоканальное сейсмоакустическое профилирование на 3-х ключевых участках Государственного мониторинга геологической среды шельфа (ГМГСШ) – Амурском и Уссурийском заливах и на участке «Гамов», расположенном во внешней части залива Посыет и протягивающегося от одноименного мыса до бровки континентального шельфа, где располагается вершина большого каньона (рис. 1).

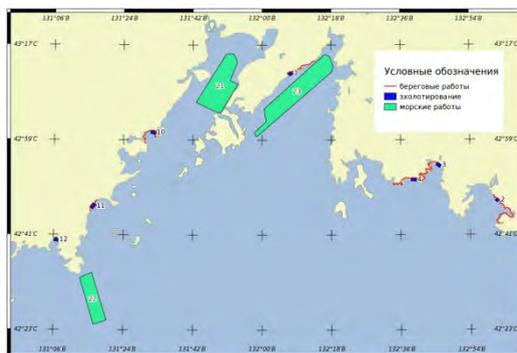


Рисунок 1 Схема расположения участков, где проводилось многоканальное сейсмоакустическое профилирование в 2018 году: 2-1 – Амурский залив, 2-2 – мыс Гамов, 2-3 – Уссурийский залив

Для выполнения непрерывного сейсмоакустического профилирования использовались: сейсмический накопитель энергии «SPES - 2400» с рабочим напряжением 5,8 кВ, максимальной энергией излучения – 2700Дж и потребляемой энергией – 3кВт, 16-канальной сейсмической косой длиной 30м и 16 канальной сейсмоакустической станцией. Возбуждение сигнала производилось электроискровым источником типа спаркер. Центральная частота излучаемого сигнала колебалась в пределах 450–550 Гц. Для навигационного обеспечения данных сейсмоакустического профилирования была использована GPS-антенна, установленная над лабораторией сбора данных. Отсчет удалений до точки буксировки, электроискрового источника и каналов сейсмоакустической косы проводился от указанной GPS-антенны. Глубинность исследования достигала 200 м по грунту (максимально) при вертикальной разрешающей способности 0.7 м (1/4 длины волны при центральной частоте сигнала 500 Гц). В процессе работ проводилась экспресс обработка полученных материалов, что позволило существенно повысить качество полученной информации.

Одновременно проводилось акустическое профилирование (ВАП) с использованием аппаратуры Edge Tech Model X-STAR и приемоизлучателем (Tow Vehicles) SB-216S

Основные технические данные аппаратуры:

- диапазон частот регистрации - 2–16 кГц;
- разрешение по разрезу - 6–10 см;
- глубина освещения разреза: пески р/з - до 6 м;
- Глинистые породы - до 80 м;

Способ регистрации – цифровая запись на жесткий диск системного блока, входящего в комплект аппаратуры, с последующей архивацией данных на съемные носители (выносной винчестер, DVD-R, DVD-RW).

Наиболее интересные результаты были получены при сейсмостратиграфическом расчленении толщи рыхлых отложений. В Амурском заливе анализ сейсмограмм, позволяет уверенно выделить несколько сейсмокомплексов (ССК) (рис. 2). Нижний слоистый горизонт является базальным. Нигде не была достигнута его подошва. Выделяемый ССК характеризуется субгоризонтальной слоистостью, часто разноориентированной. Для этих отложений характерны скопления газов, которые резко ухудшают качество записи. По ряду признаков данный ССК сопоставляется с палеогеновыми образованиями (Угловская серия), а активное проявление газов связано с бурыми каменными углями, приуроченными к данной толще.

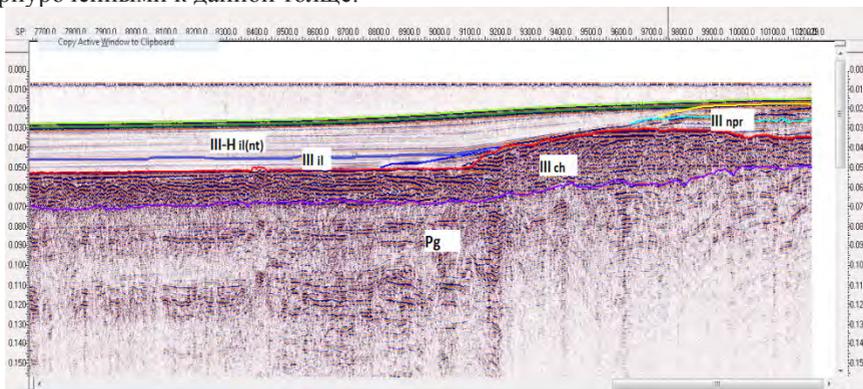


Рисунок 2. Выделенные горизонты на профиле P1_line_5_S. III-N^{il(nt)} - иллитовая толща поздний неоплейстоцен-голоцен, (новотихоокеанские слои);

III-Nst среднетихоокеанская – пески, в том числе и формирующие дельту при регрессии; III^{il} – иллитовая толща подтолща позднего неоплейстоцена;

III^{ch} - хасанская толща

Собственно четвертичные отложения представлены в основании тонкослоистыми осадками, плотными, местами косослоистыми. Эта толща сопоставляется с хасанской свитой верхнего неоплейстоцена, которая в прибрежных частях повсеместно лежит на коренном основании и в свою очередь срезается отложениями последующих трансгрессий. Представлена

она плотными серыми глинами с прослоями оторфованного материала мощностью до 15–20 м, что вполне согласуется с сейсмоакустическими данными (рис. 2). Стратиграфически выше, в относительно глубоководной части залива к северу и югу от мыса Песчаный, они перекрыты пачкой полупрозрачных отложений с отчетливой слоистостью. Это отложения новотихоокеанской серии, накопление которых происходило в период голоценовой трансгрессии и активного поступления речных наносов в Амурский и Уссурийский заливы. Еще более впечатляющими получились разрезы на участке «Мыс Гамов», особенно в присклоновой части открытого шельфа, где разрез имеет многослойный характер с большим количеством палеодолин рек, которые в неоплейстоцене текли по осушенной поверхности шельфа.

Вторая проблема связана с выявлением газовых скоплений в толще осадка, представляющих реальную опасность уже на стадии инженерно-геологических изысканий. Наиболее значимые проявления загазованности поверхностных осадков отмечаются на участке «Амурский залив», чему способствуют широко развитые донные отложения тонких разностей (пелиты, алевропелиты), в которых на акустических разрезах хорошо фиксируются поступления газа в осадки (рис. 3).

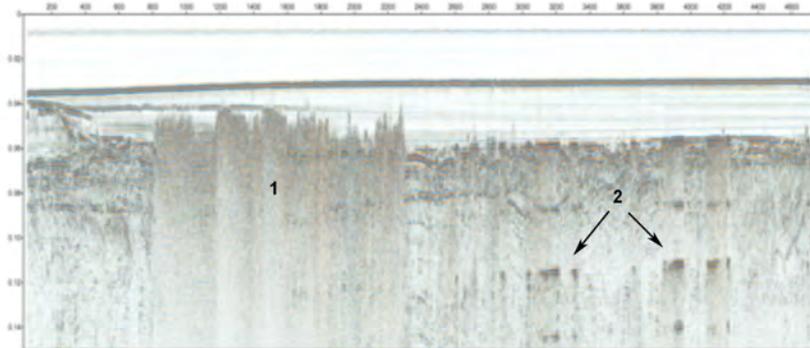


Рисунок 3. Активное проявление газов на сейсмограммах. Видны как выбросы газов в толщу осадков илистой толщи (1), так и их скопления в подстилающих отложениях, выделяемые по аномалиям типа «яркое пятно»(2). Амурский залив.

При этом часто выбросы газов приурочены к бортовым частям Амурского и Уссурийского заливов, которые в значительной степени контролируются структурным фактором, что может говорить о глубинном происхождении газов и их инфильтрации. Следует иметь в виду, что возможно интенсивная загазованность донных отложений четвертичного возраста связана с поступлением газов, формирующихся в угольных пластах палеогеновых отложений, которые выстилают значительную часть дна обоих заливов.

Принципиально новые данные были получены на внешней бровке шельфа в районе каньона, прорезающего бровку континентального шельфа. Следует иметь в виду, что ранее проведенное высокочастотное профилирование (ВАП) а также геологический пробоотбор оказались в этом районе неэффективными из-за широкого площадного развития покровных песков. Наряду со сложным разрезом, о чем говорилось выше, здесь на склонах самого каньона, имеющих структурно-эрозионное происхождение, выделены целые серии оползневых структур. При этом типичных турбидитов здесь не было обнаружено. В вершинах же каньонов, по-видимому, господствуют обвально-осыпные процессы, что подтверждается находкой валунно-галечных отложений при ковшовом пробоотборе.

Наконец, совершенно новые данные получены по формированию литодинамических форм рельефа в Уссурийском заливе, напротив пролива Босфор Восточный (рис. 4).

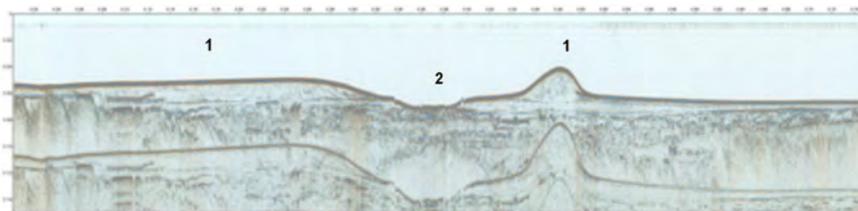


Рисунок 4. Песчаные косы (1) по периферии зоны размыва (2) тальвега пролива Босфор Восточный

Здесь были выявлены мощные аккумулятивные песчаные тела с характерной проградационной слоистостью, мощностью до 3–6 м. Характер слоистости позволяет предполагать рост этих кос в северо-восточном направлении. Их формирование связано с интенсивными течениями и, вероятно, выносом обломочного материала из пролива. На это указывает и зона подводной эрозии, которая является продолжением тальвега пролива Босфор Восточный.

The report discusses the results of State monitoring of the geological environment of the Great Peter Bay (Japan Sea), in 2017–2019. The use of seismic-acoustic equipment with an acoustic source “Sparker” allowed us to significantly expand our understanding of the structure of the Quaternary cover of this region. The certification was obtained earlier by the geolocation data of gas accumulation zones both in the Amur and Ussuri bays. Complete section of the Quaternary sediments was obtained in the open part of the bay. Peculiarities of the lithodynamic regime in the Ussuri Bay were revealed, opposite the Vostochny Bosphorus, where as a result of the currents large underwater spits were washed.

**Рябчук Д.В.¹, Сергеев А.Ю.¹, Жамойда В.А.¹, Буданов Л.М.¹,
Пономаренко Е.П.², Прищепенко Д.В.¹, Неевин И.А.¹,
Крек А.В.²**

(¹ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГБУ ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, e-mail: Daria_Ryabchuk@mail.ru.; ²Институт Океанологии им.П.П.Ширшова, Москва)

**Новые данные о дегляциации впадины Финского залива
Ryabchuk D.V.¹, Sergeev A.Yu.¹, Zhamoida V.A.¹,
Budanov L.M.¹, Ponomarenko E.V.², Prischепенко D.V.¹,
Neevin I.A.¹, Krek A.V.²**

(¹A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg

²Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences (IO RAS), Moscow)

New data about Gulf of Finland basin deglaciation

Ключевые слова: восточная часть Финского залива, верхний неоплейстоцен, палеогеография, краевые ледниковые образования

Приводятся результаты геолого-геофизических исследований дна Финского залива, позволивших впервые установить расположение и морфологию затопленных ледниковых и флювиогляциальных образований (краевая морена, друмлины, озы, морены Де Геера), и получить новые данные о направлении и скорости отступления края таящего ледника в период между 13.8 и 12.25 тыс. кал.л.н.

Восточная часть Финского залива характеризуется рядом специфических особенностей, позволяющих рассматривать ее как один из ключевых участков для понимания процессов, характеризовавших поздне- послеледниковое развитие Балтийской впадины в целом. Исключительная мелководность восточной части Финского залива, относительно выровненный рельеф дна и побережий, незначительные (от 0 до +2 мм/год) современные скорости гляциоизостатического поднятия обусловили наличие и хорошую сохранность форм поздне-послеледникового рельефа (в том числе, реликтовых береговых образований) как выше, так и ниже уровня моря [1, 2]. Достаточно глубокие голоценовые регрессии и очаговый характер озерной и морской аккумуляции в голоцене в пределах впадины залива создают уникальные возможности получения седиментационного материала строго заданных временных интервалов путем отбора длинных грунтовых колонок, положение которых выбирается по данным сейсмоакустического профилирования.

Следует отметить, что несмотря на то обстоятельство, что первые палеогеографические реконструкции поздне-послеледникового развития были выполнены еще корифеями отечественной четвертичной геологии

и геоморфологии С.А.Яковлевым [1925] и К.К.Марковым [1931], а также получение огромного материала при различных геологических исследованиях 1960–1980 гг., проблема дегляциации впадины Финского залива до настоящего времени остается нерешенной. Выделяемые в рельефе и структуре верхней части геологического разреза южного побережья образования краевых стадий Пандивере (датирующей эстонскими учеными возрастом от 14.5 до 13.8–13.3 тыс. кал.л.н. и Паливере (от 13.5–13.3 тыс. кал.л.н.) [3, 4]) на палеогеографических реконструкциях «обрываются», подходя к береговой линии Финского залива. Большой консенсус существует по поводу времени формирования краевых образования стадии Сальпаусселька I на северном берегу залива (12.25 тыс. кал.л.н.) [5]. Однако время, скорость и механизм дегляциации самой впадины Финского залива до настоящего времени остается неизвестным.

С целью выбора ключевых участков для полевых геолого-геофизических исследований был осуществлен анализ архивных данных, полученных ВСЕГЕИ при геологической съемке шельфа в 1984–2000 гг., по результатам которого построены поверхности дочетвертичных отложений, ледниковых образований, ледниково-озерных отложений, выявлены участки возможного расположения краевых образований и рассчитаны мощности послеледниковых отложений в Финском заливе [Буданов, 2019, в печати].

Полевые работы выполнялись в 2017–2019 гг. в ходе совместных рейсов ИО РАН и ВСЕГЕИ на борту НИС «Академик Николай Страхов», а также в 2019 г. на судах «Барракуда» и «Риск». В ходе исследований на пяти ключевых участках было выполнено многолучевое эхолотирование, непрерывное сейсмоакустическое профилирование по сети сближенных профилей и донный пробоотбор с применением грунтовой прямооточной трубки (длина кернов до 3.5 м).

Наиболее распространенными положительными формами рельефа дна, характерными для всех исследованных ключевых участков являются овалы в плане гряды СЗ-ЮВ простираения длиной до 200–300 м и относительной высотой (от основания, по данным НСАП) 25–50 м. Поверхность гряд по данным пробоотбора и подводной видеосъемки сложена валунным материалом, они интерпретируются как перпендикулярные краю отступающего ледника друмлиноиды и/или озы.

Наиболее интересные результаты были получены для ключевых участков, расположенных в районе о-вов Виргини и в Выборгском заливе. В Выборгском заливе геофизические исследования позволили выявить протяженную (прослеживающуюся через всю площадь исследования на расстояние более 4.3 км) гряду высотой 20–30 м и шириной до 1000 м, простирающуюся с СВ на ЮЗ (65°–100°) (исунок). Гряда имеет резко ассиметричную форму с крутым (10°) южным и более пологим (3–4°) северным склоном. Морфология гряды

соответствует краевым образованиям, детально изученным на северном побережье залива [6].

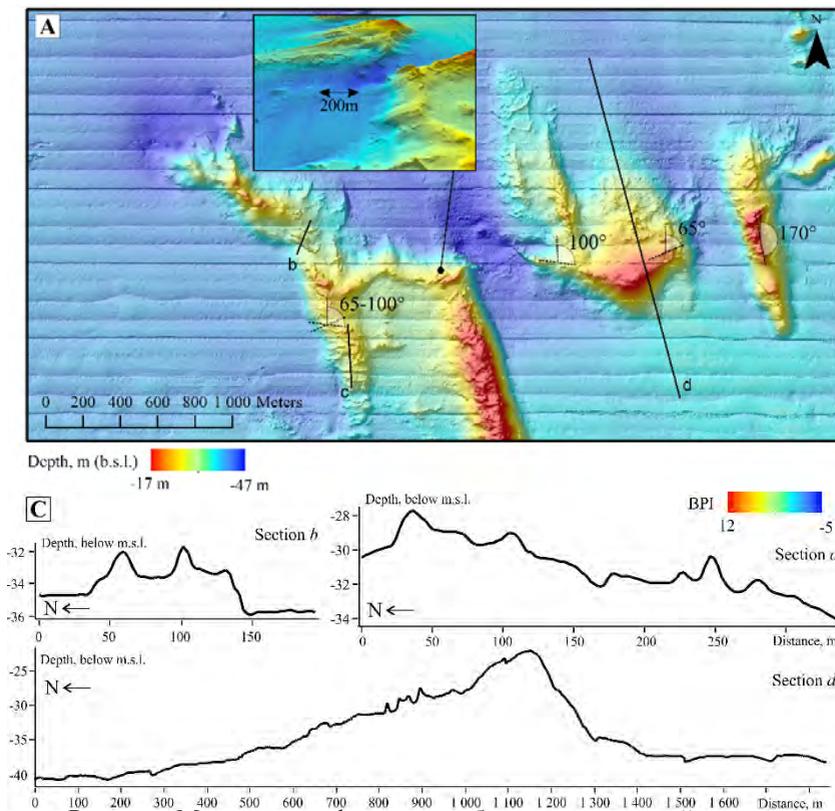


Рисунок. Модель рельефа дна с изображением краевой морены, построенная по данным многолучевого эхолотирования.

К западу от острова Вигрунд выявлен фрагмент более крупной гряды аналогичного простирания, поверхность которой осложнена более мелкими грядами. Применение многолучевого эхолотирования позволило также впервые для восточной части Финского залива установить, что поверхность большинства моренных поднятий осложнена мелкими прямолинейными, либо изогнутыми в плане параллельными ритмично расположенными грядами высотой 1.5–2 м, шириной до 20 м и максимальной длиной (на вершинах плоских поднятий) до нескольких сотен метров. Указанные формы рельефа интерпретируются как морена Де Геера, также широко распространенная в Финляндии и Швеции (в том числе, на дне Ботнического залива). По существующим представлениям морена Де Геера формируется

при таянии ледника, непосредственно прилегающего к достаточно глубокому приледниковому озеру, причем направление гряд фиксирует направление края ледниковой лопасти [6].

Дальнейшим направлением исследований является детальный седиментологический анализ отобранных кернов, который позволит исследовать изменения среды седиментации в приледниковых водоемах и получить данные о времени их существования.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00768.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амантов А.В., Жамойда В.А., Рябчук Д.В. и др. Геологическое строение подводных террас восточной части Финского залива и моделирование условий их формирования на послеледниковом этапе развития региона // Региональная геология и металлогения. 2012. № 50. С. 15–27.
2. Ryabchuk D., Zhamoida V., Amantov A. et al. Development of the coastal systems of the easternmost Gulf of Finland, and their links with Neolithic–Bronze and Iron Age settlements // Geological Society, London, Special Publications. 2016. V. 411 (1). P. 51–76.
3. Kalm V. Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southeastern sector of the Scandinavian glaciation // Quaternary Science Reviews. 2006. V. 25 (9-10). P. 960–975.
4. Vassiljev J.; Saarse L. Timing of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2013. V. 85 (1). P. 9–18.
5. Saarnisto M.; Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines // Global and Planetary Change. 2001. V. 31 (1-4). P. 387–405.
6. Breilin O., Kotilainen A., Nenonen K. et al. Geology of the Kvarken Archipelago. Appendix 1 to the application for nomination of the Kvarken Archipelago to the World Heritage list 2004. 12.

Results of geological and geophysical research in the Eastern Gulf of Finland revealed location and morphology of submerged glacial and fluvio-glacial deposits and relief forms (end moraine, drumlins, eskers, De Geer moraines) and received new data about direction an rate of gulf basin deglaciation, which took place between y 13.8 and 12.25 ka BP.

**Сергеев А.Ю., Буданов Л.М., Рябчук Д.В., Жамойда В.А.,
Ковалева О.А., Неевин И.А.**

(ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГБУ ВСЕГЕИ), г. Санкт-Петербург, e-mail: sergeevau@yandex.ru)

**Развитие приморской низменности восточной части
Финского залива в районе оз. Высокинского под влиянием
трансгрессивно-регрессивных колебаний палеоводоемов
Балтийского моря**

**Sergeev A.Yu., Budanov L.M., Ryabchuk D.V., Zhamoida V.A.,
Kovaleva O.A., Neevin I.A.**

(A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg)

**The development of the coastal lowlands of the Eastern Gulf of
Finland in the area of Vysokinskoe Lake under the influence of
transgressive-regressive fluctuations of the Baltic Sea**

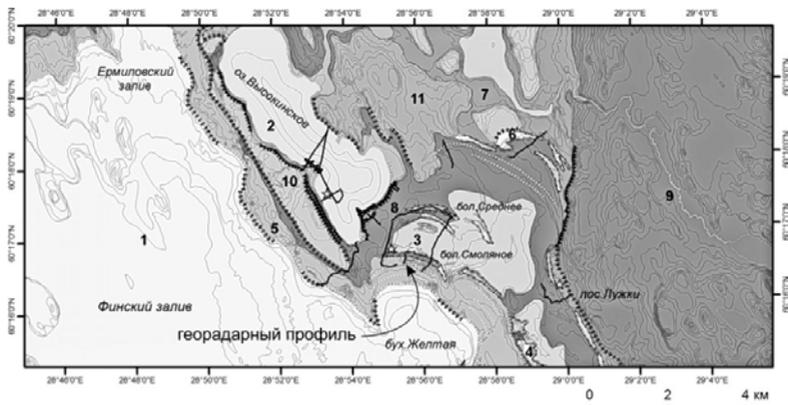
Ключевые слова: Литориновое море, голоцен, палеогеография, георадар, береговая зона

Приводятся результаты геолого-геофизических и геоархеологических исследований формирования прибрежно-морских отложений, развитых на территории приморской низменности в районе оз. Высокинского. Проведенное георадиолокационное профилирование прибрежно-морских террас и палеодюны позволило установить ряд эрозионных горизонтов, отражающих колебания палеоводоема Балтийского моря в голоцене.

Высотные границы побережья (приморья) восточной части Финского залива со стороны суши определяются распространением террасированной равнины послеледниковых палеоводоемов. Террасированная равнина северного побережья Финского залива включает в себя пространства Приморской низины и расположенной гипсометрически выше Приморской равнины. Уступы ледниковых озер выработаны в склонах центральной возвышенности Карельского перешейка и локальных моренных поднятий его западной части. Гипсометрически ниже расположены прибрежные террасы голоценового возраста, сформировавшиеся в периоды трансгрессий Анцилового озера и Литоринового моря. Расчлененность рельефа северного побережья и достаточно высокие скорости гляциоизостазии обусловила плохую выраженность террас в рельефе северного побережья Финского залива. Район оз. Высокинского выделяется наиболее широкой Приморской низиной, с развитым на ней комплексом прибрежно-морских и озерных реликтовых береговых форм, маркирующих максимальные уровни трансгрессивных стадий развития палеоводоемов Балтийского моря.

Современная береговая зона Финского залива в этом районе представляет собой бухтовый берег, разделенный сильно выдающимися в акваторию мысами, переходящий в пологий подводный береговой склон. Ермиловский залив расположен в пределах низменного моренного участка береговой зоны с крупными валунами на пляже и подводном береговом склоне. В тыловой части пляжа отмечается моренная терраса высотой до 2.5 м. Восточный берег залива и далее на юго-восток берег имеет широкие пляжи, сложенные галькой, гравием и песком. Ближе к выходу из залива наблюдается активный высокий абразионный уступ высотой до 7 м. Южнее береговая зона приобретает бухтовый характер с чередованием широких песчаных пляжей с зачаточными авантюнами с реликтовыми дюнными комплексами в бухтах и скоплением валунов на мысах, приуроченных к моренным и флювиогляциальным останцам.

В 2017, 2018 и 2019 гг. на прибрежных морских и озерных равнинах в районе оз. Высокинское было выполнено комплексное полевое обследование береговых палеоформ. Работы включали в себя геоморфологическое описание реликтовых форм и геофизическое профилирование с использованием георадара GSSI SIR-4000 с антенными блоками центральные частоты зондирующего сигнала которых составляют 70 МГц, 200 МГц и 400 МГц. Профили были проложены через реликтовые береговые формы рельефа, дюнные массивы и останцы флювиогляциальных образований. Несколько профилей располагались вкрест южному берегу оз. Высокинского, пересекая прибрежные озерные террасы. В зимний период был выполнен непрерывный профиль через дюнную гряду (ур. Яруги), пересекающий бол. Смоляное разделенное системой песчаных кос. В 2019 г. дополнительно были обследованы палеодюны и береговые формы, развитые на абсолютных высотах около +25 м, и относящиеся к наиболее высоким голоценовым береговым формам в этом районе. Также был обследован береговой вал в районе пос. Лужки, на котором по данным Знаменской О.М. [1] была пробурена скважина, вскрывшая на глубине 8 м относительно поверхности, торф, датированный 8400 ± 200 радиоуглеродных лет назад (около 9500 кал.л.н.), и отнесенный к стадии регрессии Анцилового водоема. На западном берегу оз. Высокинского к северу от м. Пролетный, был выполнен профиль, пересекающий береговую озерную террасу, продленный на акваторию озера. Для профилирования на воде была использована резиновая лодка, которая буксировала непосредственно по поверхности воды закрепленную в носовой части лодки георадиолокационную антенну (200 МГц), скорость буксировки не превышала 7 км/ч. Профилирование сопровождалось эхолотными промерами. В результате до глубин озера 13 м были получены геофизические разрезы донных отложений. Профили концентрировались вдоль побережья, пересекая две подводные террасы. В этой части акватории



- | | |
|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> 1 Голocen, Плoские морские равнины абразионно-аккумулятивные 2 Голocen, Озерная котловина 3 Голocen, Плoские и слабо выпуклые болотные равнины 4 Голocen ЛТ, Переувенные косы 5 Голocen ЛТ, Плoские морские равнины. Аккумулятивные 6 Голocen АНС, Переувенные косы 7 Голocen АНС, Плoские озерные равнины. Аккумулятивные. Лагуны 8 Голocen АНС, Плoские озерные равнины. Аккумулятивные 9 Неоплейстоцен, Ледниково-озерная. Плoские и волнистые террасированные озеро-ледниковые равнины. 10 Неоплейстоцен, Волнисто флювиальные равнины (зандры) 11 Неоплейстоцен, Ледниковая. Плoские и полого-волнистые равнины | <ul style="list-style-type: none"> ▬▬▬▬ Абразионный склон ▲▲▲▲ Абразионный уступ ⋯⋯⋯ Береговой вал →→→ Косы и пересыли — Профили георадиолокации ☆ Буровые скважины |
|--|---|

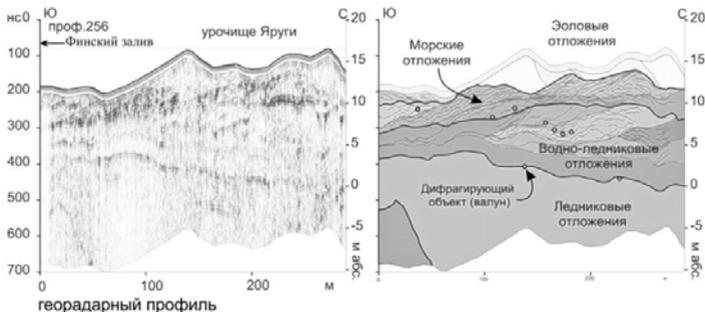


Рисунок. Геоморфологическая схема прибрежно-морской равнины и георадиолокационный разрез, пересекающий дюнный массив, в районе оз. Высокинское

ранее была пробурена скважина [2], вскрывшая 3.4 м отложений анцилового и литоринового периодов.

Геоморфологический анализ рельефа района выполнен ГИС методами на основе оцифрованных топографических карт масштаба 1:25 000. При сопоставлении полученных данных о рельефе с опубликованными материалами по геологическому изучению района работ [1–3] была

составлена геоморфологическая схема района оз. Высокинское. На схеме выделяются возвышенности неоплейстоценового ледникового и ледниково-водного происхождения, сложенные преимущественно валунными супесями и суглинками. Отдельно фиксируются гряды флювиогляциального происхождения, формирующие крупные озы, сложенные песками различного гранулометрического состава с валунами и гравием. По данным георадиолокационного профилирования, выполненного в 2017–2018 гг., было установлено, что часть прибрежных голоценовых дюн имеют в своем основании останцы флювиогляциального происхождения, что объясняет их крупный для кутовой части Балтийского моря размер. Комплекс неоплейстоценовых отложений в ходе голоцена был переработан эрозионно-аккумулятивными процессами с формированием серии озерных и прибрежно-морских террас (равнин). Береговые линии водоемов маркируются сериями береговых фаций, отчетливо выделяемых на двух гипсометрических уровнях, хорошо прослеживаемых на территории. К ним приурочены крутые склоны (абразионные участки) и комплексы береговых форм (валы и выше дюны).

Высокий уровень расположения береговых форм приурочен к изолинии около +24 м. По опубликованным данным [2] в Анциловое время уровень был выше +13 м; из другого источника [1] анциловые осадки выделены на высоте +20 м; по карте Краснова И.И. [3] анциловые отложения развиты до высот не менее +20 м.

Низкий уровень расположения береговых форм на суше устанавливается на изолинии около +14 м. По данным из публикаций максимум Литоринового моря был около +13 м [2]; по Знаменской О.М. [1] литориновых осадков выше +20 м в скважине не установлено; по карте Краснова И.И. [3] литориновые отложения развиты до высоты около +12 м.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФ № 17-77-20041.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Знаменская О.М., Черемисинова Е.А. Развитие бассейнов восточной части Финского залива в поздне- и послеледниковое время // *Baltica*. 1974. V.5. P. 96–104.
2. Краснов И.И., Малаховский Д.Б., Спиридонов М.А. Геологическая карта четвертичных отложений (2 листа) масштаба 1:200 000. Редактор Малаховский Д.Б., 1995 г. (рукопись).
3. Miettinen A., Savelieva L., Subetto D.A. et al. Palaeoenvironment of the Karelian Isthmus, the easternmost part of the Gulf of Finland, during the Litorina Sea stage of the Baltic Sea history // *Boreas*. 2007. V. 36. P. 441–458.

For the coastal lowlands near Lake Vysokinskoe a geomorphological map was produced based on GPR profiling data and GIS analysis of a digital elevation model. The results show the two stable highest levels of Baltic Sea transgressions in the Holocene: about +24 m and +14 m.

Цуканов Н.В.¹, Дозорова К.А.¹, Гедике К.²

(¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва, e-mail:kambear2011@yandex.ru; ²Федеральный институт геологии и природных ресурсов, Германия, Ганновер; e-mail: gaedicke@bgr.de)

Оползневые комплексы в северо-западной части Тихого океана и Беринговом море по данным сейсмоакустического профилирования.

Tsukanov N.V.¹, Dozorova K.A.¹, Gaedicke C.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow; ²Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Germany; Hannover)

Landslide complexes in the NW Pacific and the Bering Sea based on seismoacoustic profiling data

Ключевые слова: северо-запад Тихого океана, осадочный чехол, сейсмоакустическое профилирование, оползни

Работа основана на данных сейсмоакустического профилирования, полученных в рейсах немецкого нис «Зонне» (RV «Sonne») в северо-западной части Тихого океана и Беринговом море в рамках российско-германского проекта КАЛЬМАР. Исследования показали, что наряду со спокойным (пелагическим и гемипелагическим) осадконакоплением в открытых частях Тихого океана и Берингова моря присутствуют осадки, сформированные мощными подводными течениями, а также широко проявлены оползневые процессы.

ВВЕДЕНИЕ. Работа основана на данных, полученных в 2009 г. при геолого-геофизических исследованиях на германском научно-исследовательском судне «Зонне» (RV «Sonne») в рамках российско-германского проекта КАЛЬМАР («Курило-Камчатская и Алеутская системы окраинное море – островная дуга: взаимодействие между геодинамикой и климатом в пространстве и времени») в северо-западной части Тихого океана и Беринговом море. В работе использовались данные акустического и многоканального сейсмического профилирования, полученные в этих рейсах [1, 2]. Профилирование проводилось с помощью системы PARASOUND P70, включавшей в себя высокочастотный эхолот для изучения рельефа дна (20 кГц) и комплекс для изучения придонных осадков (4 кГц). Глубина проникновения в осадки достигала 200 м (266 мс). Были изучены особенности строения осадочного чехла в районах континентального склона п-ва Камчатка, дна Командорской котловины Берингова моря, хребта Ширшова, поднятия Обручева, Императорских гор и Императорского трога (рис. 1). На ряде профилей были выявлены оползневые комплексы.

Ранее подводные оползни были обнаружены в каньонах вблизи восточного побережья п-ова Камчатка (см., например в Беринговом море и на хребте

Ширшова [3–8]. Проведенные нами исследования позволяют дополнить сведения об оползневых процессах в этом регионе.

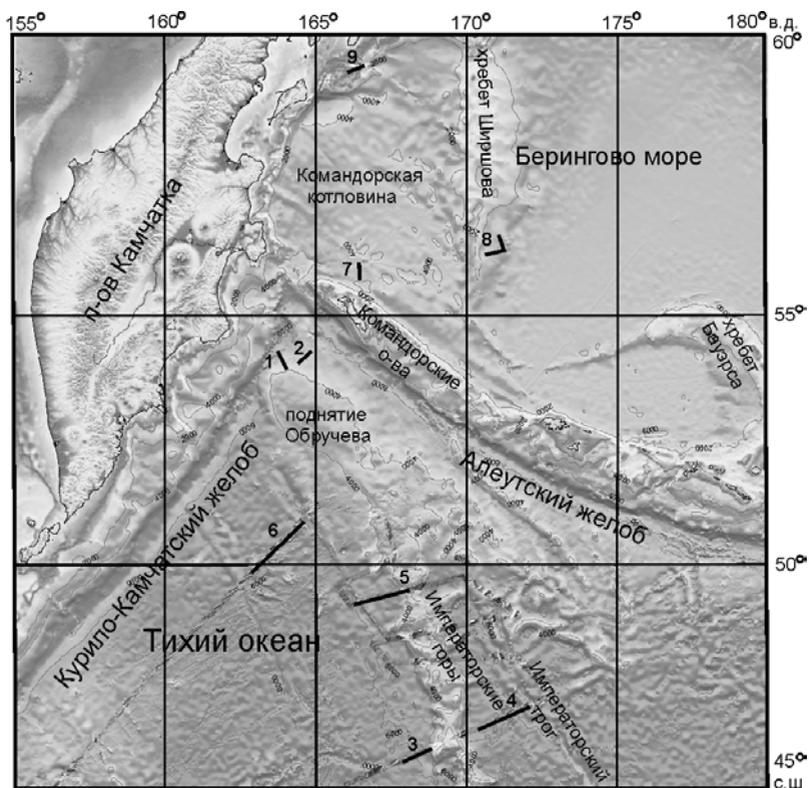


Рисунок 1. Карта северо-западной части Тихого океана и западной части Берингова моря, данные проекта SRTM30PLUS, проекция Меркатора, изобаты проведены через 1000 м [1]. Линиями с номерами показаны фрагменты изученных профилей (даны вне масштаба).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ. Наши исследования были посвящены изучению верхней части осадочного чехла (до 100 м). На континентальном склоне преобладают акустические комплексы характерные для относительно грубых псамитовых и псефитовых осадков, турбидитов и отложений склоновых потоков (рис. 1, фрагменты профилей 1, 2, 9), что подтверждается данными по составу осадочных пород из грунтовых трубок [2]. Осадочный чехол Тихоокеанской плиты южнее поднятия Обручева, на поднятии Обручева и в Командорской впадине Берингова моря,

формировавшийся в пелагических и гемипелагических условиях, образован хорошо стратифицированными отложениями с чередованием тонких (3–5 м) прослоев (рис. 1, фрагменты профилей 5, 6, 7). В строении осадочного чехла на склонах Императорских гор, на равнине между Императорскими горами и Императорским трогом и в Императорском трогом участвуют линзовидные осадочные тела протяженностью от нескольких км до нескольких десятков км предположительно сформированные подводными течениями и потоками. На склоне и на вершинных поверхностях Императорских гор наблюдаются интенсивные отражения, которые указывают на отсутствие осадочного чехла или на развитие здесь грубых вулканических пород. В Императорском трогом развиты как пелагические и гемипелагические осадки, так и отложения подводных потоков, которые переслаиваются с пелагическими осадками или перекрывают их.

На отдельных записях акустического профилирования были выявлены осадочные тела, которые могут быть интерпретированы как оползневые структуры.

На склонах Императорских гор и хребта Ширшова в Беринговом море было обнаружено несколько оползневых тел. Например, оползневые комплексы выделяются на участках профиля, расположенных перед Императорскими горами и к северо-востоку от них до Императорского трогом (рис. 1, фрагменты профиля 3, 4).

На сейсмическом профиле на юго-западном склоне Императорских гор наблюдается осадочный комплекс, имеющий слоистую структуру, мощностью около 270 м, налегающий на склон Императорских гор. Северо-восточное ограничение этого комплекса отчетливо выражено в рельефе и имеет V-образную форму (рис. 2а). С юго-запада комплекс ограничен уступом с амплитудой около 180 м. Ниже уступа характер сейсмической записи меняется, отражающие горизонты деформированы (рис. 2б). Ниже по склону осадочная толща продолжается до более пологого уступа, обращенного на северо-восток. Юго-восточнее этого уступа деформации в пачке практически не проявлены. Осадочное тело имеет деформированную структуру и хорошо выражено в рельефе дна (рис. 2а, 2в). Северо-восточным ограничением тела служит уступ (стенка отрыва оползня), имеющий извилистую форму (рис. 2б). Осадочные тела, имеющие аналогичные сейсмоакустические характеристики и выраженность в рельефе, как правило, интерпретируются в качестве подводных оползней [3, 4, 9].

Оползневые тела в пределах хребта Ширшова имеют более мелкий масштаб, но можно предположить, что они повторяются в разрезе. Мощность таких тел не превышает 35–40 м, и они перекрывают ненарушенные части разрезов осадочного чехла (рис 1, фрагмент профиля 8). Сходные тела выявлены и на склоне поднятия Обручева обращенного к Алеутскому желобу (рис 1, фрагмент профиля 2).

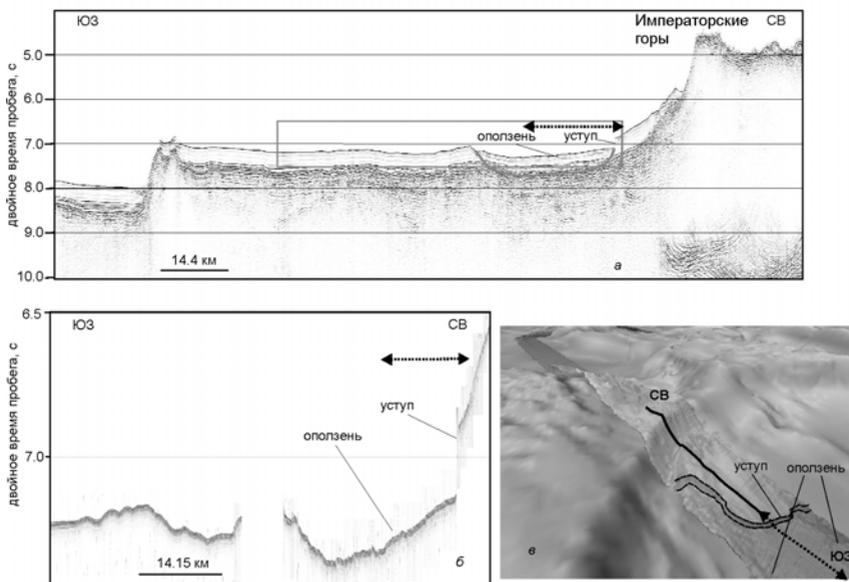


Рисунок 2. Фрагменты профиля BGR09_107 (на рис. 1 обозначен цифрой 5): *а* – сейсмический, *б* – акустический (западный склон Императорских гор), *в* – 3D изображение западного склона и предполагаемого оползня (Kurile-Kamchatka ..., Leg 1a). Прямоугольником на сейсмическом профиле (*а*) отмечено положение акустического профиля (*б*). Серой линией показана подошва предполагаемого оползневой тела. Линия на 3D изображении (*в*) – положение фрагментов профилей *а* и *б*; точечным пунктиром со стрелками на ней выделен участок, соответственно отмеченный на профилях *а* и *б*. Пунктирными линиями на 3D изображении показаны вершина и подошва уступа. Данные многоканального сейсмического профилирования позволяют предположить, что объем перемещенного оползнем материала здесь может составлять десятки кубических метров.

ВЫВОДЫ. Проведенные исследования показали, что наряду со спокойным (пелагическим и гемипелагическим) осадконакоплением в открытых частях Тихого океана и Берингова моря присутствуют осадки, сформированные мощными подводными течениями, а также широко проявлены оползневые процессы. Последние развиваются на склонах Императорских гор, хребта Ширшова и поднятия Обручева в Беринговом море, в каньонах вблизи восточного побережья Камчатки и, по-видимому, во многих других районах, находящихся в соответствующих обстановках. Учитывая потенциальную

опасность оползней и оползневых цунами, их изучению в этих районах следует уделять самое пристальное внимание

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН 0149-2019-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kurile-Kamchatka and Aleutian Marginal Sea – Island Arc Systems: Geodynamic and Climate Interaction. Cruise Report Nr 32, Sonne Cruise SO-201, Leg 1a. 2009. 105 p.
2. Kurile-Kamchatka and Aleutian Marginal Sea – Island Arc Systems: Geodynamic and Climate Interaction. FS Sonne Cruise Report SO 201-KALMAR Leg 2. 2009. 125 p.
3. Ormen Lange – an integrated study for the safe development of a deep-water gas field within the Storegga Slide Complex, NE Atlantic continental margin / Solheim A. et al. (Eds.) // *Marine and Petroleum Geology*. 2005. V. 22. № 1–2. P. 1–318.
4. Submarine Mass Movements and Their Consequences / Yamada Y. et al. (Eds.) // *Advances in Natural and Technological Hazards Research*. 2012. V. 31. № 1. P. 1-12.
5. Селиверстов Н.И. Подводные морфоструктуры Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. 162 с.
6. Ломтев В.Л. О строении некоторых форм рельефа Тихоокеанской окраины Камчатки // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2017. № 2 (48). С. 60–67.
7. Carlson P.R., Karl H.A. Development of large submarine canons in the Bering Sea, indicated by morphologic, seismic and sedimentologic characteristics // *Geological Society of America Bulletin*. 1988. V. 100. P. 1594–1615.
8. Белоус О.В., Сваричевский А.С. Особенности геоморфологического строения дна Берингова моря // *Дальневосточные моря России* / Гл. ред. В.А. Акуличев. Кн. 3. Геологические и геофизические исследования / Отв. ред. П.Г. Кулинич. М.: Наука, 2007. С. 323–343.
9. Cannals M., Lastras G., Urgeles R. et al. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project // *Marine Geology*. 2004. V. 213. P. 9–72

The study based on seismoacoustic profiling data obtained in German RV «Sonne» Cruise in NW Pacific organized in frames of the Russian-German Project KALMAR showed that besides undisturbed sedimentation and deposits caused by strong submarine currents, landside processes are widely spread in open areas of the ocean and the Bering Sea.

**Шрейдер А.А.^{1,2}, Сажнева А.Э.¹, Бреховских А.Л.¹,
Клюев М.С.¹, Ракитин И.Я.¹, Галиндо-Зальдивар Х.³,
Евсенко Е.И.¹, Гринберг О.В.¹**

(¹Институт океанологии им. П.П. Ширишова РАН, Москва, Россия, ²Московский физико-технический институт, Москва, Россия, ³Гранадский университет, Гранада, Испания, e-mail: aschr@ocean.ru, alexe@ocean.ru)

**Кинематика дна между поднятием Ермак и
континентальным шельфом Евразии**

**Schreider A.A.^{1,2}, Sazhneva A.E.¹, Brekhovskikh A.L.¹,
Klyuev M.S.¹, Rakitin I.Ya.¹, Galindo-Zaldivar H.³,
Evseenko E.I.¹, Greenberg O.V.¹**

(¹ Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia, ² Moscow Institute of Physics and Technology, Moscow, Russia, ³ University of Granada, Granada, Spain)

**The kinematics of lifting between the bottom of Ermak and
continental shelf of Eurasia**

Ключевые слова: Кинематика, эллеровы полюса, поднятие Ермак

Проведено восстановление осей зон откола периферических континентальных фрагментов Шпицбергена от поднятия Ермак. Определены эйлеровы полюса и углы поворота, описывающие кинематику откола. Выявлена разность глубин стыкуемых изобат во многие десятки метров. Составлена модель оползания континентальных фрагментов.

В результате проведенных исследований получено, что до начала растяжения литосферы в области Евразийского бассейна плато Ермак было частью евразийской арктической окраины. Растяжение Баренцевоморского шельфа со временем перешло в рифтинг. В процессе рифтинга континентальной коры и откола этого континентального фрагмента от материка в интервале хронов C25r–C26n (57.656–59.237 млн. лет назад) произошло внедрение многочисленных даек основного состава, что могло обусловить высокоамплитудные магнитные аномалии на плато Ермак. Проведено восстановление осей зон откола периферических континентальных фрагментов Шпицбергена. Определены эйлеровы полюса и углы поворота, описывающие кинематику откола. Выявлена разность глубин стыкуемых изобат во многие десятки метров, что отражает разномасштабность сползания по плоскости сквозьлитосферного разлома (и, тем самым, разномасштабность заглупления в процессе откола) периферических районов континентальной коры. Составлена модель оползания этих континентальных фрагментов.

Настоящая работа выполнена в рамках Государственного задания проект № 0149-2019-0005. При этом методические вопросы совмещения конжугейтных изобат проработаны в рамках Проекта РФФИ № 17-05-00075.

Restoration of the axes of the peripheral zones of spalling of the continental fragments of Svalbard from raising Ermak. Defined by Euler pole and the rotation angles describing the kinematics of the chip. The identified difference in depth of the abutting isobaths to many tens of meters. Model of stabilizing of the continental fragments.

**Яковенко И.В., Черных А.А., Корнева М.С., Иванова Н.М.,
Васильев В.В., Редько А.Г.**

(ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга»
ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, e-mail: yakovenco@yandex.ru)

**Особенности глубинного строения евразийской
континентальной окраины в районе арх. Северная Земля
Yakovenko I.V., Chernykh A.A., Korneva M.S., Ivanova N.M.,
Vasiliev V.V., Redko A.G.**

(«The All-Russia Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean named after academician I. S. Gramberg» VNIIOkeangeologia, Saint-Petersburg, e-mail: yakovenco@yandex.ru)

**Features of the deep structure of the Eurasian continental
margin in the area of the archipelago Northern Land**

Ключевые слова: интерпретация, моделирование, глубинное строение.

В рамках работ по созданию геофизической основы к геологической карте масштаба 1:1 000 000 третьего поколения к листам U-45-48 (о. Комсомолец) была проведена комплексная интерпретация геолого-геофизических данных в изучаемом районе.

В результате выполненных работ была проведена интерпретация трех сейсмических разрезов МОВ ОГТ 2Д, которые легли в основу геолого-геофизических моделей по линиям А и Б (рис. 1, 2).

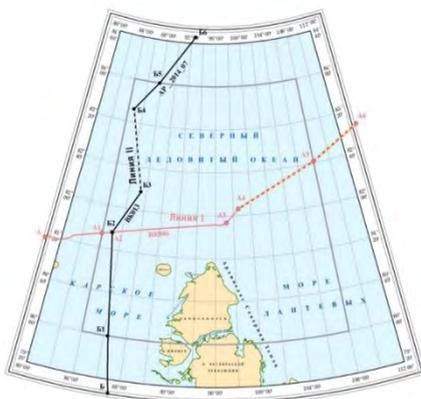


Рисунок 1. Схема расположения линий геолого-геофизических разрезов и материалов МОВ ОГТ 2Д, положенных в их основу. Сплошными линиями показаны сейсмические профили, пунктирными линиями – участки (синтетические) разрезов, не обеспеченные сейсмическими данными.

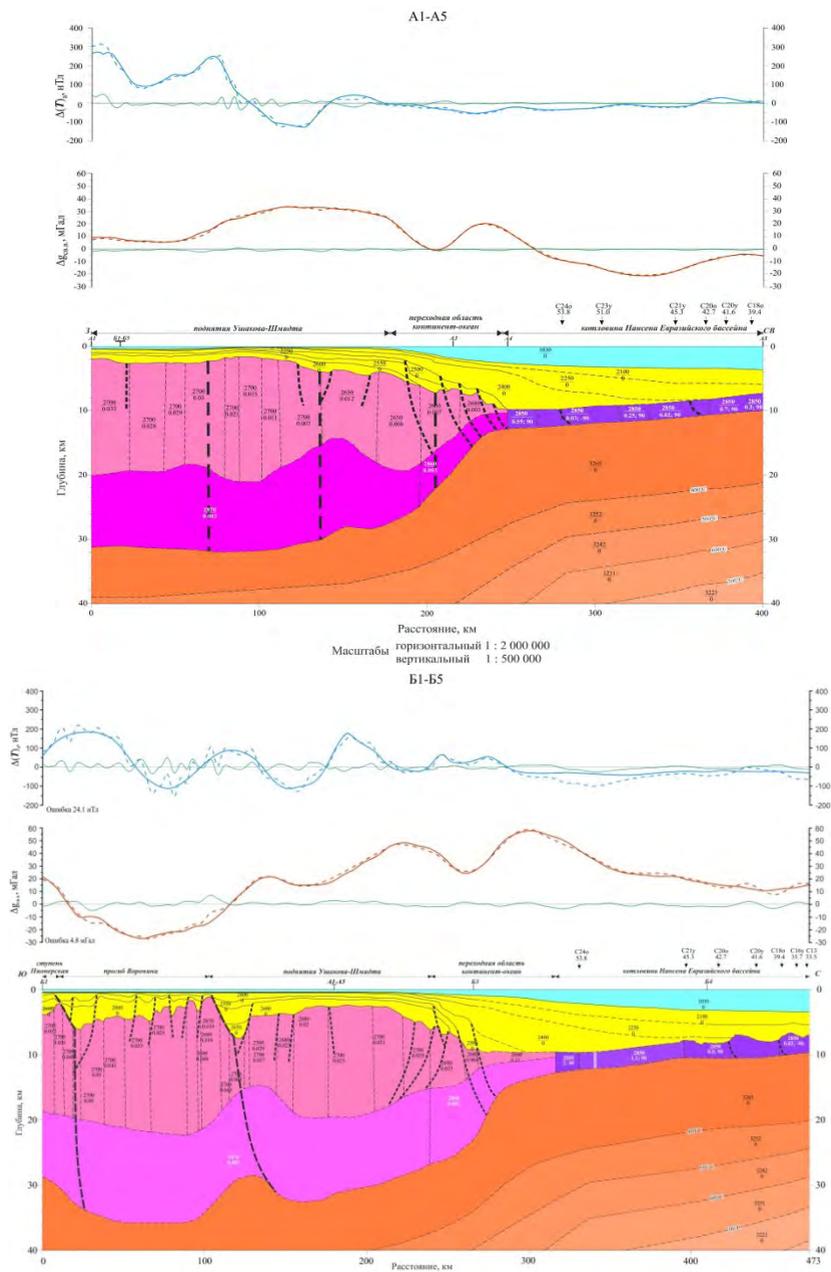


Рисунок 2. Геолого-геофизический разрез по линии I (A1 - A5) и II (B1-B5)

Помимо моделирования была построена схема комплексной интерпретации (СКИ) имеющихся геофизических материалов (рис. 3). Она составлялась преимущественно путем совместного анализа данных потенциальных полей, рассчитанных на их основе трансформант, а также батиметрической информации. Помимо этого, использовались результаты гравимагнитного моделирования, и все имеющиеся в распоряжении авторов сейсмические и геологические материалы.

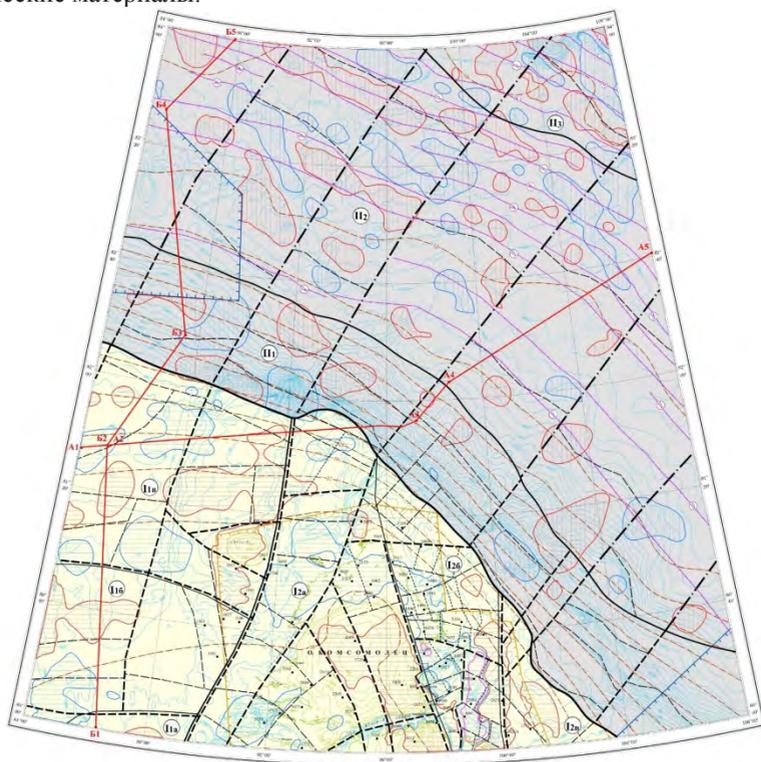


Рисунок 3. Схема комплексной интерпретации геофизических данных.

В процессе формирования СКИ уточнялись результаты районирования и линеаментного анализа потенциальных полей, при сопоставлении с созданными геофизическими моделями. Были установлены границы аномальных подразделений потенциальных полей (регионов, областей и зон). На последнем этапе, указанные подразделения на основе фондовых и опубликованных материалов были соотнесены со структурно-тектоническими элементами района исследований. На основе результатов линеаментного анализа были выявлены предполагаемые разрывные нарушения трех рангов – от наиболее крупных (сквозькоровых) до мелких. На участках, где предполагаемые разрывные нарушения пересекаются с линиями разрезов МОВ ОГТ 2Д выполнена их заверка, определение кинематики и глубинности.

Особенностью геологического строения исследуемого региона является наличие океанических и континентальных структур, а также области перехода между ними. Моделирование показало хорошо выраженные крупные обособленные блоки Карской плиты: Восточно-Карского мегапрогиба, включающего поднятие Пионерской ступени, прогиба Воронина и поднятия Ушакова-Шмидта. Указанные блоки, по результатам гравитационного моделирования, разделены сквозькоровыми разломами, вблизи которых наблюдаются погружение поверхности фундамента и встречный подъем раздела М (рис. 3). Мощность осадочного чехла в таких разломных зонах достигает до 7.5 км, а на поднятиях – сокращена до 2÷2.5 км. В консолидированной части континентальной коры выделен верхний слой (гранито-гнейсовый) со средней плотностью от 2650 до 2700 кг/м³ и средней мощностью около 16–17 км. По мере приближения к границе континент-океан (ГКО) наблюдается изменение плотности и магнитной восприимчивости пород слоя свидетельствует о неоднородности верхнего слоя и его насыщенности интрузивными образованиями основного состава (габбро, гнейсы, амфиболиты и другие). Внутрикоровая граница (граница Конрада) по результатам моделирования предполагается на глубинах от 14 до 22 км, также поднимаясь вблизи ГКО. Средняя мощность нижней коры (габбро-базальтовой) составляет ~12 км, с плотностями горных пород, варьирующими в диапазоне 2860÷2870 кг/м³ и α , принятой равной 0.003 ед. СИ.

Резкое сокращение консолидированной коры фиксируется в области перехода континент – океан: от ~20 км до 3÷4 км. Мощность осадочного чехла нарастает, достигая 7÷8 км. Наблюдаются многочисленные тектонические нарушения, затрагивающие породы осадочного чехла и представленные литрическими сбросами в сторону Евразийского бассейна.

Мощность консолидированной части океанической коры по результатам моделирования представляется достаточно выдержанной и варьирует

в диапазоне от 2 до 3.5 км (рис. 3), при средней плотности 2850 кг/м³. Мощность осадочного чехла варьирует в диапазоне от 3 до 7.5 км (в пределах рассматриваемых разрезов), а средняя плотность выделенных в нем комплексов составляет 2100 кг/м³, 2250 кг/м³ и 2400 кг/м³. Последнее наглядно демонстрирует кайнозойский (молодой) возраст осадочных отложений, так как наиболее древняя ЛМА, уверенно зафиксированная в перефирийных частях Евразийского бассейна – это ЛМА 24 (хрон С24о), с возрастом ~53.8 млн.л.н. Кроме указанного хрона, по результатам выполненной идентификации ЛМА [1] на разрезе показано положение *specify* магнитохронов – С18о, С20у, С20о, С21у, С23у и оценки возраста океанической коры согласно шкале [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глебовский В.Ю., Астафурова Е.Г. и др. Актуализированные карты рельефа фундамента и мощности осадочного чехла СЛО по новым сейсморазведочным данным и результатам гравимагнитного моделирования (масштаб 1:2 500 000) – 1 этап (Евразийский бассейн). В отчете ФГБУ ВНИИО: о результатах работ, выполненных за 2016 год // ФГБУ «ВНИИОкеангеология», СПб, 2016
2. Cande S., Kent D. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic // Journ. Geophys.Res. 1995. V. 100. # B4. P. 6093–6095.

The investigation was made to specify Features of the deep structure of the Eurasian continental margin in the area of the archipelago Northern Land. Based on seismic, gravity and magnetic data, models and resulting scheme of complex interpretation of geophysical data were made.

**СИМПОЗИУМ
ИМ. Л.П. ЗОНЕНШАЙНА
“ТЕКТОНИКА ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ”**

**L.P. ZONENSHAIN MEMORIAL
SYMPOSIUM
“LITHOSPHERE PLATE TECTONICS”**

Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Филаретова А.Н.
(Московский государственный университет имени Ломоносова, Музей
Землеведения, г. Москва, e-mail: edubin08@rambler.ru)

**Особенности тектонического строения Аденского залива
и условия формирования краевого плато Сокотра
(физическое моделирование)**

Dubinina E.P., Grokholsky A.L., Filaretova A.N.
(Lomonosov Moscow State University, Earth Science Museum, Moscow)

**Peculiarities of the tectonic structure of the Gulf of Aden and
conditions of formation of the Socotra marginal plateau (physi-
cal modeling)**

Ключевые слова: континентальный рифтинг, спрединг, Аденский залив, аналоговое моделирование, краевые плато.

С помощью физического моделирования исследованы особенности структурной сегментации осевой зоны спредингового хребта в Аденском заливе, а также условия формирования краевого плато и острова Сокотра.

Рассмотрены особенности тектонического строения бассейна Аденского залива, включающего три различные провинции: восточную, центральную и западную. Различие в морфоструктурной сегментации спредингового хребта Аденского залива отражает разный геодинамический режим формирования и развития этих провинций. Восточная провинция частично была сформирована на древней океанической литосфере, а частично на утоненной континентальной. Это обстоятельство подчеркнуло актуальность проблемы взаимодействия континентального рифта Аденского залива со спрединговыми хребтами Индийского океана. С раскрытием этой провинции связано образование погруженного краевого плато и архипелага Сокотра, которые отделяются от Сомалийской плиты грабеном Гвардафуй. По всей видимости, именно углубление этого грабена способствовало окончательной изоляции архипелага Сокотра от Африканского материка [1]. При растяжении имели место вращательные деформации, которые отражаются в различном тектоническом строении западной и восточной частей о. Сокотра. Континентальные окраины в восточной провинции Аденского залива амагматичны, асимметричны и нарушены сериями сбросов и разломов-детачментов. Их сильное различие объясняется особенностью перехода от континентального рифтинга к спредингу, унаследованностью структур, наличием бассейна Гвардафуй и погруженного плато Сокотра.

Центральная провинция с крупным трансформным разломом Алула-Фартак, образовалась после временной остановки продвигающейся к

востоку рифтовой трещины в результате ее «столкновения» с более прочной литосферой мезозойских рифтов [2]. Западная провинция находится полностью под влиянием Афарского плюма с высоким уровнем прогрева мантии, который снижает мощность хрупкого слоя литосферы настолько, что становится невозможным формирование трансформных разломов, а формируются нетрансформные смещения.

С помощью физического моделирования, проводимого в лаборатории экспериментальной геодинамики музея землеведения МГУ по методике, представленной в работах [3, 4], исследованы особенности сегментации осевой зоны спрединга в западной, центральной и восточной провинциях, а также условия формирования погруженного плато и о. Сокотра. Результаты показали, что характер морфоструктурной сегментации оси спрединга в регионе Аденского залива зависит от степени прогретости и толщины литосферы, связанной с разной удалённостью от Афарского плюма и локальными термическими аномалиями, от косости спрединга и существования структурных неоднородностей с повышенной прочностью литосферы, связанных в данном случае с наличием серии мезозойских грабенов на дораскольном фундаменте. Чем меньше мощность литосферы, тем меньше размеры сегментов; чем острее угол, тем более выражена сегментация. Исследование условий соединения континентального рифта Аденского залива с рифтовой зоной спредингового хребта Карлсберг по всей видимости, осуществлялось посредством их продвижения навстречу друг другу. Эксперименты показали, что в случае «резкой» границы между блоками разной толщины вероятнее всего возникнет сдвиговая зона. Эта ситуация применима, например, к разлому Алула-Фартак, или к разлому Оуэн. В случае менее «резкой» границы часто формируются структуры перекрытия, представляющие собой микроплиты, или микроблоки, заключенные между двумя рифтовыми трещинами, одна из которых в дальнейшем отмирает, а другая развивается в спрединговый хребет. Таким микроблоком, видимо, является краевое плато и о.Сокотра. Как показало моделирование, при формировании плато и о.Сокотра важную роль играет встречное продвижение двух трещин. Причем существенную роль играет первоначальная геометрия трещин и их разнос относительно друг друга.

Результаты моделирования показали, что реологическая стратификация литосферы и степень прогретости мантии, а также гетерогенное строение дораскольной литосферы, изначальная геометрия рифтовых трещин и угол между направлением растяжения и простираем рифта являются основными факторами, определяющими характер раскола континентальной литосферы, морфоструктурную сегментацию оси спрединга, асимметричное строение континентальных окраин и условия формирования погруженного краевого плато и острова Сокотра.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00378).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bellahsen N., Leroy S., Autin J. et al. Pre-existing oblique transfer zones and transfer/transform relationships in continental margins: New insights from the southeastern Gulf of Aden, Socotra Island, Yemen // *Tectonophysics*. 2013. V. 607. P. 32–50.
2. Fournier M., Chamot-Rooke N., Petit C., et al. Arabia-Somalia plate kinematics, evolution of the Aden-Owen-Carlsberg triple junction and opening of the Gulf of Aden // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2010. V. 115. No B4.
3. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // *Геотектоника*. 2006. № 1. С. 76–94.
4. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // *Геология и геофизика*. 1983. № 10. С. 10–19.

Using physical modeling, we studied the features of segmentation of the axial spreading zone in the Gulf of Aden, as well as the conditions of formation of a submerged plateau and the island of Socotra.

Малиновский А.И., Голозубов В.В., Касаткин С.А.

(Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, e-mail: malinovsky@fegi.ru)

Геохимические особенности и геодинамические обстановки формирования силурийских отложений Лаоелин-Гродековского террейна (Приморье)

Malinovsky A.I., Golozubov V.V., Kasatkin S.A.

(Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok)

Geochemical features and geodynamic settings of Silurian deposits of Laelin-Grodekovo terrane (Primorye)

Ключевые слова: Лаоелин-Гродековский террейн, кордонкинская свита, терригенные породы, обстановки осадконакопления

Изучен геохимический состав терригенных пород раннесилурийской кордонкинской свиты Лаоелин-Гродековского террейна. Палеогеодинамическая интерпретация их состава свидетельствует об их формировании в преддуговом бассейне океанической островной дуги. Областью питания была сама дуга, сложенная основными и средними вулканическими породами.

Исследованиями последних десятилетий установлена тесная связь между геохимическим составом терригенных пород, геодинамическими обстановками бассейнов их формирования, а также типом и породным составом областей питания [1–7]. Целью проведенных исследований являлось изучение геохимического состава раннесилурийских терригенных пород палеозойско-раннемезозойского Лаоелин-Гродековского террейна Приморья и его палеогеодинамическая интерпретация.

Лаоелин-Гродековский террейн расположен в юго-западной части Приморского края, протягиваясь узкой полосой шириной до 100 км вдоль границы с Китаем на 300 км и частично располагаясь на его территории. Террейн входит в состав палеозойского Солонкерского орогенного пояса, зажатого между Сибирским и Северо-Китайским кратонами. На севере и востокероссийской части террейн граничит с раннепалеозойскими террейнами Бурья-Ханкайского орогенного пояса. Строение террейна представляет собой мозаику разновозрастных блоков, сложенных раннесилурийскими осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями изученной нами кордонкинской свиты, а также перекрывающих ее с разрывом и несогласием ранне-позднепермских и триасовых терригенных и вулканических образований казачкинской, решетниковской и тальминской свит [8].

Раннесилурийские отложения террейна, относящиеся к кордонкинской свите (рис. 1), имеют мощность до 2100 м и представлены разнозернистыми

песчаниками, алевролитами, аргиллитами, сланцами, туфами и тефроидами, базальтами и андезитами, иногда конгломератами и кремнистыми породами.

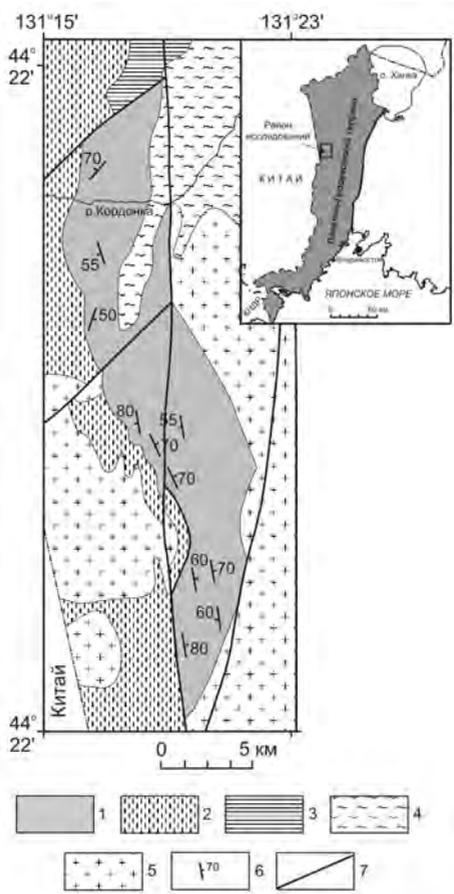


Рисунок 1. Схематическая геологическая карта района распространения отложений кордонкинской свиты. 1-3 – свиты: 1 – кордонкинская (S_1), 2 – решетниковская (P_{1-2}), 3 – барабашская (P_2); 4 – перекрывающие кайнозойские отложения; 5 – граниты; 6 – элементы залегания; 7 – разломы.

Для выяснения положения, типа и породного состава областей питания, а также установления геодинамической природы бассейнов седиментации, изучался вещественный состав песчаных и глинисто-алевритовых пород. По порообразующим компонентам песчаники относятся к типичным грауваккам. Кварца в породах от 10 до 25%, полевых шпатов от 25 до 60%, а

среди обломков преобладают терригенные и вулканические породы, кремни, реже кварциты и слюдистые сланцы.

По химическому составу песчаники кордонкинской свиты довольно однородны: содержание SiO_2 колеблется от 54,50% до 64,51%, TiO_2 (0,61%-1,19%), Al_2O_3 (12,22-16,66%), $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (6,63-9,26%), MgO (2,36-7,83%). Кроме того, все песчаники характеризуются свойственным для граувакк преобладанием Na_2O над K_2O (2,26-4,39% и 0,86-2,13% соответственно). По всем своим геохимическим параметрам песчаники относятся к типичным грауваккам. Глинисто-алевритовые породы по химическому составу близки к песчаникам, отличаясь от них лишь меньшими содержаниями SiO_2 (54,29-58,74%), MgO (3,20-4,50%), но большими – TiO_2 (0,64-1,42%), Al_2O_3 (17,15-18,67%) и $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (7,72-12,28%). Кроме того K_2O в них, как правило, преобладает над Na_2O (2,67-3,44% и 1,28-2,31% соответственно).

По содержанию и характеру распределения редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) песчаники и глинисто-алевритовые породы кордонкинской свиты достаточно однотипны. Суммарные содержания РЗЭ в породах свиты относительно невелики (в песчаниках от 55 г/т до 140 г/т, а глинисто-алевритовых породах несколько выше – от 75 г/т до 206 г/т). Спектры распределения РЗЭ в породах близки и характеризуются умеренной степенью фракционирования с невысоким отношением легких лантаноидов к тяжелым (La_N/Yb_N в песчаниках колеблется в пределах от 3,70 до 8,97, а глинисто-алевритовых породах – от 5,50 до 10,28), а также достаточно отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu^* в песчаника в среднем 0,84, а в глинистых породах – 0,66). По сравнению с PAAS породы несколько обеднены как легкими, так и тяжелыми элементами (от 1,1 до 2,1 раза) и лишь в некоторых пробах ряд элементов находится в равных либо незначительно превышающих концентрациях.

Палеогеодинамическая интерпретация вещественного состава терригенных пород осуществлялась на основании актуалистического подхода, т.е. сравнения изучения древних терригенных пород и современных глубоководных осадков.

На рис. 2 приведен ряд дискриминационных диаграмм, применяющиеся для разделения по химическому составу пород из бассейнов различных геодинамических обстановок [1–3, 6, 7]. На всех диаграммах точки песчаников кордонкинской свиты попадают либо приближаются к полю бассейна сопряженного с внутриокеанической островной дугой, примером которой является Идзу-Бонинская островная дуга. Судя по положению точек на диаграмме Дж. Мейнарда [6], это вероятно был ее преддуговой бассейн.

Палеогеодинамическая интерпретация химического состава глинисто-алевритовых пород не противоречит выводам, полученным при интерпретации состава песчаников. Их точки лишь иногда смещаются в область окраинно-континентальных дуг.

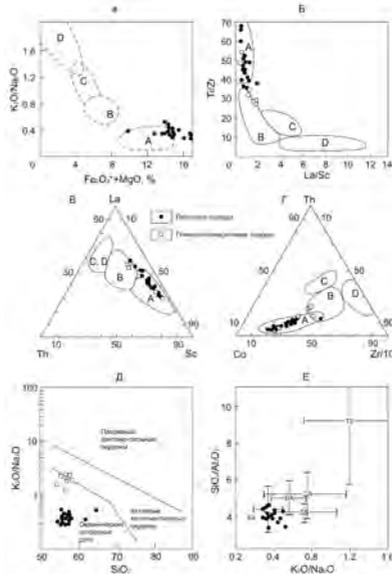


Рисунок 2. Палеогеодинамическая интерпретация геохимического состава терригенных пород кордонкинской свиты. а, б, в, г – типы бассейнов, сопряженных: А – с океаническими, В – с континентальными островными дугами, С – с активными, D – с пассивными континентальными окраинами [2, 3]; д, е – типы бассейновых обстановок [6, 7]. Для е – бассейны: пассивных континентальных окраин (TE); активных континентальных окраин, осложненных сдвигами дислокациями по трансформным разломам (SS); сопряженных с окраинно-континентальными дугами (CA); с океаническими дугами (FA – преддуговые и ВА – задуговые бассейны).

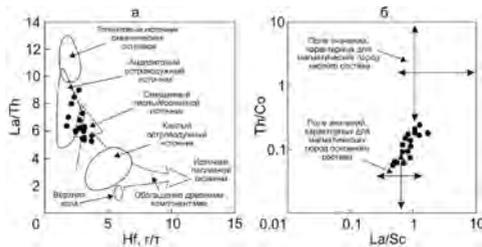


Рисунок 3. Типы источников обломочного вещества для терригенных пород кордонкинской свиты Лаоелин-Гродековского террейна [4, 5].

Источником питания, судя по положению точки на предназначенных для их интерпретации диаграммах (рис. 3) [4, 5] была сама островная

дуга. Отложения формировались за счет разрушения основных и средних вулканических образований дуги, а также магматических и осадочных образований ее океанического фундамента.

Таким образом, изучен геохимический состав терригенных пород раннесилурийской кордонкинской свиты Лаоелин-Гродековского террейна.. Его палеогеодинамическая интерпретация свидетельствует, что отложения формировались в обстановке соответствующей преддуговому бассейну океанической островной дуги. Областью питания была сама дуга, сложенная основными и средними вулканитами и осадками, входившими в состав ее фундамента.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 19-05-00037-а и № 19-05-00229-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маслов А.В., Подковыров В.Н., Мизенс Г.А. и др. Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления // *Геохимия*. 2016. № 7. С. 579–595.
2. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // *J. Geol.* 1983. V. 91. № 6. P. 611–627.
3. Bhatia M.R., Crook A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 92. P. 181–193.
4. Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions. And metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // *Chem. Geol.* 2002. V. 191. P. 305–327.
5. Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // *J. Geol. Soc. London.* 1987. V. 144. P. 531–542.
6. Maynard J.B., Valloni R. & Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Leggett J.K. (Ed.), *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins* / Blackwell Scientific Publications, Oxford. 1982. Part 2. P. 551–561.
7. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *J. Geol.* 1986. V. 94. № 5. P. 635–650.
8. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

Geochemical composition of terrigenous rocks of Early Silurian cordonka suite of Laeolin-Grodekovoy suite has been studied. Paleogeodynamic interpretations of their composition indicate their formation in the forearc basin of the oceanic island arc. The source area was the arc itself, folded by the basic and medium volcanic rocks.

**Румянцева Н.А.¹, Скублов С.Г.², Ванштейн Б.Г.¹,
Туманина К.А.¹, Саватенков В.М.²**

(¹ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, rumyantsevanat@gmail.com, ²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, skublov@yandex.ru).

Петрогеохимическая характеристика магматических пород среднего и основного составов хребта Шака (Южная Атлантика)

Rumyantseva N.A.¹, Skublov S.G.², Vanshtein B.G.¹, Tumanina K.A.¹, Savatenkov V.M.²

(¹FSUE “VNIIOkeangelogia”, St. Petersburg, ²Institute of Precambrian geology and geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg)

The petrogeochemical features of the magmatic basic and intermediate rocks from the Shaka Ridge (South Atlantic)

Ключевые слова: Буве, разлом Шака, Южная Атлантика, островная дуга, геохимия.

Приведены результаты анализа петрогеохимического и изотопно-геохимического изучения донно-каменного материала, поднятого в ходе экспедиционных исследований весной 2016 г на НЭС «Академик Федоров» в пределах хребта Шака, расположенного в южной части Атлантического океана в районе сочленения Антарктической, Африканской и Южно-Американской плит.

Экспедиционные исследования проводились весной 2016 г на НЭС «Академик Федоров» на двух полигонах в пределах хребта Шака в Атлантическом океане.

Хребет Шака является западным окончанием Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ), который протягивается между тройным сочленением Родригес в южной части Индийского океана и тройным сочленением Буве в Южной Атлантике. Район хребта Шака мало изучен и представляет собой большой интерес, поскольку располагается в уникальном месте, где сочленяются три срединно-океанических хребта (Юго-Западный Индийский, Америко-Антарктический, Срединно-Атлантический) и присутствует вулканический остров Буве, который является горячей точкой.

В пределах полигонов проведена детальная батиметрическая съемка многолучевым эхолотом, а также на трех станциях было выполнено три успешных драгировки, в ходе которых были подняты остроугольные обломки коренных пород различного состава. В дальнейшем в качестве объектов исследования анализировались только магматические породы среднего и основного составов.

В геоморфологическом плане рельеф дна в районе работ резко дифференцирован, фрагменты хребта разграничены глубокими долинами, что обусловлено мозаикой тектонических блоков, разделенных разломами разного ранга и ориентировки. Среди них выделяется мощный разлом северо-восточного простирания. Имеют место отдельные вулканические постройки.

Из отобранных образцов были изготовлены петрографические шлифы, а также определены концентрации петрогенных и редких элементов, включая редкоземельные элементы. Дополнительно для 8 образцов проведен Sm-Nd и Rb-Sr изотопный анализ, что позволило более полно охарактеризовать специфику пород этого района.

На бинарных диаграммах Харкера анализируемые образцы не ложатся на единый тренд, что может свидетельствовать или о принадлежности анализируемых образцов к разным сериям, или – о различных источниках магнообразования.

Анализ петрогенных элементов в координатах диаграммы AFM (рис. 1) показал, что магматизм хребта Шака в целом относится к известково-щелочному типу. Аналогичная тенденция отмечается и на диаграмме K_2O-SiO_2 (рис. 2), где все пробы ложатся в поле известково-щелочной серии с умеренным содержанием калия, что характерно для островных дуг [2].

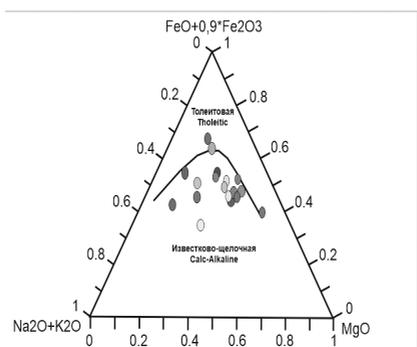


Рисунок 1. Тройная диаграмма AFM для анализируемых образцов (Irvine and Baragar, 1971)

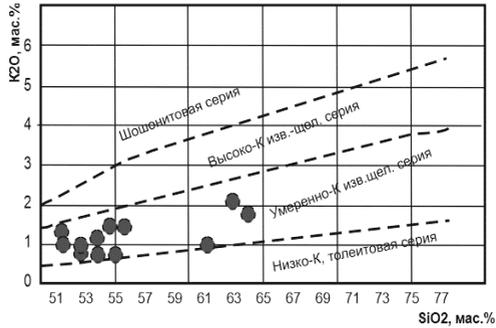


Рисунок 2. Диаграмма соотношения K_2O и SiO_2 в анализируемых образцах (Pecserillo and Taylor, 1976)

Геохимические показатели анализируемых базальтов отличаются от характерных для срединно-океанических хребтов толеитов, что проявляется на спайдер-диаграмме (Рис. 3), где четко фиксируются отрицательные аномалии для Ta и Nb и положительная аномалия для Pb, что является типичным для островодужной геодинамической обстановки [2]. Последнее подтверждается и обогащенностью анализируемых образцов литофильными элементами. Такой характер вариаций элементов может свидетельствовать о влиянии зоны субдукции при формировании магм в пределах хребта Шака.

Результаты Sm-Nd и Rb-Sr изотопных анализов исследуемых образцов магматических пород хребта Шака, представленных основными и средними разностями, отличаются пониженными $^{143}Nd/^{144}Nd$ отношениями и повышенными $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениями, близкими по составу к источникам EM1 и EM2. Однако вариации этих отношений очень велики между образцами (например, $^{143}Nd/^{144}Nd$ варьирует от 0.511119 до 0.513114, а $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0.704312 до 0.73358), что, возможно, указывает на протолит, образованный в результате смешения вещества из нескольких источников типа EM1 и EM2 с привлечением корового материала.

Таким образом, рассматриваемые породы хребта Шака по геохимическим данным наиболее схожи с породами островодужной обстановки, что по существующим геодинамическим концепциям вызывает много вопросов и требует продолжения исследования.

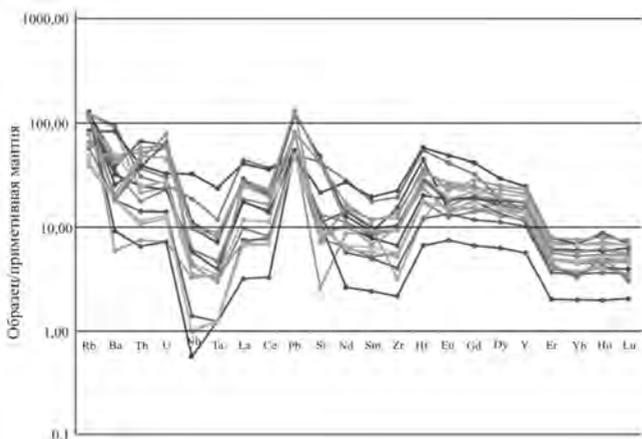


Рисунок 3. Распределение содержаний микроэлементов в исследуемых образцах хребта Шака. Значения нормированы к составу примитивной мантии по (Sun and McDonough, 1989)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society London Special Publications, 1989, vol.42, pp.313-345.
2. Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. – М.: КДУ, 2011. – 234 с.

Researching of petrogeochemical features of rocks raised along the Shaka Ridge (South Atlantic). The study of geochemistry is very important for understanding history and nature of this area, especially, as very unique and complicated, as Triple Junction Bouvet.

Сергеева В.М.^{1,3}, Лейченков Г.Л.^{1,3}, Дубинин Е.П.², Грохольский А.Л.²

(¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И. С. Грамберга, г. Санкт-Петербург, e-mail: wanda@list.ru, ²Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва; ³Санкт-Петербургский Государственный Университет, г. Санкт-Петербург)

Деформация, вытягивание и вращение блоков Тасмания и Адели

Sergeeva V.M.^{1,3}, Leitchenkov G.L.^{1,3}, Dubinin E.P.², Grokholsky A.L.²

(¹Academician I. S. GRAMBERG All-Russia Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources of the Ocean, St. Petersburg; ²Moscow State University, Moscow; ³Saint Petersburg State University, St. Petersburg)

Deformation, pulling and spinning of Tasmania and Adelie blocks

Ключевые слова: физическое моделирование, Тасмания, Австралия, Антарктида, деление континента

В лаборатории экспериментальной геодинамики Музея Землеведения МГУ изучалось формирование вытянутых деформированных континентальных блоков - Тасмании и Адели. Эти блоки образовались за счет взаимодействия двух ветвей спрединга, продвигающихся на встречу друг другу из Тихого и Индийского океанов.

Около 35 млн. лет назад океанический спрединг отделил Тасманию от Антарктиды [4]. На этом этапе сформировалось единое океаническое пространство, соединяющее юго-восточную часть Индийского океана с юго-западной частью Тихого океана. Процессами, ответственными за окончательное разделение Австралийской и Антарктической плит, являются две одновременно развивающиеся навстречу друг другу ветви спрединга. Первая Индоокеанская ветвь спрединга продвигалась с запада на восток и начиная с 85 млн лет назад делила Австрало-Антарктический континент [2]. Примерно в то же время вторая Тихоокеанская ветвь спрединга развивалась с юго-востока на северо-запад. Эта ветвь, предварительно обособив Зеландию [3], продвинулась в зону палеозойско-раннемезозойского складчато-надвигового пояса Австралии-Антарктиды. Их встреча под углом 120–130° привело к образованию, вытягиванию, деформации и вращению блоков Тасмании и Адели.

Тасмания является так и не отделившимся от Австралии вытянутым континентальным блоком, который на севере ограничен рифтовым бассейном в Бассовом проливе. Погруженный антарктический блок Адели сложен интенсивно деформированной рифтовой корой континентального типа [1].



Рисунок. Дораскольное положение Австралии-Антарктиды (около 85 млн. лет назад)

В работе представлены результаты опытов, выполненных методом физического моделирования. Были смоделированы формирование рифтового бассейна в Бассовом проливе и деформация блоков Адели и Тасмания.

Исследование проводилось в рамках гранта РФФ (проект № 16-17-10139).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гандюхин В.В. и др. Отчет: Геолого-геофизическое изучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр Антарктиды и ее окраинных морей (западная часть моря Дюрвиля, горные районы Земли Мак-Робертсона и Земли Принцессы Елизаветы) в составе 53 РАЭ, книга 1. Ломоносов, фонды ФГУ НПП ПМГРЭ. 2009.

2. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В. и др. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. № 1. С. 8–28.
3. Mortimer N., Van den Bogaard P., Hoernle K. et al. Late Cretaceous oceanic plate reorganization and the breakup of Zealandia and Gondwana. *Gondwana Research*. 2018. 65. 10.1016/j.gr.2018.07.010.
4. Norvick M.S., Smith M.A. Mapping the plate tectonic reconstruction of southern and southeastern Australia and implications for petroleum systems. 2001. *APPEA Journal*. 41. 15-35. 10.1071/AJ00001.

In the laboratory of experimental geodynamics of The Earth Science Museum at Moscow State University, the formation of extended and deformed continental blocks - Tasmania and Adele – was studied. These blocks were formed due to the interaction of two branches of spreading, moving to each other from the Pacific and Indian oceans.

Сущевская Н.М.¹, Щербаков В.Д.², Лобанова А.Ю.², Беляцкий Б.В.³, Мигдисова Н.А.¹

(¹Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского РАН, г. Москва, e-mail: nadsus@gmail.com; ² МГУ им. Ломоносова; ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург)

Условия образования обогащенных толеитовых магм 10 млн. лет назад в районе Азорского тройного сочленения (результаты изучения скв. 332в)

Sushchevskaya N.M.¹, Sherbakov V.D.², Belyatsky B.V.³, Lobanova A.U.², Migdisova M.A.¹

(¹Vernadsky Institute of Geochemistry RAS, Moscow, nadyas@geokhi.ru; ²Lomonosov State University, Moscow, ³ VSEGEI, CIR, St.Petersburg)

The conditions of the enriched tholeiite formation 10 m.y. ago within Azores triple junction region (hole 332b, DSDP)

Ключевые слова: толеитовый магматизм, Азорский плюм, геохимия толеитов, оливины

Рифтовый магматизм в районе горячей точки Азорских островов произошел с участием обогащенных фрагментов континентальной литосферы, оставшихся вблизи области таяния, что могло произойти во время прыжков по распространяющимся осям. Дальнейшее распространение обогащенных магм по зонам распространения сопровождалось перемешиванием с истощенными астеносферными магмами. Обогащенный компонент азорских базальтов близок к обогащенным магмам иберийской окраины, образованным при пассивном распространении.

Образование обогащенных толеитов, распространенных преимущественно в приподнятых участках хребтов, в пределах спрединговых зон может сопровождаться либо термальными [3], либо химическими [9] аномалиями. Их появление часто связывают с процессом взаимодействия развивающейся спрединговой зоны и эволюционирующего крупного плюма. Появление горячих точек вблизи рифтовых зон приводит к выплавлению обогащенных литофильными элементами и радиогенными изотопами толеитовых магм, что связывается с подтоком обогащенных магм в область генерации толеитов. Азорское плато сформировано за относительно короткий интервал времени около 4–10 млн. лет вблизи тройного сочленения плит Евроазиатской, Африканской и Американской между 37–40°с.ш. в результате действия Азорской горячей точки и достигает 350 км в диаметре (рис. 1а) и мощности 12–14 км, что вдвое больше толщины типичной океанической коры [14]. Происхождение Азорской горячей точки и ее влияние на рифтовый магматизм продолжает оставаться дискуссионным. Изотопный состав Os, Ne и He подтверждает глубинное (плюмовое)

происхождение Азоского архипелага, в то время как геодинамические данные (отсутствие прогрессивного возраста островов, богатый летучими источник) противоречат подобной модели. Магмизм Азорских островов – щелочной от базальтов до базанитов с примесью пикробазальтов, трахитов и редко риолитов [12] и является результатом плавления обогащенной, богатой летучими мантии и слабо превышающей температуру (на 35°C) плавления окружающей мантии [7].

Нами были изучены толеиты, излившиеся около 10 млн. лет назад, и вскрытые скв. 332в DSDP в ходе 37 рейса НИС «Гломар Челленджер» [6].

В результате проведенного исследования было установлено, что:

1 – Для толеитов ликвидусными оливинами были оливины $Fo_{91.5}$. Это соответствует ранее установленному процессу плавления первичных расплавов (тип TOP-1) под САХ при давлениях более 10 кбар и температурах 1350–1300°C [18]. Впервые для района Азорского тройного сочленения в толеитах было выявлено два типа оливинов, различающихся трендами примесных компонентов (Ni, Co, Ca). Оливины с повышенным содержанием Ni близки составам оливинов Азорских островов [12].

2 – В пределах выявленных потоков выделяется несколько групп первичных расплавов, близких по параметрам к первичному расплаву (TOP-1), ранее выделенному для района FAMOUS [11], но незначительно отличающихся между собой концентрациями некоторых элементов. Кристаллизация большей части расплавов происходила в интервалах давлений 5–6 кбар с содержанием воды около 0.3 масс %. В то же время отмечаются группы составов содержащие около 0.7–1 масс % H_2O , фракционирующие при 3 кбар, а также расплавы с содержанием H_2O 0.1–0.8 масс.%, кристаллизация которых происходила в близповерхностных условиях. Таким образом, можно отметить нестабильность процессов формирования первичных расплавов, сопровождавшихся дегазацией, в ходе транспортировки и последующего извержения.

3 – Характер распределения несовместимых элементов базальтов скв. 332в в пределах изученного диапазона времени оставался достаточно постоянным и соотношение этих элементов в изливающихся магмах не меняется в ходе фракционной кристаллизации. Специфические особенности спектров распределения литофильных элементов близки таковым для Азорских островов – слабое обогащение Nb и Ta, относительное обеднение Th (рис. 2б), что является свидетельством процесса смешения обогащенных магм (Азорского плюма) и деплетированных астеносферных САХ. В то же время надо отметить, что средний состав обогащенных толеитов скв.332в по сравнению со средним составом деплетированного MORB обладает более низкими содержаниями менее совместимых элементов (от Nd до Lu). То есть, астеносферный источник более близок к ультрадеплетированному источнику MORB, обнаруженному в некоторых районах Атлантики [4].

4 – Обогащенный источник островов отличается повышенными значениями отношений изотопов Pb, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и слабо пониженными значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0.5129, что сопоставимо с характеристиками модельного обогащенного источника EM-II, присутствие вещества которого фиксируется в большинстве океанических островов (рис. 2). Вместе с тем, изотопные параметры базальтов Азор близки щелочным базальтам Иберийской окраины (рис. 2), сформированным в результате пассивного спрединга в северной Атлантике. Образование этих базальтов связано с вовлечением в процесс плавления фрагментов континентальной литосферы Евразии [17].

Полученные нами новые данные по толеитам САХ вблизи Азорского тройного сочленения (АТС) свидетельствуют, что 10 млн. лет назад магматизм уже испытывал на себе воздействие Азорского плума.

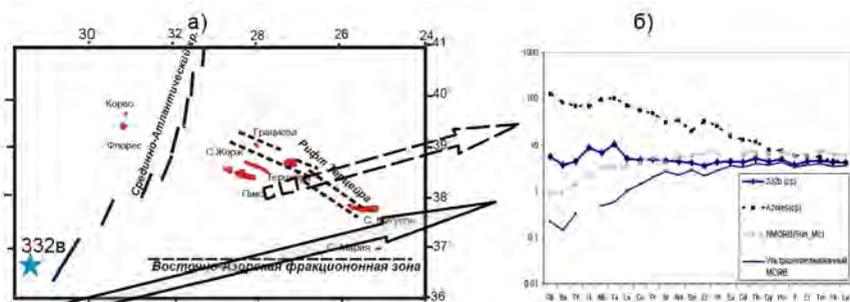


Рисунок 1. Тектоническое положение скв.332в в районе Азорского тройного сочленения (а) и (б) характер распределения микроэлементов в образцах толеитов скв.332в (ср. значения по 22 образцам) по сравнению с их распределением в щелочных базальтах Азорских островов (GeoRockdatabase). Значения нормированы к составу примитивной мантии [8].

Надо подчеркнуть, что вся Северная Атлантика является наиболее молодой по раскрытию дна океана провинцией и специфика региона 33–70° с.ш. проявляется как в усилении гравитационного поля, так и в относительном превышении рельефа дна [10]. Склайтер связывал эти особенности с подъемом более разогретой по сравнению с обычными регионами САХ мантии. Позднее это предположение подтвердилось и характером магматизма САХ, развитого от зоны Азоро-Гиблартарского разлома до Исландии: первичные расплавы отличались глубиной генерации и степенью плавления от расплавов центральной Атлантики [5, 15]. Зона АТС, происхождение которой связано как с отделением Северной Америки от Европы, так и с закрытием бассейна Тетис в позднем мелу, в своей южной части, вероятно, заложена на континенте еще в палеозое. Как полагают, Азоро-Гиблартарская (восточно-Азорская) фракционная зона может представлять собой восточное окончание Альпийской тектонической зоны.

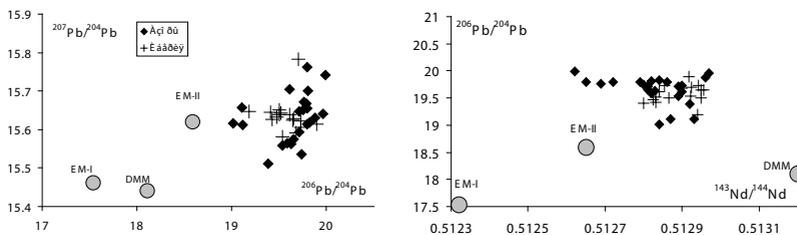


Рисунок 2. Вариации изотопного состава Pb в магмах Азорских островов и скважин Иберийской окраины (по данным [13, 17]). Показаны также обогащенные и деплетированные мантийные источники по [1].

Изменение скорости и направления раскрытия 60–40 млн. лет назад вызвало образование в ее пределах серии второстепенных сбросов, по которым залежились депрессии, пересекающие главный разлом.

Около 20 млн. лет назад формируется трансформная зона Терцейра, позднее преобразованная в медленно-спрединговую зону, в пределах которой молодые вулканы имеют максимальный возраст 4–8 млн. лет. Эта зона пересекает САХ в районе 39°с.ш. Образование островов связывают с действием Азорской горячей точки, что подтверждается наличием глубинных сейсмических аномалий и формированием обширного подводного плато. От своего начального положения пересечения с САХ и Восточно Азорской фракционной зоной 36 млн. лет назад АТС передвинулось на северо-восток к своему современному положению (38.55°N, 30.0°W) с изменением типа сочленения от хр-тр-тр до хр-хр-хр или хр-хр-leaky тр. Причина перескока не ясна. Возможно, около 53–36 млн лет произошло растяжение океанической литосферы, что и привело к формированию разлома Терцейра [14].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Armienti P., Longo P. Three-dimensional representation of geochemical data from a multidimensional compositional space // *International Journal of Geo-sciences*. 2011. №2. P. 231–239.
2. Beier C., Haase K.M., Brandl Ph.A. Melting and mantle sources in the Azores // U. Kueppers and C. Beier (eds.). *Volcanoes of the Azores. Active volcanoes of the world*. 2018. https://doi:10.1007/978-3-642-32226-6_11
3. Dalton C.A., Langmuir C.H., Gale A. Geophysical and geochemical evidence for deep temperature variations beneath Mid-Ocean Ridges // *Science*. 2014. V. 344(6179). P. 80–83.
4. Jenner F.E., Arculus R.J., Mavrogenes J.A. et al. Analysis of 60 elements in 616 ocean floor basaltic glasses // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2012. V. 13(1). P. 1–11. doi:10.1029/2011GC004009.
5. Klein E.M., Langmuir C.H. Local versus global variations in ocean ridge basalt composition: a reply // *Journal of Geophysical Research*. 1989. V. 94. P. 4241–4252.
6. Initial Reports of DSDP: Leg 37 cruise synthesis. 1977. 37. Washington (U.S. Government Printing Office).

7. Magde L.S., Barclay A.H., Toomey D.R. et al. Crustal magma plumbing within a segment of the Mid-Atlantic Ridge, 35°N // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 175. № 1–2. P. 55–67.
8. McDonough W., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 67. P. 1050–1056.
9. Niu Y., O'Hara M.J. Origin of ocean island basalts; a new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108(B4). doi:10.1029/2002jb002048.
10. Sclater J.G., Lawver L.A., Parsons B. Comparison of long-wavelength residual elevation and free air gravity anomalies in the North Atlantic and possible implications for the thickness of the lithospheric plate // *Journal of Geophysical Research*. 1975. V. 88. P. 1031–1052.
11. Sobolev A.V., Dmitriev L.V. Primary melts of tholeiites of oceanic rifts (TOR): Evidence from studies of primitive glasses and melt inclusions in minerals. // *Abstracts. IGC. Washington D.C.* 1989. V. 3. P. 147–148.
12. Turner M., Turner S., Mironov N. et al. Can magmatic water contents be estimated from clinopyroxene phenocrysts in some lavas? A case study with implications for the origin of the Azores Islands // *Chemical Geology*. 2017. 466. P. 436–445.
13. Turner S., Hawkesworth C., Rogers N., King P. U-Th isotope disequilibria and ocean island basalt generation in the Azores // *Chemical Geology*. 1997. V. 139. P. 145–164.
14. Ting Y., Shena Y., van der Lee S. et al. Upper mantle structure beneath the Azores hotspot from finite-frequency seismic tomography // *Earth and Planetary Sci. Letters*. 2006. V. 250. P. 11–26.
15. Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцевская Н.М. Эволюция толеитового магматизма рифтовых зон Мирового океана // 27-й МКГ. Геология Мирового океана. М. Наука. 1984. Т. 6. Ч. 1. С. 147–149.
16. Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы // *Геодинамический анализ*. М.: изд-во МГУ, 1987 / Ред. С.И. Ушакова. 180 с.
17. Меланхолина Е.Н., Суцевская Н.М. Особенности развития магматизма при формировании пассивных окраин северной Атлантики // *Геотектоника*. 2013. № 2. С. 12–31.
18. Суцевская Н.М., Коптев-Дворников Е.В., Пейве А.А. и др. Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания Африка-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве // *Российский журнал наук о Земле*. 1999. Т. 1. № 3. http://eos.wdch.rssi.ru/rjes/rjes_roothtml

The rift magmatism near the Azores hot spot occurred with the involvement of enriched fragments of the continental lithosphere remaining near the melting region, which could have occurred during the jumping of spreading axes. Further distribution of enriched magmas along the spreading zones was accompanied by mixing with depleted asthenospheric magmas. The enriched component of Azores basalts is close to the enriched magmas of the Iberian margin formed under the passive spreading.

Цуканов Н.В.

(Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва,
e-mail:kambear2011@yandex.ru)

**Позднемезозойская-Кайнозойская геодинамика
Олюторско-Камчатской аккреционной области**

Tsukanov N.V.

(Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow)

**Mesozoic-Cenozoic geodynamic Olutorka-Kamchatka accre-
tionary region**

Ключевые слова: **террейны, островные дуги, окраинные бассейны, магматизм, геодинамика.**

Анализ строения Олюторско-Камчатской аккреционно – коллизионной области позволяет выделять ряд террейнов островодужной и окраинноморской природы. Магматические комплексы этих террейнов формировались в пределах активной окраины западно-тихоокеанского типа в $K_2^{cn-st-P_1}$ и P_1-P_2 время.

В пределах Олюторско-Камчатской аккреционно – коллизионной области для позднемезозойского – кайнозойского времени выделяются следующие террейны: I. (островодужные) Ачайваям-Валагинский и Кроноцкий; II. (окраинноморские) Ирунейско-Лесновский (Укэляятский) и Ветловский [1–5].

Возрастной диапазон вещественных ассоциаций, слагающих окраинноморские террейны определяется как альб-сеноман и сантон-кампан-раннепалеогеновый, а в островодужных – сантон-кампанский -эоценовый [2, 6–8]. Меловые вулканиты Ачайваям-Валагинского террейна в Олюторском сегменте представлены преимущественно породами толейтовой серии, в Озерновско-Валагинском сегменте наряду с образованиями толейтовой серии распространены породы известково-щелочной и реже шощонитовой серий [6–7, 9–10]. Активный вулканизм в пределах Ачайваям-Валагинской дуги прекращается в маастрихт-датское время. В Кроноцком террейне наряду с меловыми этапом вулканизма, широко представлен палеоцен-среднеэоценовый этап, который характеризуется вулканитами как толейтовой, так и известково-щелочной сериями. Геохимические и изотопные данные по изученным породам свидетельствуют, что они формировались из обедненного мантийного источника в пределах энсиматических вулканических дуг.

Анализ распространения меловых-палеогеновых окраинноморских комплексов Ирунейско-Лесновского террейна показывает неоднородность этого бассейна, где в северной его части широко представлены вулканогенные

комплексы, а в южной части преимущественно развиты терригенные и туфо-кремнистые отложения [2–3, 7–8]. В западной части бассейна накапливались флишеидные терригенные отложения континентального подножья (хозгонская свита и лесновская, укэлятская серии [2–3, 11], которые восточнее сменялись терригенно-кремнистыми и кремнистыми породами. В северной части бассейна активно проявлялся толеитовый и щелочной вулканизм представленный образованиями, сходными с океаническими толеитами и базальтами океанических островов. В восточной части бассейна происходило накопление кремнисто-туфовых образований с телами и блоками вулканических пород островодужного генезиса. Эти образования вероятно накапливались у подножья гряды вулканических поднятий; в позднем мелу активной вулканической дуги, а начиная с палеоцена по эоцен у подножья неактивной цепи подводных и островных поднятий (Ачайваям-Валагинский террейн). Особенностью южной части этого бассейна являлось отсутствие вулканитов в составе вещественных комплексов. Вулканические комплексы представлены в Олюторском и Северо-Камчатском сегментах бассейна (энингская толща Камчатский перешеек, ватынская серия Олюторской зоны). О ширине Ирунейско-Лесновского бассейна можно судить по накоплению палеогеновых терригенных толщ в его южной части. Как было показано в работах [3] близость составов песчаников терригенных толщ Западной Камчатки и Восточных хребтов позволяет предполагать общий для них источник.

Вещественные комплексы ветловского террейна представлены полифациальными образованиями: терригенными с туфогенной примесью, кремнисто-глинистыми, карбонатными и базальтами. Последние по составу близки к преимущественно к базальтам MOR, реже отмечаются базальты океанических островов (OI) и задуговых бассейнов (BAB). Анализ строения и состава комплексов, слагающих Ветловский террейн, позволяет реконструировать латеральные переходы от обстановки островного склона к гемипелагическим и пелагическим условиям окраинного моря или междуугового бассейна. Наиболее древние кремнистые породы, ассоциирующиеся с толеитовым базальтами, датируются кампаном, наиболее молодые палеоценом–эоценом [8]. Следовательно, можно говорить о существовании этого бассейна с кампанского времени по эоцен.

Кампан-эоценовый возраст вещественных комплексов Ветловского бассейна, практически одинаковый возраст начала активного вулканизма в Ачайваям-Валагинской и Кроноцкой вулканических дугах позволяет, на наш взгляд, вернуться к идее формирования изначально единой Камчатско-Олюторской энсиматической вулканической дуги, которая отделялась от Азиатской окраины Ирунейским окраинным морем. В процессе развития в кампанское время произошел раскол дуги с образованием междуугового и в дальнейшем окраинного Ветловского бассейна [9].

В коньяк?-сантон-раннекампанское время происходит заложение энсиматической протяженной вулканической дуги. Эта структура закладывалась на значительном расстоянии от юрско-раннемеловой аккреционной окраины Азиатского континента, и, вероятно, юго-восточный фланг примыкал к Охотоморскому микроконтиненту, а северо-восточный - к юрско-раннемеловой аккреционной окраине Корякского нагорья [1]. Магматические комплексы этого этапа представлены преимущественно вулканитами толеитовой серии островных дуг. Заложение этой структуры происходит на коре океанического типа альб-сеноманского возраста. В тылу этой дуги существовал окраинноморский бассейн, который отделял вулканическую дугу от окраины Азиатского континента и окраинного вулканического пояса (ОЧВП). Частично основанием этого бассейна служили аккреционные комплексы Западно-Корякского террейна [1]. В пределах Ирунейско-Лесновского бассейна в это время происходило смешенное накопление терригенных и кремнисто-глинистых отложений. Начиная с кампанского времени, в южной части этой структуры происходит разделение дуги на Озерновско-Валагинский и Кроноцкий сегменты с началом раскрытия Ветловского интрадугового бассейна (рис. 1). Северный сегмент продолжал развиваться как единая структура. Вулканический фронт Озерновско-Валагинского сегмента оказывается в тыловой части и здесь наряду с накоплением продуктов толеитовой серии происходит излияния пород известково-щелочной и шошонитовой серий [10]. Структурно-вещественные комплексы, входящие в состав Кроноцкого террейна образуют фронтальную часть этой островодужной системы. В позднем маастрихте-дании вулканизм в пределах центральных сегментов Озерновско-Валагинского сектора дуги практически прекращается.

За Озерновско-Валагинском сектором дуги продолжал существовать окраинноморский бассейн (Ирунейско-Лесновское окраинное море). В этом бассейне с северо-запада и запада на юго-восток происходила смена фациальных обстановок от склона и подножья материкового склона (лесновская серия) до пелагических условий открытого бассейна (энингская толща) и вулканической цепи с островодужным типом вулканизма (ирунейская свита) [7]. Магматизм окраинного моря характеризуется наличием базальтов MOR, BAB и OI.

В палеоцене-эоцене происходит закрытие Ирунейского окраинноморского бассейна при коллизии Озерновско-Валагинского авулканического поднятия и Ачайваямского сегмента вулканической дуги с краем Азиатского континента, при этом формируется сложная покровно-сладчатая структура [2]. Эоценовые магматические породы (граниты и гранодиориты) и вулканиты кинкильской свиты, являющиеся неоавтохтоном, знаменуют новый орогенный этап развития Камчатской окраины и маркируют новый край Азиатского континента для этого времени.

Ветловский окраинный бассейн продолжает развиваться, здесь накапливаются кремнистые, глинистые и карбонатные породы и, вероятно, толеитовые вулканиты. С севера Ветловский бассейн по трансформному разлому граничит с Командорским бассейном Берингова моря. Время закрытия Ветловского бассейна, исходя из того, что вещественные комплексы перекрываются поздним эоценом?-олигоценом и как структурный комплекс надвинуты на миоценовые образования тышевской серии до олигоценое, т.е. можно говорить, что океанический или окраинноморский бассейн закрылся до этого времени и далее происходило накопление отложений Тышевского бассейна. Севернее трансформного разлома такой коллизии не происходило и продолжал развиваться Командорский бассейн с образованием аккреционной призмы перед вновь сформированной континентальной окраиной (фрагмент которой наблюдается на о. Карагинский). Закрытие ветловского бассейна происходило в несколько этапов и началось, вероятно, в позднем эоцене? – олигоцене. При приближении Кронцкой палеодуги к вновь сформированной Камчатской окраине формировалась сложно построенная покровно-складчато-надвиговая структура между двумя сближающимися блоками. Затем этот комплекс был аккретирован к Камчатской окраине. Процесс этот имел дискретный характер и продолжался длительное время, при этом бассейн между двумя сближающимися блоками превращался из окраинноморского в преддуговой.

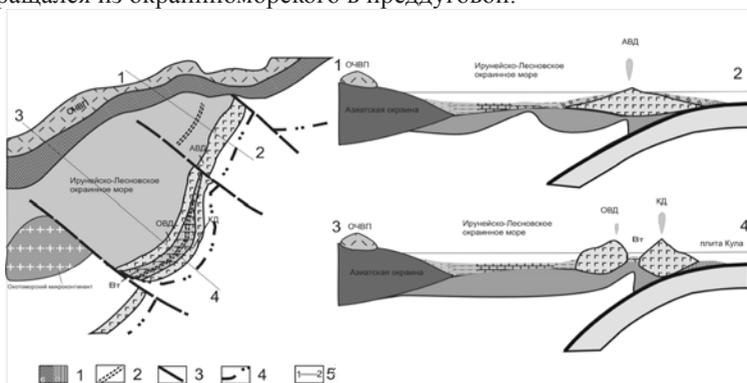


Рисунок. Палеотектоническая схема для кампан-маастрихтского времени (вне масштаба). 1а,б – (а) юрско-нижнемеловые аккреционные комплексы, (б) комплексы аккреционной призмы; 2 – спрединговые зоны; 3 – зона субдукции 4 – трансформные разломы; 5 – линии профилей. Сокращения на рис. ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс, АВД – Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга, ОВД – Озерновско-Валагинский сегмент АВД, КД – Кронцкая вулканическая дуга, Вт – Ветловский междудуговой бассейн.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИО РАН 0149-2019-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса // Труды ГИН. вып. 479. М.: Наука, 1992. 182 с.
2. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит // Труды ГИН. вып. 577. М.: Наука, 2008. 319 с.
3. Константиновская Е.А. Тектоника Восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный Мир, 2003. 224 с.
4. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и Геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.
5. Alexeiev D.V., Gaedicke C., Tsukanov N.V., Freitag R. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka – Aleutian junction// International Journal Earth Science (Geol. Rundsch.). 2006. V. 95. P. 977–993.
6. Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Савельев Д. П. Тектоно-стратиграфические комплексы южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав// Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 4. С. 3–17.
7. **Цуканов Н.В.**, Палечек Т.Н., Федорчук А.В. Меловые осадочно-вулканогенные комплексы Камчатского перешейка: строение, состав и геодинамические условия формирования // Тихоокеанская Геология. 2017. Т. 36. № 2. С. 3–16.
8. Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Коваленко Д.В. «Магматические комплексы окраинно-морского палеобассейна (Камчатка): состав и геодинамические условия образования». Океанология. 2018. Т. 58. № 1. С. 84–99.
9. Чехович В.Д., Сухов А.Н. Раскол поздне меловой Ачайваам-Валагинской дуги в палеоцене (террейны Южной Коряки и Восточной Камчатки) // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 5. С. 658–661.
10. Коваленко Д.В., А.В. Колосков, Н.В. Цуканов, П.И. Федоров. Геодинамические условия формирования и магматические источники поздне меловых-раннепалеогеновых комплексов Северной Камчатки // Геохимия. 2009. № 4. С. 348–377.
11. Коваленко Д.В., Ставрова О.О., Цуканов Н.В. Изотопные и геохимические характеристики поздне меловых и кайнозойских отложений флиша Камчатки и юга Корякии // Тихоокеанская Геология. 2010. Т. 29. № 1. С. 3–14.

Analyses of tectono-stratigraphy terranes of Olytorka-Kamchatka continental active margin allow us to recognize several terranes island arcs and marginal seas nature. Magmatic complexes of these terrenes were form in Coniac-Santon-Paleocene and Paleocene –Eocene time. Geodynamic reconstruction for that time show island arc system conditions.

Цуканов Н.В.¹, Соколов С.Д.²

(¹Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г.Москва, e-mail:kambear2011@yandex.ru; ²Геологический институт РАН, г. Москва)

Мел-палеогеновые вулканические комплексы Алазейского плоскогорья (северо-восточная Якутия): возраст и состав.

Tsukanov N.V.¹, Sokolov S.D.²

(¹Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, ²Geological institute RAS, Moscow)

Cretaceous-Paleocene volcanic complexes of Alazey Plateau (North-East Yakutia): age and composition.

Ключевые слова: дациты, базальты, U–Pb датирование, цирконы, K–Ar возраст, магматизм, Алазейское плоскогорье, Якутия.

Проведено определение возраста пород с использованием U–Pb датирования цирконов и K–Ar метода из дацитов и базальтов вулканогенной толщи Алазейского плоскогорья Колымо-Индибирской складчатой области Северо-Востока России. Возраст дацитов североседедемской свиты определяется как апт-сеноманский (106–97 млн. л.) и они накапливались в пределах вулканических поясов; возраст базальтов хатгатасской свиты – палеоценовый (59±9 млн. л.), накопление этих комплексов связано с режимом растяжения и рифтообразования.

ВВЕДЕНИЕ. Структуры Алазейского плоскогорья принадлежат Верхояно-Чукотской складчатой области мезозой (рис. 1а) и, развитые в его пределах, меловые вулканогенно-туфогенные комплексы залегают на интенсивно дислоцированных образованиях позднепалеозойско-юрского возраста с резким угловым и стратиграфическим несогласием и перекрываются рыхлыми кайнозойскими отложениями [1–3]. Тектоническая природа меловых комплексов до настоящего времени остается дискуссионной. Меловые вулканогенно-туфогенные образования Алазейского плоскогорья в некоторых работах относятся к мел-палеогеновому Белогорскому вулcano-плутоническому поясу, который рассматривается как северо-западная ветвь Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) [1–3]. Меловые вулканы центральной части Алазейского плоскогорья по [3] разделяются на несколько свит (нельканская, чебыгылахская, кадылчанская, североседедемская и хангатасская), мощность которых варьирует от первых метров до нескольких сотен метров. Стратиграфические взаимоотношения между выделенными толщами не всегда ясны; частично они имеют фациальные взаимоотношения. Образцы магматических пород были отобраны при проведении поисковых работ в 2013 г. в составе Алазейской поисковой партии (ОАО «Янгеология»). Изучались образцы североседедемской и хангатасской свит.

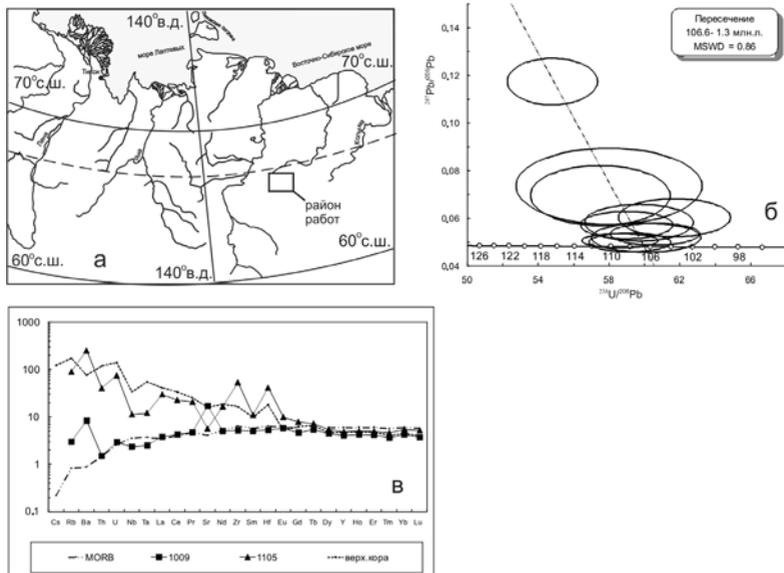


Рисунок 1. а – схема положения района работ; б – график конкордии Тера-Вассербурга для U-Pb-SHRIMP данных; в – распределение редкоземельных элементов, нормированных к составу примитивной мантии.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ. Популяция цирконов была выделена из трахидацита (обр. 1105) североседедемской свиты. Это порфировая порода, где вкрапленники (5–7%) представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Матрикс образован тонким агрегатом из мелких палочковидных микролитов плагиоклаза и кварца размером до 0.05 мм. Популяция цирконов из трахидацита составляет однородную группу и представлена относительно крупными (от 200 до 450 мкм) идиоморфными коротко и удлиненно – призматическими кристаллами. Катодоллюминесцентные изображения кристаллов циркона показывают наличие хорошо выраженной магматической зональности с интенсивным свечением. Магматическая зональность чаще всего параллельна кристаллографическим ограничениям. Ксеногенные ядра отсутствуют, что указывает на магматическое происхождение популяции цирконов. Среднее значение возраста по 10 точкам 106.6 ± 1.3 млн.л, $MSWD = 0,86$. (рис. 1б). В верхней части ручья Базового были отобраны образцы трахидацита (1008/б-13) из верхней части североседедемской свиты и базальта (1009-13) из нижней части хангатасской свиты. По этим образцам был определен возраст К-Аг методом. Для определения возраста трахидацита были использованы полевой шпат и основная масса, а

для базальта - плагиоклаз. Для трахидацита были получены близкие значения возраста 97,7 и 100,6 млн. л., которые хорошо коррелируются с возрастом, полученным по цирконам (106,6 млн.л.). При определении возраста базальта хангатасской свиты по плагиоклазу были получены значения 59 ± 9 млн.л.

Ранее [4] вулканы североседедемской и хангатасской свит по химическому составу были объединены в две группы (рис. 1в). В первую объединяются вулканы нельканской, чебыгылахской, кадылчанской и североседедемской свит, характеризующихся широким набором пород - от андезибазальтов до риолитов. Изученные нами трахидациты североседедемской свиты характеризуются умеренной щелочностью, при соотношении калия к натрию близкому к 1, относительно постоянной общей железистостью, которая с увеличением кремнекислотности (с 64% до 74%) повышается от 0.7 до 0.9 и могут быть отнесены к известково-щелочной серии. Базальты и долериты хангатасской свиты по всем петрогеохимическим параметрам резко отличаются от пород первой группы [4]. В соответствии с низкими концентрациями P_2O_5 , K_2O (0.15, 0.11) и средними содержаниями TiO_2 (0.95), они близки по составу к базальтам толеитовой серии. Это подтверждают и данные по содержанию в них других петрогенных оксидов и редких элементов. Изотопные составы трахидацита и базальта в целом характеризуются деплетированными значениями $\epsilon Nd(T)$ (+4.7 у трахидацита и +9.04 у базальта). Высокие значения $\epsilon Nd(T)$ для наименее фракционированного базальта соответствуют обедненному мантийному резервуару типа MORB. Более низкие значения $\epsilon Nd(T)$ для трахидацита и, наблюдающаяся определенная зависимость $\epsilon Nd(T)$ от содержания SiO_2 , позволяют предполагать контаминирование расплавов силикатическим материалом, которым, вероятно, являлись вмещающие их вулканогенно-терригенные образования верхнего палеозоя-раннего мезозоя. На диаграммах соотношения изотопов неодима и стронция фигуративные точки трахидацита смещены в сторону ЕМП и попадают частично в поле Охотского сектора ОЧВП [5]. На дискриминантной диаграмме соотношений $Th/Yb-Ta/Yb$ трахидацит североседедемской свиты попадает в поле пород известковощелочной серии континентальных вулканических дуг. Базальт хангатасской свиты находится в области толеитового вулканизма и на диаграмме соотношений $Nb/Yb-Ba/Yb$ попадают в поле рифтовой зоны. Судя по соотношению (Ba/La) и $(La/Yb)_n$, составы практически всех изученных образцов являются результатом взаимодействия субдукционной и N- MORB компонент.

Исследование геохимического и микроэлементного состава пород показывает, что образования североседедемской свиты, вероятно, формировались в пределах вулканических поясов континентальных островных дуг или окраинных вулканических поясов. Учитывая геологическое строение района, где меловые вулканы перекрывают палеозойско-юрские складчатые комплексы, можно предполагать, что они

формировались в пределах континентального вулканического пояса. Сходные по возрасту (ранний-поздний мел) и составу комплексы широко представлены в пределах ОЧВП [5, 8]. По составу изученные меловые вулканические комплексы Алазейского плоскогорья близки к вулканитам ОЧВП, развитие которого происходило от среднего альба до нижнего кампана. Полученные нами данные о альб-сеноманском возрасте пород североседедемской свиты хорошо укладываются в интервал функционирования ОЧВП. При этом U-Pb возраст трахиандезита соответствует началу вулканизма ОЧВП – 106 млн лет [5, 8]. Проблема заключается в пространственном положении вулканитов североседедемской свиты вдали от основного поля вулканитов ОЧВП, что не позволяет рассматривать их как надсубдукционные образования андийской окраины. Возможно, их образование было связано с растяжением в тылу ОЧВП. В работе [9] предполагается, что магматизм с возрастом 120-105 млн. лет является следствием изменения тектонического режима от сжатия к растяжению и может представлять собой одно из последствий начала рифтинга в Американо-Арктическом бассейне Арктики. К сожалению, имеющихся данных не достаточно, чтобы однозначно восстановить геодинамическую природу этих комплексов.

Учитывая, геологическое положение толеитовых базальтов хангатаской свиты, особенности химического состава, геодинамические особенности структуры региона в это время можно предположить, что их формирование происходило в рифтовых зонах, образование которых сопровождало окончание развития вулканического пояса. С другой стороны, по времени формирования (59±9 млн. л.) они значительно оторваны от щелочных вулканитов североседедемской свиты. Принимая во внимание, что базальты могут залегать в виде даек можно предполагать, что данные базальты сформировались позднее и связаны с начальными этапами раскрытия Евразийского бассейна [2, 4].

ВЫВОДЫ. Проведенные исследования позволили установить возраст трахидацитов и базальтов североседедемской и хангатаской свит вулканического комплекса Алазейского плоскогорья. Возраст дацитов североседедемской свиты определяется как апт-сеноманский (106–97 млн. л.), а возраст базальтов хангатаской свиты как палеоценовый (59±9 млн. л.). Формирование вулканических комплексов происходило в два этапа. Вначале накапливались умеренно щелочные комплексы известково-щелочной серии и их образование происходило в пределах вулканических поясов. На втором этапе формировались вулканиты толеитовой серии, которые характеризуют этап развития региона, связанный с режимом растяжения и рифтообразования.

Работа выполнена в рамках тем № АААА-А17-117030610114-1 и № 0149-2015-0030, государственного задания ИО РАН 0149-2019-0005 и при финансовой поддержке гранта РФФИ № 17-05-00795.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта Якутии. Верхнеиндигирский блок. М-б 1:500000. С-П., ВСЕГЕИ. 2000.
2. Натапов Л.М., Зоненшайн Л.П., Шульгина В.С. и др. Геологическое развитие Колымо-Индигирского региона и проблема Колымского массива // Геотектоника. 1977. № 4. С. 18–31.
3. Ставский А.П. Меловой магматизм и тектоника Алазейского плоскогорья // Геотектоника, 1981. № 4. С. 90–103.
4. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Особенности состава меловых вулканитов Алазейского плоскогорья (Северо-Восточная Якутия) // КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. Вып. 27. № 3. С. 47–57.
5. Акинин В.В. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики. Автореф. дис.... д.г.-м. М.: ИГЕМ РАН. 2012. 43 с.
6. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T. et al. The Cretaceous Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs // J. Volcanology and Geothermal Research. 2012. V. 221–222. P. 14–32.
7. Miller E.L., Verzhbitsky V.E. Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // Stephan Mueller Special Publication Series. 2009. V. 4. P. 223–241.
8. Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В. и др. Мезозойско-Кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2013. №8. С. 1126–1144.
9. Кораго Е.А., Столбов Н.М. Позднекайнозойский вулканизм северной Евразии и ассоциирующие с ним глубинные ксенолиты // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. С-П.:ВНИИОкеангеология, 2002. С. 238–251
10. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., и др., Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 1–32.

U-Pb dating of zircons from dacites and K-Ar method for dacites and basalts were used to determine age of rocks belonging to Cretaceous volcanogenic formation of Alazey Plateau, Kolyma-Idigirka Orogen of the North Eastern Russia. The investigations allowed us to estimate age of dacites of Severosededemskaya series as Apt-Cenomanian (106–97 Ma); this series was formed in frames of volcanic belts. Basalts of Hangataskaya series have Paleocene age (59 Ma). These rocks characterize region development stage associated with extension and rifting regime.

Шарков Е.В.

(Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, e-mail: sharkov@igem.ru)

Строение и происхождение нижней коры океанов и задуговых морей: свидетельства по впадине Маркова (Срединно-Атлантический хребет) и Войкарской офиолитовой ассоциации (Полярный Урал)

Sharkov E.V.

(Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow)

Structure and origin of the lower crusts of oceans and back-arc seas: Evidence from the Markov Deep (Mid-Atlantic Ridge) and Voikar ophiolite association (Polar Urals)

Ключевые слова: внутренний океанический комплекс, нижняя кора, расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы, андерплейтинг, зона субдукции, литосферная мантия, задуговый спрединг, мантийные плюмы.

Показано, что формирование нижней коры океанов и задуговых морей происходило преимущественно путем накопления базальтовых магм типа MORB в промежуточных очагах вдоль границы кора-мантия (андерплейтинг), которые затвердевших в форме расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов. Такое сходство исходных расплавов предполагает и аналогичный состав плавившихся субстратов, близкий к астенофере океана.

Одним из главных достижений последних десятилетий является признание факта существования внутренних океанических комплексов (ВОК) (oceanic core complexes, OCC), представляющих собой куполообразные поднятия длиной в десятки километров в осевых частях медленно-спрединговых хребтов. Они характеризуются выходами интенсивно деформированных и метаморфизованных плутонических пород малоглубинной океанической литосферы (нижней коры и мантии) *и часто наличием крупных гидротермальных полей с рудной минерализацией*. Существование ВОКов никак не согласуется с классической Пенроузской моделью океанического спрединга, разработанной еще в 1960-1970-х годах (F. Vine and D. Matthews, J.T. Wilson, W. Sullivan, S. Ueda, и др.), и свидетельствует о значительно более сложных тектономагматических процессах в осевых частях срединно-океанических хребтов, чем предполагалось ранее. Поскольку выходы пород нижней коры связаны именно с этими комплексами, мы рассмотрим их строение на примере ВОК Сьерра-Леоне, а именно впадины Маркова (6° с.ш.), Срединно-Атлантический хребет (САХ), в изучении которой автор принимал непосредственное участие [2, 3].

Другой, не менее сложной проблемой является природа нижней коры задуговых морей, имеющей значительное сходство с нижней корой океана, но формировавшейся в совершенно другой тектонической обстановке. В качестве примера ими была выбрана Войкарская (Войкар-Сыньинская) офиолитовая ассоциация, Габбровый комплекс которой представлял собой нижнюю кору палеозойского задугового моря [1, 4].

В обоих случаях нижняя кора имеет сходное строение. Она образована преимущественно расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузивами, происшедшими из расплавов типа MORB, а также силлообразными внедрениями различных мафитов в уже сформированную кору. Эта кора подстилается аналогичными серпентинизированными деплетированными ультрамафитами (лерцолитами, гарцбургитами и дунитами). Судя по геологическим, изотопным и изотопно-геохронологическим данным по Войкару, формирование такой мантии могло происходить задолго до образования нижней океанической коры [1].

Также в обоих случаях формирование нижней коры в основном происходило путем ее наращивания снизу при накопления базальтовых магм типа MORB в промежуточных очагах на границе кора-мантия (андерплейтинг), которые затвердевали в форме расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов. При этом, судя по габбровому комплексу Войкара, таких эпизодов становления нижней коры было по крайней мере три; отсутствие систематического разреза коры во впадине Маркова не позволяет сделать определенные выводы на этот счет в случае рассмотренного сегмента САХ, хотя и здесь не исключено существование двух и более эпизодов ее формирования.

Доступные наблюдению породы нижней коры современного САХ и палеозойского задугового моря представлены в основном сильно катаклазированными и метаморфизованными преимущественно в условиях зеленосланцевой фации разновидностями габброидов. Из этого может следовать, что вторичные преобразования пород рассмотренной офиолитовой ассоциации происходили еще во время их пребывания в задуговом море.

Главным различием между нижней корой современного океана, вскрытой в пределах впадины Маркова и других ВОК [4], по сравнению с корой задугового моря заключается в присутствии в последней тел габброноритов, связанных с надсубдукционной известково-щелочной серией, что подтверждается изотопными данными о присутствии в них древнего материала [6].

Во впадине Маркова катаклазированные и измененные плутонические породы океанической литосферы (габброиды нижней коры и подстилающие их мантийные перидотиты) несогласно перекрываются потоками свежих базальтов с корками закалочного вулканического стекла. Это предполагает

существенную разницу во времени и отсутствие взаимосвязи между формированием современной верхней базальтовой коры и плутоническими образованиями нижней коры. В случае Войкарских офиолитов наблюдаются существенные различия в изотопии между образованиями нижней и верхней коры [6, 7], что также может свидетельствовать об их происхождении в связи с разными эпизодами развития задугового моря.

Таким образом, нижняя кора современного океана, вскрытая в пределах ВОК, и кора задугового моря весьма сходны по строению и различаются, главным образом, составом силлообразных внедрений мафитов. В первом случае они образованы преимущественно феррогабброидами, образованными за счет расплавов с участием ОИВ [3], а во втором - габбро-норитами надсубдукционной известково-щелочной серии.

Происхождение ВОКов в настоящее время часто связывается с существованием крупных внеосевых океанических разломов срыва (oceanic detachment faults) [5 и др.]. Несмотря на свою популярность, эта модель остается весьма дискуссионной и сталкивается с многими проблемами, в частности, с причиной подъема территории, возникновения разрывов срыва, их морфологии, источников гидротермальных флюидов и т.д.

По нашему мнению, такие структуры возникают в результате подъема мантийных плюмов в осевой зоне хребта, но на некотором удалении от его оси. Их головные части достигают границы астеносфера-океаническая литосфера и приподнимают ее с образованием куполообразных поднятий. Это сопровождается вулканизмом типа ОИВ, связанным с адиабатическим плавлением головы плюма, и появлением гидротермальных полей [8]. Сопутствующий подъем астеносферы приводит к возобновлению спрединга на таком участке, последующему объединению обоих типов зон генерации магм (плюмового и астеносферного) и формированию специфических расплавов кремнеземистой Fe-Ti-оксидной серии [3], а по мере дальнейшего развития такого сегмента хребта – уже к преобладанию расплавов типа MORB. На стадии ВОК новообразованный базальтовый расплав поднимается из зоны генерации магм по трещинам (дайкам) сквозь литосферную мантию и частично наращивает существующую нижнюю кору в форме силлов, а по мере развития магматизма – снизу, путем андерплейтинга. Новообразованные реститы, в свою очередь, наращивают снизу литосферную мантию.

Имеющиеся данные по Войкарским офиолитам свидетельствуют о том, что и формирование нижней коры задуговых морей происходило по сходному сценарию. Она также развивалась на фундаменте, сложенном деплетированными перидотитами литосферной мантии путем неоднократного андерплейтинга расплавов типа MORB, возникших за счет сходных с плавящимися протолитами океана астеносферных субстратов. Но, в отличие от океанов, здесь устанавливается внедрение дайко- и

силлообразных интрузивов, происшедших уже за счет надсубдукционных магм [2]. Так что основные различия в составе нижней океанической коры срединно-океанических хребтов и задуговых морей заключаются именно в отсутствии или наличии продуктов надсубдукционного магматизма. Иными словами, весьма вероятно, что под задуговыми морями развита та же самая океаническая астеносфера, «отшнурованная» от океана зоной субдукции [2].

Проблеме формирования систем вулканическая дуга-задуговое море посвящена огромная литература. Большинство исследователей полагает, что образование таких морей происходит в результате задугового спрединга, сопровождающегося откатом (rollback) зон субдукции и связанного с ними магматизма (вулканических дуг) в сторону океана, однако механизм такого спрединга остается неясным.

Мы полагаем, что задуговой спрединг связан с «затеканием» океанической астеносферы под край соседнего континента, отчленением от него некоего фрагмента и накоплением за ним астеносферного материала, приводящим к формированию встречного течения этого материала в сторону океана [2, 9]. Это сопровождается постепенным утонением (снизу) и разрывами бывшей здесь континентальной коры, превращением ее в относительно маломощную субокеаническую, которая транспортируется астеносферным течением в сторону океана. Это должно было приводить к появлению вдоль границы с океанической плитой мощной зоны сжатия, где весь этот литосферный материал (включая верхнюю сиалическую кору континентов) уплотняется и метаморфизуется вплоть до появления высокоплотных гранатовых гранулитов и эклогитов. Благодаря этому возникает зона нисходящего течения литосферного материала уже под влиянием гравитации (зона субдукции), где в мантию буквально «засасываются» как породы континентальной литосферы из задугового пространства, так и океанической литосферы, образуя зону субдукции. Все это сопровождается появлением существенно андезитовой вулканической дуги, возникшей за счет плавления мантийно-коровых протолитов в зоне субдукции. Иными словами, задуговой бассейн с базальтовым магматизмом и утоненной корой промежуточного или океанического типа, вулканическая дуга и прилегающая часть океана, по-видимому, представляют собой взаимосвязанную и взаимообусловленную систему. Скорей всего, именно этим и объясняется сходство в составе и развитии коры океанов и задуговых морей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 .Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Бережная Н.А. и др. Полихронное формирование мантийных комплексов офиолитов (Полярный Урал) // Геотектоника. 2013. № 3. С. 43–57.

2. Шарков Е.В. Происхождение и строение нижней коры океанов и задуговых морей: свидетельства по впадине Маркова (Срединно-Атлантический хребет) и Войкарской офиолитовой ассоциации (Полярный Урал) // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 1. С. 101–121. doi:10.5800/GT-2019-10-1-0406.
3. Шарков Е.В., Бортников Н.С., Богатиков О.А. и др. 3-й слой океанской коры в осевой части Срединно-Атлантического хребта (полигон Сьерра-Леоне, 6° с.ш.) // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 592–625.
4. Шарков Е.В., Чистяков А.В., Лазько Е.Е. Строение расслоенного комплекса Войкарской офиолитовой ассоциации (Полярный Урал) как отражение мантийных процессов под задуговым морем // Геохимия. 2001. № 9. С. 915–932.
5. Searle R. *Mid-Oceanic Ridges*. Cambridge Univ. Press, 2013. 318 p.
6. Sharma M., Hofmann A.W., Wasserburg G.J. Melt generation beneath ocean ridges: Re-Os isotopic evidence from the Polar Ural ophiolite. *Miner. Mag.*, v. 62A. V.M. Goldschmidt Conference. Toulouse. 1998. Abstracts. P. 1375–1376.
7. Sharma, M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A. et al. High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks // *Earth and Planet Sci. Letters*. 1995. V. 135. P. 101–114.
8. Sharkov E.V. Cyclic development of axial parts of slow-spreading ridges: evidence from Sierra Leone area, the Mid-Atlantic Ridge, 5-7°N // *Tectonics, Recent advances / Evgenii V. Sharkov (Ed.)*, Rijeka: InTech, 2012. P. 3–36.
9. Sharkov E.V., Svalova V.B. Geological-Geomechanical Simulation of the Late Cenozoic Geodynamics in the Alpine-Mediterranean Mobile Belt // *New Frontiers in Tectonic Research – General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs / Evgenii V. Sharkov (Ed.)*, Rijeka: InTech, 2011. P. 19–38.

It is shown that formation of the lower crusts in oceans and in back-arc seas occurred mainly as a result of accumulation of basaltic magmas the MORB-type in transitional magma chambers at the mantle-crust boundary which solidified in form of large layered mafic-ultramafic intrusions. Such a similarity assumes the close composition of the melting sources in the both cases, similar to the oceanic asthenosphere.

Berglar K.¹, Damm V.¹, Ehrhardt A.¹, Franke D.¹, Ladage S.¹, Lutz R.¹, Geissler W.H.², Funck T.³, Scientific Team of Expedition PS115/1 GREENMATE

(¹BGR Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Hannover, Germany, e-mail: kai.berglagr@bgr.de; ²AWI Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, Germany; ³GEUS, Copenhagen, Denmark)

Structure of the NE Greenland sheared margin

Key words: northeastern Greenland, reflection seismic, sheared margin,

In the course of BGR's GREENMATE project the northern and northeastern shelf of Greenland was surveyed in August/September 2018 using R/V Polarstern. We collected reflection seismic data north of 84°N at the southern tip of Morris Jesup Rise and on the northeastern Greenland shelf area between 76°N and 82.5°N using a 3-km-long streamer.

In Paleocene to Eocene time seafloor-spreading occurred in Labrador Sea and Baffin Bay and in addition seafloor-spreading in the North-Atlantic occurred from chron C24 onward [1–2]. A relative northward movement of Greenland with respect to Eurasia took place in the Palaeogene resulting in compression/transpression affecting the region of northern Greenland and Svalbard. Later in the Oligocene, seafloor spreading in the Eurasia basin separated the Yermak Plateau and Morris Jesup Rise. Our working hypothesis is that the volcanism, which is manifested in Yermak Plateau and Morris Jesup Rise is related to the strike-slip movements during Paleocene break-up phase. The question arise how far the transpression/compression that originated by the northward movement of Greenland extended to the North.

A first interpretation of preliminary multi-channel seismic data indicates a segmented oceanic domain with transtensional terrace-like features along the sheared margin between 76°N and 82.5°N. The outer shelf shows a zone of compression/transpression possibly defining the position of the major strike-slip fault dividing Greenland and the Barents shelf prior to the opening of the Fram Strait. Further to the north, at the southern tip of Morris Jesup Rise, the basement is slightly inclined landward and shows no major fault zones compared to the southern profiles, which coincides with results from the Yermak Plateau [3].

REFERENCES

1. Tessensohn F & Piepjohn K (2000) Eocene Compressive Deformation in Arctic Canada, North Greenland and Svalbard and Its Plate Tectonic Causes. *Polarforschung*, 68, 121-124.
2. Jackson HR & Gunnarsson K (1990) Reconstructions of the Arctic: Mesozoic to Present. *Tectonophysics*, 172, 303-322.
3. Berglar K, Franke D, Lutz R, Schreckenberger B, Damm V (2016): Initial Opening of the Eurasian Basin, Arctic Ocean, *Frontiers in Earth Science*, 4:91.

Gaedicke C., Berglar K., Blumenberg M., Damm V., Franke D.¹, Piepjohn K. and BGR Arctic Research Team

(Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), Hannover, Germany, e-mail: christoph.gaedicke@bgr.de)

Polar Research in the Arctic: Terrestrial and Marine Geoscientific Expeditions by the Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Germany

Key words: Arctic research, onshore, offshore, CASE-Program, PANORAMA-Project

The ice-covered and remote polar regions are still insufficiently known. The exploration of the ice-covered Arctic Ocean and the surrounding continental margins are however necessary to understand the interactions of solid earth, oceans, cryosphere, atmosphere, and biosphere. Geoscientists of the Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR) systematically contribute to the knowledge of the geological and structural edifice of the polar regions – both on- and offshore.

The main tasks of polar research activities of the BGR are:

- Research carried out as part of the Federal Government's polar research program, which focuses on the study of crustal structures in the Arctic Ocean and its continental margins;
- Planning, organization and implementation of on- and offshore expeditions into the Arctic regions in national and international cooperation;
- Development of special scientific measuring systems for the use in the polar regions;
- Consultation of the German Federal Government and participation in national and international polar research panels;
- Participation in ensuring the supply of natural resources to the Federal Republic of Germany by exploring the margins of the Arctic Ocean and evaluating their resource potential.

BGR's polar research activities can look back on a more than 40-year tradition. Until now 20 marine geophysical and 69 geoscientific land-based expeditions to the polar regions have been organized and carried out. The BGR cooperates with German and foreign universities, geological surveys and polar research institutions.

The geodynamics of the margins of the Arctic Ocean, which represents a primary target of the BGR on a supra-regional scale, are studied within the frame of the CASE (Circum-Arctic Structural Events) program. In addition to onshore geological investigations, the BGR performs airborne aeromagnetic and marine geophysical surveys (PANORAMA - Petroleum Assessment of the Arctic North Atlantic and Adjacent Marine Areas) to understand the evolution of the Earth's crust in the Arctic.

Major scientific foci of BGR research are:

- the initial opening of the Arctic Ocean and related magmatism and the development of sedimentary basins,
- the reasons for the development of contractional structures in the Arctic and contemporaneous extension during the opening of the ocean basins, e.g. the formation of the Eureka deformation belt, extending from Spitsbergen across northern Greenland to the Canadian Arctic, at the same time as the opening of the Eurasian Basin of the Arctic Ocean,
- the role of large strike-slip zones, which have affected wide areas along the continental margins of Barents Shelf and North America.

Other research targets of the BGR in the Arctic were:

- the continuation of the mid-oceanic ridge of the Arctic Ocean into the continental crust of Siberia,
- the structural architecture of the North American continental margin towards the Amerasian Basin,
- the study of the resource potential of the sedimentary basins,
- the Polar Urals with their high potential of chromite and elements of the platinum group.

Onshore Research: BGR's CASE Program

The circum-Arctic region has received considerable attention over the past several decades with vigorous debate focused on topics such as mechanisms for opening the Eurasian and Amerasian basins, importance of plume-related magmatism in the development of the Arctic Ocean, and tectonic models for ancient terrane translation along the Arctic margins. Public and political interest in the Arctic has also peaked around controversy regarding resource development and the establishment of firm political boundaries under the United Nations Convention on the Law of the Sea (UNCLOS). The CASE program (Circum-Arctic Structural Events) is an international Polar research effort organized and led by the BGR, Germany, to facilitate land-based geological investigations.

The CASE-program was initiated in 1988 under the name "Correlation of Alpine Structural Events in Spitsbergen and North Greenland." After two pre-site surveys in cooperation with the University of Münster in 1988 and 1991, the first BGR expeditions were carried out to Spitsbergen in 1992 (CASE 1) and North Greenland in 1994 (CASE 2). Since that time BGR has organized expeditions to Svalbard, North Greenland, the Canadian Arctic Archipelago, Yukon North Slope, and Siberia in cooperation with the Geological Survey of Canada (GSC), the Yukon Geological Survey (YGS), the Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS), the Norwegian Polar Institute (NP), the Karpinsky All Russian Geological Research Institute (VSEGEI), and a number of universities and natural museums. The original study areas were subsequently extended to Ellesmere Island

and Siberia, and the CASE program was renamed to “Circum-Arctic Structural Events” in 1998. Research under the banner of the CASE program has included topics such as the late Mesozoic and Cenozoic plate-tectonic reconfiguration of the Arctic, the dating of volcanic ashes and paleoclimate reconstruction of circum-Arctic Paleogene deposits, the development of circum-Arctic Paleozoic–Mesozoic sedimentary basins, the collision of Svalbard/Pearya with the northern margin of Laurentia (Ellesmerian Orogeny), the evolution of the northern continental margin of Laurentia, the possible relationships of Caledonian movements from Svalbard across Pearya to the Yukon North Slope, and provenance analyses in Mesozoic, Paleozoic, and Neoproterozoic sedimentary basins. In the upcoming years, the CASE program will focus on the architecture and structural evolution of the North American Arctic continental margin and the evolution of circum-Arctic Neoproterozoic–Paleozoic foldbelts (Caledonides, Timanides, and Grenvillian).

The CASE program has therefore provided an inclusive platform for government and university researchers to perform field-based multidisciplinary scientific studies in a very remote part of the world, the results of which inform and compliment offshore geophysical research also sponsored by BGR. A compilation of research results is published in [1].

Offshore Research: BGR’s PANORAMA-Project

BGR’s applied research in the Arctic Ocean contributes to a knowledge-based estimation of the chances and ecological risks that result from the possible use of energy resources from the Arctic area. The acquired information provides a basis for consulting services for politics, economy and the public. The uncertainties are caused by the still insufficient data density of this region, which is logistically hard to explore, and by the complicated basin formation processes during the opening of the Norwegian Sea. The region is characterized by passive and sheared continental margins and was overprinted by strong volcanism and salt tectonics. Potential source rocks, locally deep sinkings and regional reservoir and cover rocks suggest the potentiality of extensive sedimentary basins of this region as well as analogies to the central Norwegian shelf, which is highly productive.

The project PANORAMA (Petroleum Assessment of the Arctic North Atlantic and Adjacent Marine Areas) aims to clarify open questions in key areas of the Greenland and northern Barents Seas. The research program is focused on obtaining, with geological, organic-geochemical and geophysical methods, the necessary information on the subseabed structures of the northern North Atlantic and the adjacent northern Barents Sea in order to reconstruct the deposition history of the sediments at the seafloor since the beginning of the opening of the Arctic Ocean about 50 million years ago. Geomicrobiological methods are used to investigate largely unknown carbon degrading microbiological communities in the sediments of this region. The knowledge about the microbiological processes is useful for

an estimation of possible ecosystem consequences of the use of Arctic resources.

The stratigraphic classification of the available reflection seismic profiles, however, is still largely unclear and the effects of geologically younger uplift incidents are not explored. Some parts of the continental margin are masked by Paleogene basalts. There is considerable uncertainty on the question how far the prospective Greenland continental shelf extends towards east and where the transition to oceanic crust is located. Large areas, e.g. off the eastern coast of Greenland and in the northern Barents Sea, are currently only insufficiently explored. Their geological development is still widely unexplained.

In the framework of the BGR project PANORAMA the hydrocarbon generation potential of sediments of the European Arctic and risks of tentative production activities in this region are evaluated. Detailed knowledge of distribution, depth and thickness of potentially hydrocarbon generating sediments (source rocks) is integral in understanding the energy resource potential. Geochemical parameter, such as total organic carbon content and thermal maturity, control the amount and type of hydrocarbons (oil or gas) that a source rock can generate, or already generated in the past. Scientists in BGR's division „Geochemistry of Energy Resources and Gas Monitoring“ work on the geochemical characterization of hydrocarbon source rocks and base their evaluation on literature data, data from BGR archives, as well as on results of geochemical analyses performed at BGR's laboratories. Best geochemical results are achieved by analysis of samples obtained from wells drilled into the targeted source rock formations. For the northern Barents Sea and East Greenland Shelf area, however, no source rock samples from deep boreholes are available. In these cases, samples collected from outcrops on the Svalbard archipelago and along the coast of East Greenland, respectively, are studied as analogues for source rocks in the offshore study area.

Other aspects of the Panorama project are the test of related geochemical methods and the analysis of gases bound in near-surface marine sediment. These so-called “adsorbed” gases, released from sediments samples in the laboratory, can provide information on hydrocarbon accumulations in underlying deeper sediments. Results of an expedition to the Arctic Ocean north of Svalbard (Panorama-1) indicate that in the area of the southern Nansen Basin Paleocene source rocks, most likely deposited during the Eocene, occur at sufficient depth for hydrocarbon generation. Similar work on sediments from the Storfjorden- and Olga-Basins (Northern Barents Sea) indicate, in terms of maturity and hydrocarbon generation potential, other hydrocarbon source rocks in respective target areas.

Connection offshore to onshore

Potential hydrocarbon source rocks in the northern Barents Sea are sediments of the Middle Triassic Botneheia Formation and the Late Jurassic to Early Cretaceous Agardhfjellet Formation. Other source rocks in focus of this study are Arctic

coals of Carboniferous (Billefjorden Group) and Paleocene (Firkanten Formation) age, which have a high potential to generate hydrocarbons. During BGR's CASE program land expeditions are carried out frequently to study the structural history of the Arctic. Based on rock samples collected during CASE expeditions, extensive and detailed geochemical analyses are performed for the source rock characterization and obtained results are organized in a geographic information system for further evaluation within the PANORAMA project.

Additional to routine organic geochemical methods such as determination of total organic carbon content and analysis of hydrocarbon generation potential by Rock-Eval pyrolysis, reaction kinetic parameters are obtained from open and closed system pyrolyses experiments. Source rock kinetics are crucial for petroleum systems modeling to assess whether hydrocarbons were generated in sedimentary basin in the Arctic. Respective data are gained from combining temperature programmed open-system pyrolysis with isotope ratio mass spectrometry and the analysis of the stable isotope composition of hydrocarbons, generated during pyrolysis.

Another aspect of the combined terrestrial and marine multidisciplinary cooperation is the location, architecture and structural evolution of the large fault zones parallel to the margins of North America/North Greenland and the Barents Shelf. With the help of the marine geophysical research it is possible to trace large fault zones on land and other geological structures like sedimentary basins from the onshore areas into the offshore areas. The cooperation between marine geophysics and terrestrial structural geology makes it possible to identify ages and kinematics of faults offshore with mapped faults with known timing and kinematics, which crop out onshore.

In order to allow a sustainable and environmentally safe use of arctic raw materials and to assess its risks, it is necessary to collect the basic data that are required to close knowledge gaps. These basic data include maps on seafloor relief, geological structures and raw material potential of the Arctic - as well as research on natural release of hydrocarbons and on communities of hydrocarbon degrading organisms in order to be able to assess the natural principles and processes of the reduction of contaminations. In the framework of research projects, the Federal Institute for Geosciences and Natural Resources carries out geological survey work in the circum arctic shelf areas on behalf of the Federal Government. Such studies and an enhanced fact base are necessary to obtain more certainty on the Arctic's resource potential and also to bring more objectivity into the public debates.

REFERENCES

1. Piepjohn, K., Strauss, J.V., Reinhardt, L., and McClelland, W.C., eds. (2019), Circum-Arctic Structural Events: Tectonic Evolution of the Arctic Margins and Trans-Arctic Links with Adjacent Orogens: Geological Society of America Special Paper 541.

Для заметок

Научное издание

**ГЕОЛОГИЯ
МОРЕЙ И ОКЕАНОВ**

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

Москва, 18–22 ноября 2019 г.

Том V

**ИЗДАТЕЛЬСТВО
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

Адрес Издательства: 117997, Москва, Нахимовский пр., д. 36
Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, тел. +7 (495) 719-0035, доб. 03-03

Shirshov Institute of Oceanology Publishing House, Russian Academy of Sciences
36, Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia
Tel.: +7 (495) 719-0035, ext. 03-03
e-mail: publishing@ocean.ru, <http://www.ocean.ru>

Сдано в набор 28.10.2019 г. Подписано к печати 31.10.2019 г.
Формат бумаги 62 × 94^{1/16}. Бумага офсет № 1, 80 г/м². Гарнитура Таймс.
Офсетная печать. Усл. печ. л. 19,3. Уч. изд.л. 20,0. Тираж 200 экз.
Зак. № 147061 от 08.11.2019

Отпечатано в типографии: ПАО «Т8 Издательские Технологии»
109316, Москва, Волгоградский пр-т, д. 42, корп. 5, офис 6